ПРОЕКТ « МОРЯ »

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

ТОМ VIII

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Санкт-Петербург Гидрометеоиздат 2003

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОЕКТ ≪ МОРЯ ≫

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

ТОМ VIII

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук А. С. Васильева,
канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева,
д-ра геогр. наук А. Н. Косарева

Санкт-Петербург Гидрометеоиздат 2003

УДК 551.46

Редакционная коллегия серии монографий
„Гидрометеорология и гидрохимия морей":

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

Рассчитана на широкий круг специалистов: метеорологов, океанологов, проектировщиков, изыскателей, работников транспортного и промыслового флота.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

Книга подготовлена при финансовой поддержке
Министерства науки и технологий РФ

Отзывы и предложения просьба направлять в Государственный океанографический институт по адресу: 119992, ГСП-2, Москва, Кропоткинский пер., 6; тел./факс 246-72-88: e-mail: vasiliev@soi.msk.ru

Г 1805040600-06
069(02)-2003

ISBN 5—286—01447—X

© Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 2003

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. Морфометрия 6
2. Климат 7
3. Гидрология вод моря 10
   3.1. Водный баланс 10
   3.2. Течения 10
   3.3. Температура воды 11
   3.4. Соленость воды 12
   3.5. Водные массы 14
   3.6. Уровень и приливы 15
   3.7. Волнение 15
   3.8. Цунами 16
   3.9. Лед 16

Список литературы 17

ЧАСТЬ II. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТ

4. Характеристика исходных материалов и методики исследования 19
5. Атмосферная циркуляция Азиатско-Тихоокеанского региона и ее сезонные особенности над Японским морем 22
   5.1. Основные воздушные массы и климатологические фронты 22
   5.2. Центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона, формирующие барическое поле над Японским морем 23
   5.3 Временной ход характеристик центров действия атмосферы 26
   5.4. Макромасштабные барические градиенты как оценка интенсивности атмосферных процессов Азиатско-Тихоокеанского региона 27
6. Атмосферное давление и ветер 29
   6.1. Общая характеристика атмосферного давления 29
   6.2. Резкие изменения атмосферного давления 32
   6.3. Ветровой режим прибрежной зоны 34
   6.4. Направление и скорость ветра над морем 35
   6.5. Сильные ветры 39
   6.6. Статистические характеристики скорости ветра 44
   6.7. Оценка интенсивности зимнего муссона 46
7. Температурный режим 50
   7.1. Температура воздуха над прибрежными районами 50
   7.2. Термический режим воздушных масс над морем 54
   7.3. Статистические характеристики температуры воздуха 58
   7.4. Оценки трендовых составляющих температуры воздуха 64
   7.5. Зависимость температуры воздуха над морем от скорости и направления ветра 69
8. Влагосодержание воздуха 74
   8.1. Парциальное давление водяного пара 74
   8.2. Относительная влажность воздуха 75
9. Дальность видимости, облачность и туманы 77
   9.1. Метеорологическая дальность видимости 77
   9.2. Облачность 81
   9.3. Туманы 83
10. Атмосферные осадки 84
   10.1. Средние месячные, сезонные и годовые суммы осадков 84
   10.2. Анализ долговременных изменений сумм осадков 88
   10.3. Число дней с осадками и продолжительность осадков 90
   10.4. Суточное количество осадков 91
   10.5. Эффекты запруживания воздушных масс у восточного побережья Японского моря 92

Заключение 94

Список литературы 100

ЧАСТЬ III. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

11. Методика исследования и характеристика используемых материалов 104
12. Составляющие теплового баланса поверхности моря 110
   12.1. Оценка интегрального теплообмена на поверхности моря 110

12.2. Интенсивность суммарного теплообмена и его составляющих 115
12.3. Пространственное распределение интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих на поверхности моря 121
13. Изменчивость суммарного теплообмена и его составляющих на поверхности моря .. 138
14. Оценка тепловых потоков, обусловленных атмосферными осадками, выпадающими на поверхность моря 146
Заключение 152
Список литературы 156

ЧАСТЬ IV. ГИДРОЛОГИЯ ВОД

15. Гидрологическая изученность 157
16. Использованные материалы 162
17. Методы исследования 166
18. Температура воды 169
18.1. Вертикальное распределение 169
18.2. Короткопериодная изменчивость 173
18.2.1. Короткопериодные колебания в сезонном термоклине 173
18.2.2. Колебания в верхнем 100-метровом слое 177
18.3. Суточная изменчивость 180
18.4. Сезонная изменчивость 183
18.5. Межгодовая изменчивость 190
18.6. Пространственно-временное распределение 195
19. Соленость воды 214
19.1. Вертикальное распределение 214
19.2. Короткопериодная изменчивость 216
19.3. Суточная изменчивость 218
19.4. Сезонные изменения 220
19.5. Пространственно-временное распределение 226
19.6. Формирование промежуточных вод с высокой соленостью 238
20. Водные массы 243
Список литературы 253

ЧАСТЬ V. ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

21. Историческая справка 257
22. Приливные волны 258
22.1. Татарский пролив 259
22.2. Залив Петра Великого 262
23. Приливы 262
23.1. Татарский пролив 263
23.2. Побережье Приморья от мыса Белкина до мыса Поворотный 263
23.3. Залив Петра Великого 263
23.4. Другие районы побережья 265
24. Приливные течения 265
24.1. Татарский пролив 266
24.2. Корейский пролив 267
24.3. Залив Петра Великого 267
Список литературы 268

ЧАСТЬ VI. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

25. Краткая история исследований и характеристика сети наблюдений за уровнем моря 269
26. Средний уровень моря 270
26.1. Многолетние колебания 270
26.2. Годовой ход 272
26.3. Положение уровенной поверхности 274
26.3.1. Анализ значений водообмена по литературным источникам 274
26.3.2. Расчет водообмена Японского моря с Тихим океаном через Сангарский пролив, оценка достоверных объемов переноса воды в основных проливах 276
26.3.3. Приведение наблюдений за уровнем моря к единой высотной основе по данным о водообмене. Климатическое положение уровенной поверхности моря и ее сезонные вариации 278
27. Непериодические колебания уровня моря в синоптическом масштабе изменчивости 280
27.1. Общая характеристика кратковременных непериодических колебаний уровня моря 281
27.2. Основные статистические характеристики непериодических колебаний уровня моря 283

27.3. Пространственно-временная изменчивость непериодических колебаний уровня моря 287
27.4. Связь непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами. 290
28. Методы расчета и прогноза штормовых нагонов 295
28.1. Эмпирические методы 295
28.2. Метод спектральной регрессии 296
28.3. Численное гидродинамическое моделирование 299
29. Цунами 301
29.1. Физические аспекты зарождения и распространения цунами 301
29.2. Интенсивность цунами 302
29.3. Исторические сведения о цунами в Японском море 303
29.4. О моделировании распространения цунами 306
29.5. Вероятностные характеристики цунами 307
Заключение 308
Список литературы 309

ЧАСТЬ VII. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

30. О наименованиях поверхностных течений 313
31. Развитие представлений о поверхностных течениях 313
32. Схемы поверхностных течений моря 1972—1982 гг. 317
33. Вихри и меандры 318
34. О сезонной изменчивости поверхностных течений 320
35. Измерение течений 320
35.1. Инструментальные измерения течений до 1990 г. 320
35.2. Современные измерения течений 321
35.3. Измерения глубинных течений 321
36. Течения в проливах 323
37. Характеристики основных течений 323
Список литературы 325

ЧАСТЬ VIII. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

38. История исследований 327
39. Общая характеристика ветро-волнового режима 329
39.1. О циклонической активности 329
39.2. Межгодовая изменчивость штормов и штилей 330
39.3. Общая характеристика волнения 332
39.4. Ветровые условия в северной части Татарского пролива 332
40. Режим ветра и волн 333
41. Штормовое волнение 335
41.1. Особо опасное волнение 335
41.2. Экстремальные расчетные характеристики волнения Японского моря 338
41.3. Волнение в тайфунах 338
41.4. Примеры особых условий развития ветровых волн 342
42. Погрешности прогноза ветрового волнения на акватории Японского моря 342
43. Ветер и волны в прибрежной зоне 343
43.1. Репрезентативность прибрежных наблюдений 343
43.2. Стихийное волнение в прибрежной зоне 345
Список литературы 346

ЧАСТЬ IX. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ

44. История вопроса 347
45. Характеристика использованных материалов 350
46. Режимные характеристики ледяного покрова 352
46.1. Образование, развитие и разрушение льда 352
46.2. Продолжительность ледового периода 353
46.3. Изменчивость ледовитости моря 353
46.4. Сплоченность льда 354
46.5. Возрастные виды льда 355
46.6. Формы льда 357
46.7. Торосистость и заснеженность льда 358
46.8. Сжатия и разрежения льда 359
46.9. Припай 360
46.10. Дрейф льда 361
47. Особенности зимних плаваний 363
48. Роль льдообразования в формировании глубинных вод 367
49. Методы прогнозирования ледовых условий в Японском море и перспективы их развития 367

49.1. История вопроса и постановка задачи 367
49.2. Архив ледовой информации 369
49.3. Долгосрочный и сверхдолгосрочный прогноз ледовитости 370
49.4. Долгосрочный и среднесрочный прогноз декадной ледовитости 372
49.4.1. Прогноз ледовитости, основанный на алгоритмах МГУА (метод группового учета аргументов) 372
49.4.2. Вероятностный прогноз ледовитости 375
49.5. Физико-статистические и вероятностные модели для прогноза положения кромки льда, полей сплоченности, возраста и форм льда 378
49.5.1. Обобщенная физико-статистическая модель 379
49.5.2. Реализация вероятностной модели для прогноза ледовых характеристик на дальневосточных морях 381
50. Обледенение судов 381
Список литературы 392

ПРЕДИСЛОВИЕ

Моря 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, 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, температура воды и воздуха, ледовые условия, течения, химическая агрессивность морских вод, солевой состав, биогенные вещества и другие.

Развитие морских отраслей народного хозяйства вызывает 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 уже не могут удовлетворить растущие запросы. Целенаправленная система обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, ГГО, республиканских и территориальных управлений по гидрометеорологии и ряда мореведческих организаций других министерств и ведомств. Первый этап заключался в исследовании прибрежной полосы моря и устьев рек, второй — в изучении шельфовой зоны моря, третий — в изучении открытых районов и моря 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 режимов морей и крупных морских устьев рек, которые широко используются многими практическими и научными организациями.

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

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

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

5. Серия специализированных справочных пособий по гидрометеорологии и гидрохимии шельфа морей СССР, состоящая из 13 томов, изданная в конце 1980-х годов.

В соответствии с проектом «Моря» научно-технической программы ГКНТ «Мировой океан» 39 организациями Госкомгидромета СССР, Минрыбхоза СССР, АН СССР и бывших союзных республик и других ведомств под общим руководством ГОИНа, а также институтами Госкомрыболовства (океанологические основы формирования биопродуктивности морей), ГГО (метеорология и климат), ААНИИ (ледовые условия) подготовлена серия монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей». Серия состоит из 10 томов, включающих около 20 выпусков:

том I — Баренцево море;
том II — Белое море;
том III — Балтийское море;
том IV — Чёрное 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 проекту освещается широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии, динамике вод, гидрохимии, океанологическим основам биопродуктивности морей. Существенное внимание уделяется современным и ожидаемым антропогенным изменениям элементов режима. В силу объективных причин — специфики режима морей, степени изученности, различного уровня теоретических разработок — в освещении некоторых вопросов по разным морям имеются существенные различия. Однако при разработке научной программы и в процессе выполнения работ перед исполнителями ста-

вилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по гидрометеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы: радиационные условия, циркуляционные процессы, орография берегов, морские течения; климатическое районирование; режим ветра, его местные 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 стихийные 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 и ее изменение 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» уточнены существующие представления о характеристиках гидрометеорологического и гидрохимического режимов морей, в частности:

определены условия формирования режима элементов климата, закономерности их изменения в пространстве и во 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.

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 России, и служит ее важнейшей составной частью. Монографии содержат большой объем фактических многолетних данных, полученных на прибрежных станциях и в экспедициях, и могут быть использованы как справочные материалы по гидрометеорологии, гидрохимии и биопродуктивности морей.

При необходимости более подробная информация по гидрологии, метеорологии, гидрохимии и загрязнению морей может быть получена в ГОИНе или других НИИ и управлениях по гидрометеорологии по специальному запросу.

Общее научно-методическое руководство исследованиями по проекту «Моря» и по подготовке серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей» 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, Берингово моря).

Подготовка серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей» выполнена под общим руководством научного руководителя проекта «Моря» канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева.

Том VIII «Японское море» подготовлен под руководством ответственного исполнителя канд. геогр. наук В. А. Лучина (ДВНИГМИ) в соответствии с общим планом серии монографий и состоит из двух выпусков — «Гидрометеорологические условия» и «Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности».

Выпуск 1 содержит комплексную характеристику метеорологических, гидрологических и ледовых условий Японского моря, предназначенную для многоцелевого использования в научно-исследовательской работе и при гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства.

Сведения о гидрометеорологических условиях Японского 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 позволяют использовать эти данные для мониторинга климата, в гидрометеорологическом и промысловом прогнозировании.

На протяжении длительного времени исследования Японского моря проводятся организациями Росгидромета (Приморским территориальным управлением по гидрометеорологии, Сахалинским территориальным управлением по гидрометеорологии, Дальневосточным региональным научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом (ДВНИГМИ), Государственным океанографическим институтом (ГОИН)), институтами ДВО РАН, организациями Роскомрыболовства, 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, посвященных рассмотрению тех или иных элементов гидрометеорологического режима.

Монография существенно дополняет справочные данные о гидрометеорологических условиях Японского 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», 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. В некоторых случаях, например при описании штормовых нагонов, ледовых условий, приводятся гидродинамические и физико-аналитические методы расчета и прогноза штормовых нагонов и элементов ледового режима.

Выпуск 1 подготовлен коллективом сотрудников ДВНИГМИ при участии специалистов ГОИНа, Дальневосточного государственного университета (ДВГУ), Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН) и некоторых других организаций.

Авторами настоящего выпуска являются: **часть I** — Л. П. Якунин; **часть II** — Н. А. Дашко и С. М. Варламов; **часть III** — Н. А. Дашко и С. М. Варламов; **часть IV** — В. А. Лучин (гл. 15, п. 18.1, 18.2.2, 18.3, 18.4, 18.6, 19.1—19.5), В. А. Лучин, Н. А. Рыков (гл. 16), В. А. Лучин, В. В. Плотников, А. Н. Манько (гл. 17), В. А. Лучин, С. Ю. Мосягина (п. 18.2.1), В. А. Лучин, В. В. Плотников (п. 18.5), В. А. Лучин, П. Я. Тищенко (п. 19.6), В. А. Лучин, А. Н. Манько (гл. 20); **часть V** — Т. И. Супранович и К. Т. Богданов; **часть VI** — П. Б. Фирсов (гл. 25, п. 26.1—26.2, гл. 27 и 28), А. В. Савельев (п. 26.3 и 28.3), Ю. Д. Ковбас (гл. 29); **часть VII** — М. А. Данченков; **часть VIII** — Н. Г. Алисимчик (гл. 39, 40; п. 41.1, 41.3; гл. 42, 43), Н. Г. Алисимчик, Г. И. Матушевский и И. М. Кабатченко (гл. 38), Г. В. Матушевский и И. М. Кабатченко (п. 41.2); **часть IX** — Л. П. Якунин (гл. 44, 46—48), Л. П. Якунин и В. В. Плотников (гл. 45), В. В. Плотников (гл. 49), А. Г. Петров (гл. 50).

В выполнении расчетов и различных видов технических работ принимали участие: С. И. Кислова, Т. С. Моторыкина, М. М. Асташкина, В. М. Шашель, Т. А. Перунова, В. Б. Гречищев.

ЧАСТЬ I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

1. МОРФОМЕТРИЯ

Японское море примыкает к Евразийскому континенту, являясь окраинным морем Тихого океана. Западной границей моря является берег материка от м. Изгунова (Кольчолкап), расположенного на юге Корейского полуострова до м. Сущева на севере Татарского пролива. Его крайняя западная точка находится на 127° 20′ в. д. Северная граница распространяется до 51° 41′ с. ш. и проходит в прол. Невельского между мысами Сущева и Тык. На востоке море ограничено побережьем о. Сахалин и грядой островов Японии. Между островами граница проходит по водному пространству: в прол. Лаперуза от м. Кузнецова на Сахалине до м. Носяппу на о. Хоккайдо; в Сангарском (Цугару) проливе от м. Эсан на о. Хоккайдо до м. Сирия на о. Хонсю; в прол. Симоносеки от м. Мурасаки на о. Хонсю через острова Муцуре, Ума до м. Нагоя на о. Кюсю. Крайняя восточная точка моря расположена на 142° 15′ в. д. Южная граница от м. Номо на о. Кюсю проходит по архипелагу Гото через острова Фукуэ, Осе, Чечжудо и далее на материк к м. Изгунова. На юг море простирается до 32° 25′ с. ш. [4].

Площадь поверхности моря в указанных границах без учета островов составляет 1062 тыс. км^2. На внутренние острова приходится около 8 тыс. км^2. Средняя глубина равна 1535 м, а максимальная — 4224 м — расположена в северной половине моря в районе 43° 00′ с. ш., 137° 39′ в. д. Объем вод моря равен 1630 тыс. км^3. Его наибольшая длина составляет 2255 км, ширина — 1070 км. Периметр моря равен 7600 км, протяженность береговой линии — 7307 км.

Берега моря в основном слабо изрезаны, круты и обрывисты. К ним вплотную примыкают горные хребты Сихотэ-Алиня, восточной Кореи, западного Сахалина и Японии. Значительной изрезанностью отличаются берега зал. Петра Великого и юга Корейского полуострова. Склоны гор прорезаются многочисленными долинами, по которым течет множество мелких и коротких рек и ручьев. Они вызывают незначительное распреснение, хорошо заметное летом в устьевых районах. Дельты речек обычно низменны с отмелыми берегами. Перед устьями рек формируются песчаные бары, частично или полностью перекрывающие вход с моря. Наиболее крупными заливами являются Восточно-Корейский, Петра Великого, Исикари. Вдоль берегов встречается ряд островных групп и отдельных островов. На юге моря в Корейском проливе имеются острова Ики и Цусима; у западных берегов — Корсакова, Аскольд и др. В восточных районах моря расположены острова Монерон, Окусири, Тоби, Садо, Оки и др. Вдали от берега имеется о. Уллындо (Дажелет). Непосредственно у берега встречаются подводные и надводные камни — кекуры, но глубже 20-метровой изобаты подводные препятствия почти не встречаются [5].

О происхождении котловины Японского моря существует несколько весьма противоречивых суждений, связанных с тем, что дно моря сложено из различных горных пород. Прерывистый и сложно дислоцированный фундамент, выходящий на банках к поверхности, состоит из древнейших докайнозойских магматических и метаморфических пород, а в верхнем осадочном слое преобладают более поздние вулканогенные отложения кайнозоя. В результате одни исследователи считают, что котловина Японского моря имеет эпиокеаническую природу образования, т. е. глубоководная котловина является реликтом тихоокеанского океанического ложа, а подводные и надводные поднятия и острова (Японские) образовались путем трансгрессий и регрессий, продолжавшихся вплоть до четвертичного периода.

Другая концепция предполагает материковую основу образования котловины, которая сформировалась в результате недавнего отчленения от Евразийского материка крупного блока континентальной коры в виде Японских островов и перемещения их на восток в сторону Тихого океана. При этом одни считают, что глубоководная котловина собственно Японского моря является результатом обрушения континентальной коры с образованием глубоководной впадины, а другие придерживаются позиции спрединга — раскрытия или разрыва земной коры.

Доказательство правомерности изложенных гипотез осложняется большими (до 2—2,5 км) колебаниями уровня моря в докембрийском и позднемиоценовом периодах, значительными подвижками земной и океанической коры, а также активной вулканической деятельностью вплоть до четвертичного периода. Это формирует чрезвычайно пеструю картину как рельефа дна Японского моря, так и распределения донных отложений.

Рельеф дна в Японском море весьма разнообразен. В зависимости от распределения глубин море подразделяется на три части: южную, центральную и северную. Южная часть, расположенная южнее 40° с. ш., отличается сложным рельефом. Здесь подводные хребты и возвышенности рассекаются глубокими желобами и широкими долинами. Материковые и приостровные отмели повсеместно узкие, они не превышают 20-километровой ширины. Практически в центре моря имеются две изолиро-

ванные банки, вытянутые с юго-запада на северо-восток. Одна, именуемая банкой Ямато (39° с. ш., 135° в. д.), имеет наименьшую глубину 285 м, другая — банка Сюнпу (40° с. ш., 134° в. д.) — 435 м. Глубины между ними превышают 1000 м (рис. 1.1).

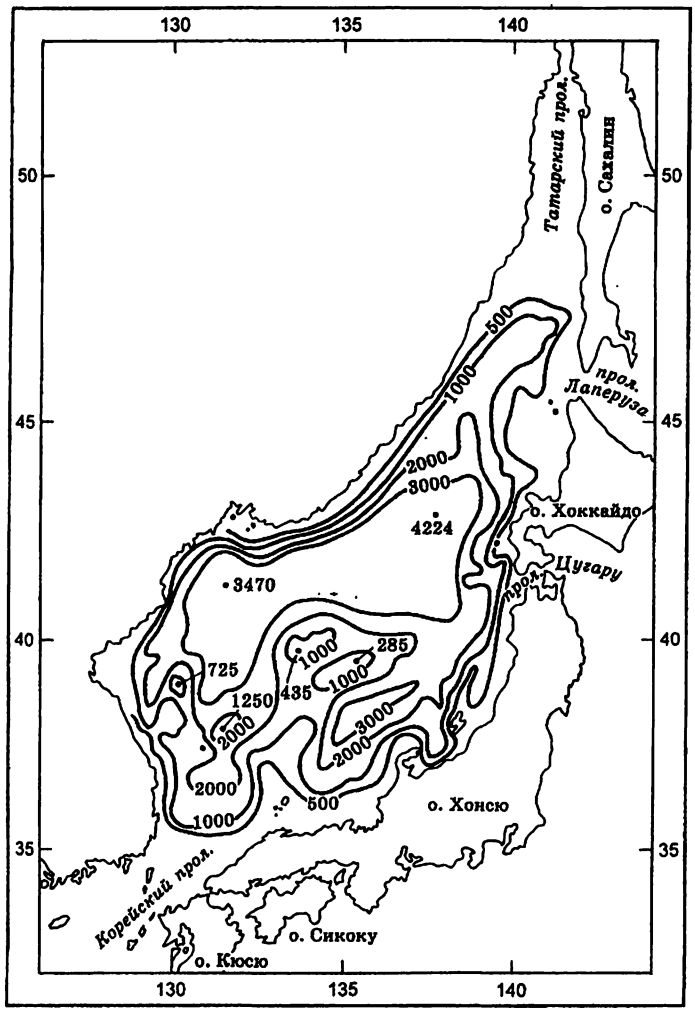


Рис. 1.1. Батиметрическая карта Японского моря

Центральная часть моря лежит между 40 и 44° с. ш., она представляет собой замкнутую глубоководную котловину, вытянутую с западо-юго-запада на востоко-северо-восток. Шельф здесь полностью занимает крупные заливы, а у открытых прямолинейных берегов он достигает ширины 30—40 км. Основная часть этой акватории имеет глубины более 3000 м, над которыми возвышается хребет Богорова и возвышенность Витязя. В центральной и южной частях моря материковый склон рассекается множеством подводных каньонов, вытягивающихся со стороны материка до глубин более 2000 м, а со стороны Японских островов — лишь до 800 м.

Часть моря, расположенная севернее 44° с. ш., имеет воронкообразную форму, суживающуюся к вершине Татарского пролива. Здесь преобладает плоский рельеф дна и плавное уменьшение глубины с юга на север; значительно развита материковая отмель. Крутой подводный склон начинается вблизи берега и обусловливает своеобразное распределение донных осадков. На материковой отмели преобладают крупные фракции — псефиты, переходящие в псаммиты, а в глубоководной части моря — алевриты. Между берегом и изобатой 50 м обычно преобладают пески различной крупности, встречаются галечники с примесью ракушки, а местами имеются выходы коренных каменистых пород. В отдельных районах такие грунты распространяются до 1000 м. Глубже изобаты 200 м начинает преобладать ил зеленоватого цвета. Глубоководная часть моря заполнена мелкоалевритовыми илами. Поднятия и банки (например, Ямато, Сюнпу и др.) сложены коренными породами из докембрийских гранитов, покрытых слоем осадочных и изверженных пород [7, 9].

С окружающими водными акваториями Японское море связано пятью весьма неглубокими проливами. Корейский пролив, имеющий ширину 160 км и максимальную глубину 125 м, соединяет Японское море с Восточно-Китайским. Проливы Невельского (ширина 7,6 км, глубина до 20 м) и Лаперуза (44 км, 50 м) связывают рассматриваемый водоем с Охотским морем, а проливы Сангарский (19 км, 400 м) и Симоносеки (2 км, 2—3 м) — с Тихим океаном. Последний соединяется с Тихим океаном через Внутреннее Японское море.

В силу того что все проливы мелководны, Японское море изолировано от глубинных вод Тихого океана и окружающих морей, что существенно влияет на его гидрологию.

Главными причинами, формирующими гидрологический режим Японского моря, являются муссонный климат и водообмен с Тихим океаном. Первая причина обусловливает резкие сезонные различия в гидрологических элементах моря, вторая — широтную неравномерность их распределения.

Основными отличительными особенностями гидрологии Японского моря по сравнению с другими дальневосточными морями являются формирование глубинной водной массы и малый пресный сток (212 км^3 в год) [5].

2. КЛИМАТ

Акватории Японского моря свойствен ярко выраженный муссонный тип погодных условий, который формируется в результате сезонной изменчивости температурных контрастов между материком и океаном. Сезонное различие термических условий обусловлено влиянием таких центров действия атмосферы, как азиатский и гавайский максимумы, алеутская депрессия.

Зимой над Монголией формируется азиатский антициклон со средним атмосферным давлением в

3. ГИДРОЛОГИЯ ВОД МОРЯ

3.1. Водный баланс

Основными компонентами водного баланса являются значения водообмена с прилегающими водными акваториями. В целом через все проливы в Японское море поступает около 57 тыс. км^3 воды в год. Из этого количества на Корейский пролив приходится 55 тыс. км^3/год. Приходную часть пополняют осадки в количестве 1390 км^3/год и речной сток 212 км^3/год. Расход вод происходит в основном через проливы Сангарский (64 %) и Лаперуза (25 %). Сток вод через Корейский пролив составляет около 10 %, проливы Симоносеки и Невельского в водообмене роли практически не играют [5]. В проливе Невельского летом преобладает перенос вод на север, а зимой на юг [14]. Составляющей водного баланса водоема является также испарение, достигающее 900 км^3/год.

3.2. Течения

Основные факторы, формирующие течения Японского моря, — водообмен через проливы, бароклинность и рельеф дна. Ветер усиливает или ослабляет действие указанных факторов, но не является определяющим. На поверхности моря преобладают три струи Цусимского, Восточно-Корейского и Приморского течений (рис. 3.1). На юге моря через Корейский пролив вливается Цусимское течение и со скоростью от 0,5 до 1,0 узла движется до возвышенности Ямато. Вокруг этого поднятия возникает локальная вихревая циркуляция, огибая которую с запада и востока течение движется на север. Вторая ветвь из Корейского пролива движется на север вдоль полуострова Корея со скоростью 1,0—1,4 узла. На широте 39—40° она поворачивает на восток и вблизи берегов о. Хоккайдо сливается с ветвью Цусимского течения. При дальнейшем движении этого потока на север, от него ответвляется в сторону Тихого океана Сангарское течение, скорость которого составляет 0,8 узла, а затем в Охотское море уходит течение Соя со скоростью 0,5—0,7 узла [6, 11].

На севере Японского моря наблюдается несколько циклонических циркуляций, западные части которых формируют течение под общим названием Приморское. Западная периферия самой северной циркуляции (севернее 49°) называется течением Шренка, или Лиманским. В средней части Татарского пролива западная ветвь циклонической циркуляции называется собственно Приморским течением. Оно проходит на расстоянии 10—15 миль от берега со скоростью 0,3—0,4 узла. Небольшая ветвь отделяется от Приморского течения и поступает в зал. Петра Великого. Основной же поток от м. Поворотного направляется в сторону м. Гамова. Здесь течение изменяет свое направление на юго-западное и уже называется Северо-Корейским. На входе в Восточно-Корейский залив эта ветвь течения разворачивается на восток, сливаясь с водами Южно-Корейского течения. Одним из крупных и четко заметных циклонических круговоротов является циркуляция вод на широте Сангарского пролива [7, 16].

С глубиной система общей циркуляции вод качественно не меняется. Наибольшие изменения наблюдаются в мелководной северной части моря. На горизонтах 500—1000 м общий характер течений

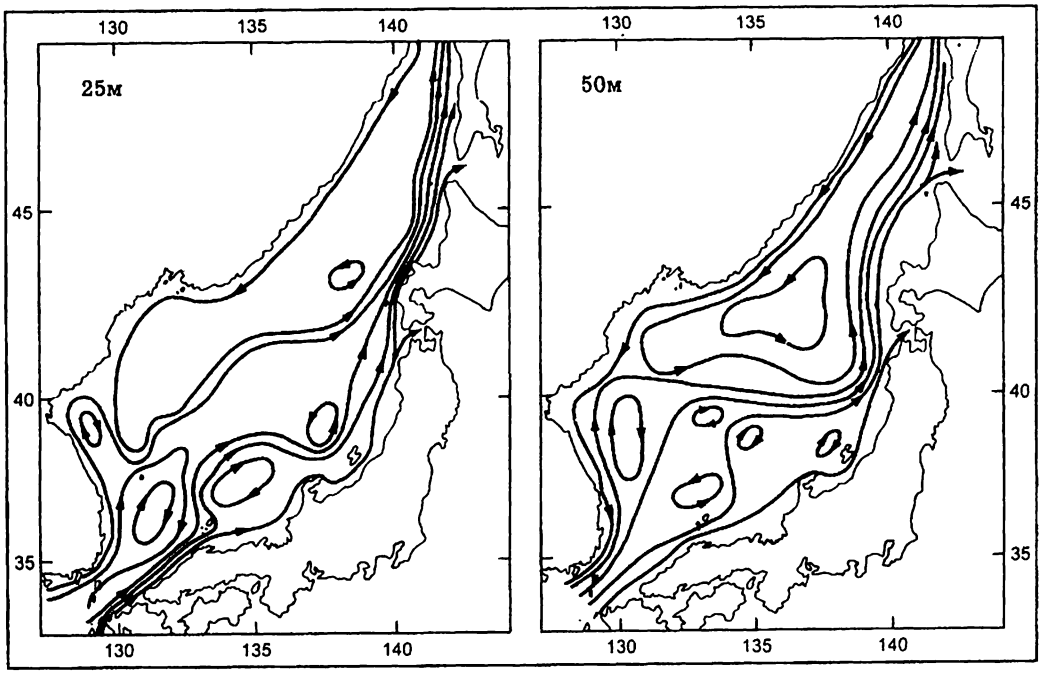


Рис. 3.1. Схема течений на глубинах 25 и 50 м [11]

меняется незначительно; происходит лишь уменьшение их скорости с глубиной.

Сезонные колебания в системе течений заметны в основном по их скоростям. В период с мая по август происходит интенсификация практически всех струй течений в среднем в 1,5 раза. Зимой происходит снижение скорости течений. В результате существенно изменяется внутригодовой перенос вод. Так, в Цусимском течении перенос вод в период с марта по сентябрь изменяется от 500 до 3000 тыс. $м^3/с$ (рис. 3.2) [3].

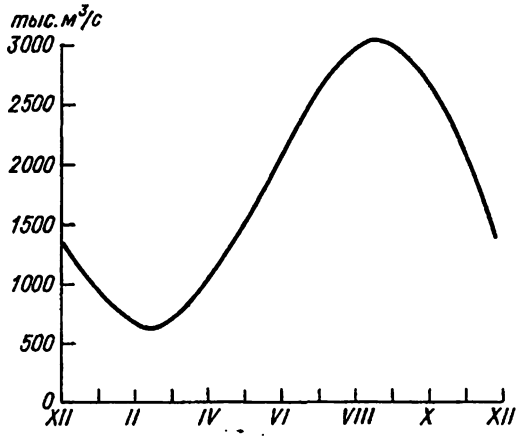


Рис. 3.2. Годовой ход интенсивности Цусимского течения

3.3. Температура воды

Пространственное распределение. Неоднородность в распределении температуры воды определяется климатическими характеристиками и меридиональной протяженностью моря. Циклоническая система течений обусловливает повышенную температуру на одних и тех же широтах в восточной половине моря по сравнению с западной. Минимальная температура воды на поверхности наблюдается в феврале, максимальная — в августе. На севере моря температура воды снижается до точки замерзания. Цусимское течение проникает через Корейский пролив, принося тепло на юг моря, где в феврале температура обычно повышается до 13 °С (рис. 3.3) [2]. Охлаждающее воздействие восточного побережья хорошо заметно вблизи островов Сахалин и Хоккайдо, где изотермы искривляются к югу.

Температура воды летом на поверхности в северной части моря повышается до 15 °С, а в глубоко вдающихся в сушу бухтах до 25 °С. На юге моря в это время она в среднем составляет 27 °С. Непосредственно в Корейском проливе она может повышаться до 32 °С. Летнему распределению температуры воды соответствует характерный изгиб изотерм к северу между 131 и 132° в. д.

Летом хорошо заметно влияние Приморского течения у восточных берегов Кореи, где изотермы опускаются к югу. У островов Хонсю и Хоккайдо отчетливо прослеживается влияние Цусимского течения.

В деятельном слое моря (0—200 м) наблюдаются те же, что и на поверхности, особенности в распределении температуры воды. Контрасты температуры воды здесь наиболее велики между 39 и 42° с. ш.: температура воды деятельного слоя на востоке выше на 6—8 °С, чем на западе моря. Разность значений температуры воды на севере и юге моря во всем деятельном слое равна 14—15 °С и сохраняется во все сезоны года.

Наиболее значительные горизонтальные градиенты температуры воды наблюдаются в зоне фронта, который в различные сезоны года меняет свое положение. Зимой на поверхности он распространя-

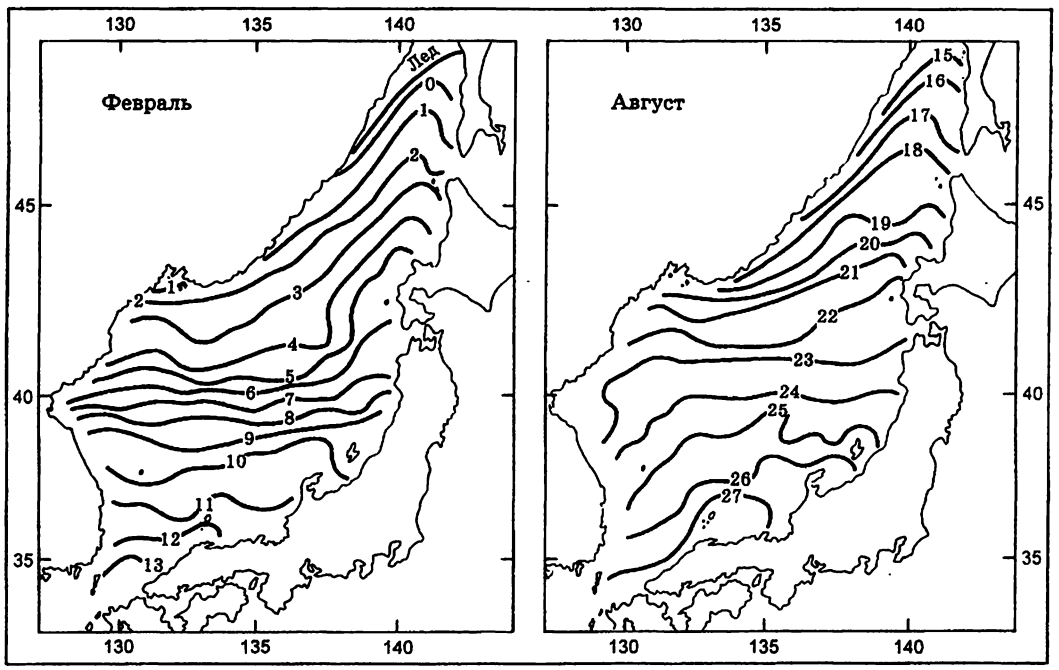


Рис. 3.3. Средняя многолетняя температура (°С) на поверхности моря [2]

ется от зал. Посьет на юг до широты 40 °С. По этой параллели фронт прослеживается до 138—139° в. д., разворачивается на северо-северо-восток и, достигнув широты 45 °С, отклоняется к о. Сахалин. Летом линия фронта на поверхности размывается, но становится хорошо заметной на горизонте 25 м. В центре и на востоке фронт малоподвижен. Его положение существенно изменяется лишь в западной части моря. От прохода Крузенштерна в Корейском проливе фронт идет приблизительно по 130° в. д. до 39° с. ш. Здесь, вначале отклонившись к северо-западу, на параллели 40 °С фронт разворачивается на восток и принимает положение, аналогичное зимнему.

Вертикальное распределение. Горизонтальная адвекция и процессы перемешивания обусловливают своеобразие вертикального распределения температуры воды. В теплом и холодном секторах моря они весьма различны.

В теплом секторе выделяются три слоя с характерными изменениями температуры воды с глубиной: а) слой 0—250 м с резкими сезонными колебаниями температуры, б) слой 250—400 м, в котором сезонные колебания незначительны, а температура слабо и равномерно понижается с глубиной, в) слой ниже 400 м, где сезонные колебания отсутствуют, а температура воды с глубиной практически не меняется. На рис. 3.4 кривые *1* и *2* представляют характерное вертикальное распределение температуры воды в августе и феврале у берегов о. Хонсю.

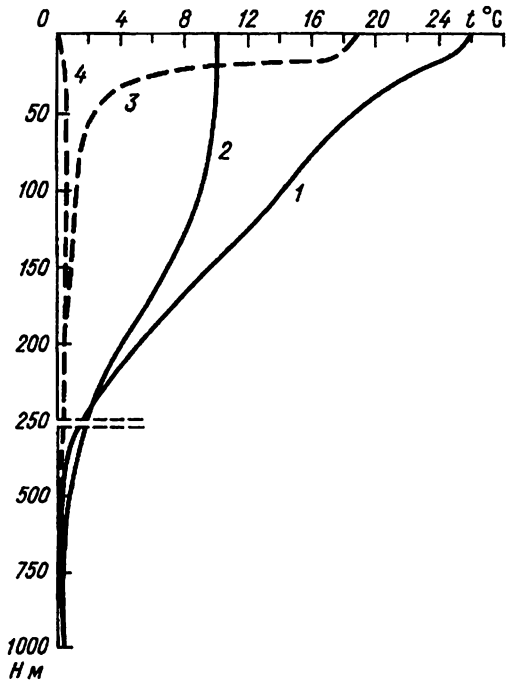


Рис. 3.4. Вертикальное распределение температуры (°С) воды в теплом (*1*, *2*) и холодном (*3*, *4*) секторах моря (*1*, *3* — лето; *2*, *4* — зима)

Северо-западный холодный сектор моря по вертикали делится на два слоя: а) от 0 до 250 м, где наблюдаются сезонные изменения температуры, б) от 250 м до дна, где колебания температуры практически отсутствуют. В зависимости от амплитуды сезонных колебаний температуры воды поверхностный слой целесообразно разделить на две части: слой 0—50 м, где сезонные колебания составляют от 4 до 21 °С (а у берегов от −1,7 до 26 °С) и слой 50—250 м, где разность значений не превышает 4 °С. Кривые *3* и *4* на рис. 3.4 дают представление о характерном распределении температуры воды по вертикали летом и зимой у побережья Приморья.

На горизонте 500 м температура воды изменяется в пределах 0,1—0,7 °С, а на глубине 1000 м — от 0,1 до 0,2 °С. Минимальная температура от 0,05 до 0,15 °С наблюдается на горизонтах 750—1500 м. Ниже этой глубины температура воды незначительно повышается и у дна достигает 0,25—0,33 °С [5, 7, 9].

Годовой ход температуры воды заметен в слое 0—250 м. Глубже колебания температуры от сезона к сезону практически отсутствуют. Амплитуда внутригодовых изменений температуры в открытых районах моря составляет в среднем 14 °С. В отдельных эстуарных участках она увеличивается до 26 °С. Минимальные значения средней месячной температуры воды наступают в феврале—марте на всех горизонтах деятельного слоя. Максимум обычно наблюдается в конце лета и осенью, причем с глубиной он смещается на более позднее время. Наиболее ярко это наблюдается в районе Цусимского течения. Если на поверхности максимум температуры воды наступает в августе, то на глубине 25 м — в сентябре, на 50 м — в октябре и на горизонте 100 м — в ноябре.

3.4. Соленость воды

На распределение солености воды в Японском море влияют незначительный пресный сток рек, существенное испарение, весьма ограниченная связь с океаном и интенсивная осенне-зимняя конвекция. При выходе на море глубоких циклонов и тайфунов, несущих обильные осадки, возможно кратковременное распреснение поверхностного слоя воды, особенно в прибрежной зоне.

Наиболее высокая соленость на поверхности моря — 34,0 ‰ — наблюдается зимой. Осадки и сток рек в это время минимальны. Интенсивное конвективное перемешивание и льдообразование в холодном секторе также способствуют увеличению солености воды на поверхности северной половины моря. В теплом секторе Цусимское течение, наоборот, ослаблено, что несколько уменьшает соленость южной половины моря. Вследствие этого зимой на поверхности Японского моря наблюдается выравнивание солености, и горизонтальные градиенты солености становятся минимальными (рис. 3.5).

Для весны характерно постепенное усиление Цусимского течения, приносящего в Японское море воды с соленостью до 35 ‰. На севере моря в это время прекращается осенне-зимняя конвекция и усиливается таяние льда, что обусловливает распреснение и расслоение поверхностной толщи вод. На поверхности происходит увеличение горизонталь-

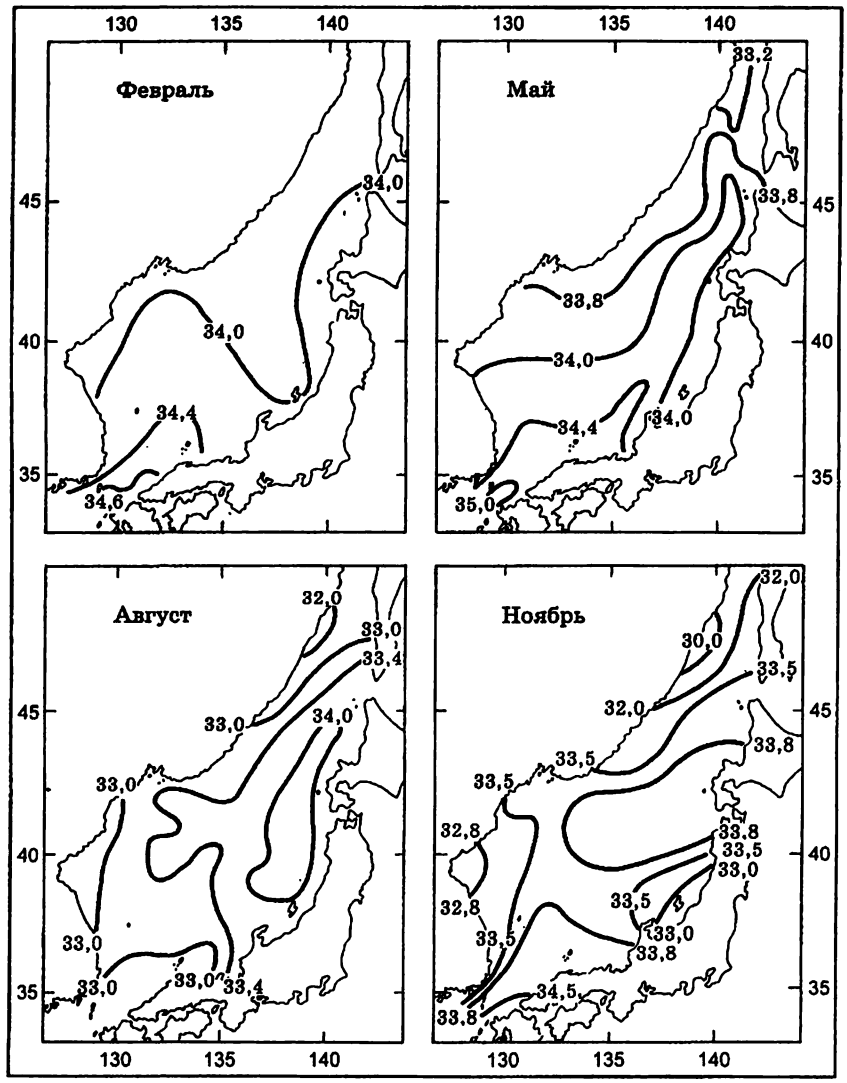


Рис. 3.5. Среднее многолетнее распределение солености (‰) на поверхности моря [3]

ных градиентов солености от холодного к теплому сектору.

Летом (в августе) существенно снижается соленость на севере и юге моря. В первом районе это происходит под влиянием интенсивных осадков и стока рек, короткий паводок которых наблюдается в конце лета. На юге моря понижение солености происходит за счет осадков и значительного опреснения вод Желтого моря, проникающих с водами Цусимского течения в Японское море. Максимум солености на поверхности в это время наблюдается в центральной части моря вблизи островов Хоккайдо и Хонсю. Такому распределению солености воды способствует усиливающееся испарение в зоне струи Цусимского течения. Средняя соленость на поверхности моря в августе составляет 33,3 ‰.

Для осени характерно увеличение солености воды в южной половине моря в связи с повышением солености воды входящего через Корейский пролив Цусимского течения.

В целом по средним годовым значениям максимальная соленость вод на поверхности наблюдается в центральной части Японского моря, увеличиваясь с запада на восток от 33,8 ‰ у берегов Кореи до 34,2 ‰ в районе северо-запада о. Хоккайдо [3, 7, 10].

По вертикальному распределению соленость вод Японского моря разделяется на два характерных типа (рис. 3.6). В холодном секторе моря к северу от 40° с. ш. соленость постепенно увеличивается от поверхности до горизонта 100 м. Далее с глубиной она практически не изменяется. Ближе к побережью материка летом в слое 0—50 м происходит распреснение и изменение солености от 32 ‰ и менее почти до 34 ‰ в придонном слое.

Зимой от поверхности до дна здесь наблюдается гомохалинность, и соленость почти повсеместно достигает значений 34,0—34,1 ‰.

В теплом секторе моря к югу от 40° с. ш. соленость резко возрастает от поверхности до глубины 100 м. Затем до глубины 400 м она постепенно убывает, а далее до дна сохраняет относительно постоянное значение. Интересным является небольшое увеличение солености в слое 500—1000 м. Физическое объяснение этому фактору пока не найдено.

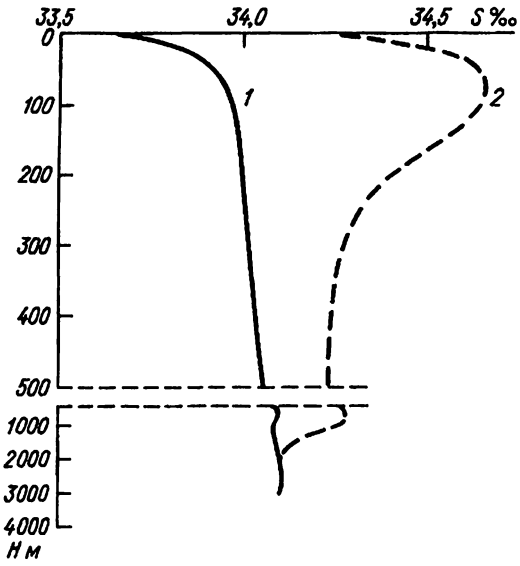


Рис. 3.6. Вертикальное распределение солености (‰) в холодном (*1*) и теплом (*2*) секторах моря

Можно лишь предлагать, что на эти горизонты по свалу глубин от островов Хоккайдо и Хонсю сползает струя более соленых подповерхностных вод в период осенне-зимнего охлаждения.

3.5. Водные массы

В Японском море выделяются четыре водные массы: поверхностная япономорская, поверхностная тихоокеанская, промежуточная тихоокеанская и глубинная япономорская. Эти водные массы испытывают сильное воздействие атмосферных процессов, теплых и холодных морских течений. В результате летняя и зимняя структуры вод моря существенно различны. На рис. 3.7 приведен схематический разрез вод Японского моря по параллели 43° с. Здесь летом воды расслоены значительно резче, чем зимой. В термохалинном поле каждая водная масса имеет свои летние характеристики ядер водных масс, представленные в табл. 3.1. Там же приведены характерные интервалы индексов этих водных масс [17]. Поверхностная япономорская водная масса распространяется на север узкой полосой вдоль берега от северного входа в Восточно-Корейский залив, заполняет весь зал. Петра Великого и акваторию Татарского пролива к северу от 46° с. ш. Толщина поверхностной япономорской водной массы в разных районах изменяется от 10 до 50 м, местами достигает глубины 150 м.

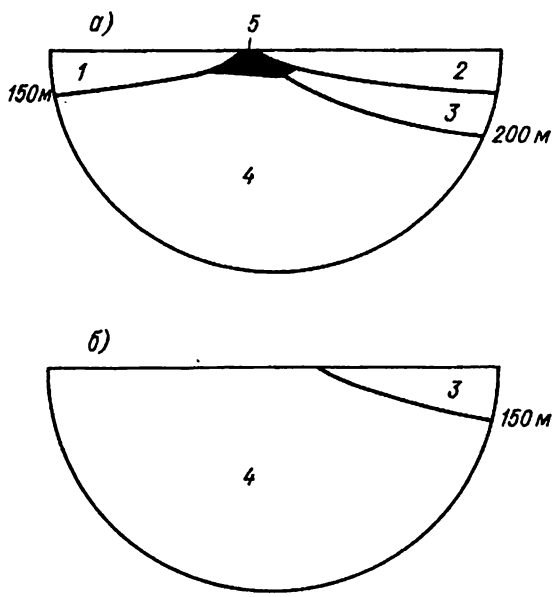


Рис. 3.7. Структура вод Японского моря летом (*а*) и зимой (*б*)

Водные массы: поверхностная япономорская (*1*); поверхностная тихоокеанская (*2*); промежуточная тихоокеанская (*3*); глубинная япономорская (*4*); зона трансформации (*5*)

Таблица 3.1

Термохалинная характеристика водных масс Японского моря

Номер на рис. 3.7	Водная масса	Характеристика	
		ядра водной массы	индекса водной массы
1	Поверхностная япономорская	14,5 / 32,5	7,5—20,5 / 32,5—33,5
2	Поверхностная тихоокеанская	26,0 / 33,95	13,0—26,0 / 33,2—34,3
3	Промежуточная тихоокеанская	14,5 / 34,55	6,5—20,5 / 34,5—34,6
4	Глубинная япономорская	0,13 / 34,08	0,1—13,0 / 33,3—34,3

Примечание. Числитель — температура (°С), знаменатель — соленость (‰).

Поверхностная тихоокеанская водная масса формируется вне пределов Японского моря. С Цусимским течением она поступает в Японское море, где, распространяясь на север, занимает около 70 % площади зеркала моря. Ее средняя толщина достигает 25—50 м, а максимальная — 150 м.

На поверхностную тихоокеанскую воду летом натекает распресненная вода Восточно-Китайского и Желтого морей, где температура воды повышается до 30 °С, а соленость снижается до 31,8 ‰. Толщина этого слоя не превышает 25 м и распространяется он лишь до 38° с. ш. Между поверхностными япономорской и тихоокеанской водными массами существует зона трансформации, ширина которой может изменяться от 10 до 150 миль [17]. Под поверхностными водами существует промежуточная тихоокеанская водная масса. Она заполняет центральную и юго-восточную части моря и выклинивается на подходах к Приморскому течению. По вертикали она распространяется от глубин 25—50 до 200 м, а в горизонтальном направлении занимает около 60 % площади моря. Вся остальная котловина моря заполняется глубинной япономорской водой, которая формируется в северо-западной половине моря в результате осенне-зимней конвекции и уплотнения при смешении поверхностных япономорской и тихоокеанской вод. Эти воды отличаются исключительным постоянством своих термохалинных характеристик. Так, основные изменения тем-

пературы происходят в пределах 0—0,5 °С, а солености 34,05—34,15 ‰. Минимум температуры — около 0,1 °С — наблюдается на глубине 1500 м. Ниже она увеличивается, и на дне глубоководной котловины повышается до 0,5 °С [6].

Осенне-зимняя конвекция и значительное ослабление Цусимского течения (см. рис. 3.2) обусловливают охлаждение и перемешивание поверхностных вод с более глубокими слоями. В результате зимой практически исчезают поверхностные япономорская и тихоокеанская воды (рис. 3.7 *б*). Незначительно распространена на юго-востоке моря промежуточная тихоокеанская вода. Глубина ее распространения в Корейском проливе достигает 150 м, а на севере она быстро уменьшается и выклинивается на поверхности в районе 38° с. ш. Вся остальная зона заполняется глубинными водами Японского моря. В крайних северных прибрежных участках происходит снижение температуры воды до отрицательных значений и льдообразование.

Подтверждением глубокой конвекции (аэрации) вод является высокое содержание кислорода во всей толще. Так, на поверхности его содержание составляет 95—100 %, а на глубине 3000 м — 70 %. Для сравнения заметим, что в Охотском море на этом горизонте кислорода содержится всего 25—30 %.

3.6. Уровень и приливы

Уровень Японского моря изменяется под воздействием метеорологических и гидрологических явлений. Ветер и атмосферное давление вызывают сгонно-нагонные и сейшевые колебания уровня, а гидрологические характеристики обусловливают приливные явления. В устьях рек изменению уровня способствует материковый сток.

Сгонно-нагонные колебания уровня испытывают влияние муссонов и носят сезонный характер. Летом южные и юго-восточные ветры понижают уровень на востоке и юге моря, а на севере и западе он повышается. Зимой от Восточно-Корейского залива до Татарского пролива происходит общий сгон и понижение уровня, а у берегов Японии — соответственно нагон и повышение уровня моря. Сезонные колебания уровня, вызываемые муссонами, по средним месячным значениям достигают 25 см.

Прохождению глубоких циклонов сопутствуют резкие изменения атмосферного давления, вызывающие сейшевые колебания, которые наиболее хорошо прослеживаются в полузакрытых и закрытых бухтах и заливах. Период сейш колеблется от нескольких минут до 1 ч и более. Колебания уровня, вызываемые сейшами, обычно не превышают 0,5 м.

Значительные колебания уровня возникают при прохождении тайфунов. В отдельных бухтах суммарное воздействие понижающегося атмосферного давления и ветра вызывает подъем уровня до 1 м.

Приливные явления в Японском море в основном возникают под влиянием приливных волн, поступающих из Восточно-Корейского моря через Корейский пролив. Эти волны формируют в море собственные колебания по типу стоячей преимущественно полусуточной приливной волны с двумя узловыми линиями в Корейском и Татарском проливах. Поэтому колебания в этих районах находятся в противофазе по сравнению с колебаниями уровня в центральной части моря.

В Японском море наблюдаются полусуточный, суточный и смешанный приливы. В Корейском и северной части Татарского пролива действуют полусуточные приливы. Вся центральная часть моря находится под влиянием суточных приливов, а смешанные встречаются лишь в переходных зонах и внутри таких крупных заливов, как Восточно-Китайский и Петра Великого. Приливные колебания уровня максимальны — до 3 м — у южного входа в Корейский пролив. Затем к северу на выходе из пролива колебания уровня снижаются и в центральной части моря не превышают 0,5 м. Суживающаяся воронкообразная форма Татарского пролива обусловливает возрастание приливных колебаний уровня, которые в вершине пролива достигают максимальных значений (2,3—2,8 м) [5].

Реки, впадающие в Японское море, невелики и воздействовать на изменение уровня могут только в районе устьевых областей. Повышение уровня обычно наступает осенью в период паводка и особенно при прохождении тайфунов, а зимой, в межень, уровень в реке понижается. Сезонные колебания уровня в устьях рек между меженью и паводком могут достигать 1 м.

3.7. Волнение

Основной причиной, вызывающей волнение, является ветер. В Японском море ветер возникает под влиянием муссонов, континентальных и океанических циклонов. Периодически меняющиеся муссонные ветры достигают значительной силы зимой, но в Японском море не возбуждают сильных штормов. Циклоническая циркуляция атмосферы над морем сопровождается сильными ветрами и более значительно влияет на волнение.

Средняя высота волн в Японском море зимой составляет 3,2 м, летом 1,0 м. Максимальная высота волн в северной и центральной частях моря достигает 8—10 м. Осенью при прохождении тайфунов в южной части моря возникают ветры до 40 м/с и более, что вызывает образование отдельных ветровых волн высотой до 12 м [1].

Повторяемость сильного волнения (более 5 баллов) в Японском море весьма существенна. Зимой она составляет около 20—25 % от числа всех наблюдений. Волнение в это время вызывают в основном континентальные циклоны, выходящие из Сибири и Китая на морскую акваторию. Преобладающее направление волнения — от северо-западного до северо-восточного.

С мая по август повторяемость сильного волнения снижается до 10 %. Половина всех случаев приходится на волнение юго-западного направления. В августе возможно особенно сильное штормовое

волнение, вызванное проходящими над морем тайфунами.

Осенью штормы учащаются, и повторяемость сильного волнения достигает 20 %, причем оно чаще всего вызывается континентальными циклонами, возбуждающими волны преимущественно северо-западного направления. В ноябре их повторяемость возрастает до 60 %.

Несмотря на то что зимой преобладающее волнение направлено с северо-запада на юго-восток и волнение у подветренных берегов Приморья невелико, плавание маломерного флота здесь с декабря по февраль исключительно опасно. Низкие температуры воздуха, забрызгивание и заплески волн на надводную часть судна вызывают быстрое и сильное обледенение корпуса и рангоута. Степень обледенения судна зависит от многих причин, но основными факторами, его вызывающими, являются высота волны, температура воздуха и ветер.

3.8. Цунами

В Японском море цунами образуется вслед за сильным неглубоким (до 40 км) землетрясением под дном моря или после извержения вулкана. Их повторяемость и разрушительная сила гораздо меньше, чем на берегах Тихого океана. Сведения о цунами в Японском море сохранились с 701 г. До настоящего времени здесь зарегистрировано 30 цунами, но разрушительными, нанесшими урон побережью, оказались лишь три.

Впервые цунами наблюдалось 29—30 августа 1741 г. Оно последовало вслед за извержением вулкана на о. Осима. Сильно пострадал о. Садо, где высота волн достигала 9 м [13].

2 августа 1940 г. наблюдались волны цунами на всем побережье Японского моря. В отдельных пунктах они нанесли значительный материальный ущерб. Наибольшие высоты волн — до 3,5 м — наблюдались в Рудной Пристани. На юго-западе о. Сахалин высота волн цунами достигала 2,5 м; на о. Хонсю высота волн уменьшалась с севера на юг от 2 до 0,5 м; на островах Оки — не превышала 1,5 м.

Наиболее изученным является цунами, возникшее 16 июня 1964 г., когда на шельфе Японского моря к северо-востоку от г. Ниигата произошло очень сильное землетрясение. Это цунами было зарегистрировано всеми мареографами Японского моря. Общие убытки составили 80 млн. долл. Цунами было максимальным на ближайшем к очагу землетрясения побережье о. Хонсю, которого оно достигло через 10 мин. Здесь на протяжении 40 км между городами Сиоя и Недзугасеки максимальный подъем уровня воды равнялся 4 м с отдельными заплесками до 6 м. Значительный подъем уровня воды наблюдался в Рёцу, расположенном к югу от очага, на северном побережье о. Садо в вершине бухты треугольной формы. Постепенное сужение бухты обусловило подъем воды в Рёцу до 3 м (у входа в бухту 1—1,5 м). В отдельных пунктах Японии подъем воды не превышал 1—2 м. В Приморье и на юго-западе Сахалина колебания уровня моря имели максимальную амплитуду от 3 до 22 см. Далее на севере по побережью Татарского пролива и на востоке за прол. Лаперуза интенсивность цунами снижалась до уровня нерегулярных фоновых длиннопериодных колебаний.

Наиболее сильные цунами возникают, если эпицентры землетрясений расположены непосредственно в Японском море на глубинах менее 40 км. Высота волн цунами максимальна в вершинах клинообразных бухт и заливов. По теоретическим исследованиям, в таких бухтах высота волн увеличивается в 2—3 раза по сравнению с высотой волн у входа. Скорость распространения волн цунами может достигать 400—800 км/ч, длина 17—400 км, высота 3—5 м (редко до 10 м), период 1—30 мин. После землетрясения обычно возникает серия из 3—9 волн. Наиболее высокой волной может быть вторая, иногда третья и редко последующие волны. Чаще всего признаком надвигающегося цунами служит отступление моря от берега. Период отступления составляет от 5 до 35 мин, после чего приходит первая волна цунами.

3.9. Лед

Ежегодно в северных и западных районах Японского моря образуется лед. Здесь встречаются неподвижный и дрейфующий лед, мелкие и крупные формы льда вплоть до обширных ледяных полей, начальные, молодые и однолетние льды.

Первый лед обычно появляется в начале ноября в изолированных, глубоко вдающихся в сушу бухтах северной части Татарского пролива. В теплую или холодную осень льдообразование смещается на 10—15 дней позднее или раньше средних сроков.

В ноябре быстрее всего заполняется льдом северо-восточная часть Татарского пролива. Затем с декабря лед более интенсивно образуется на мелководье, прилегающем к материку, и ледовая кромка вытягивается с юга-запада на северо-восток, где у о. Сахалин поворачивает к югу, замыкаясь на берег.

Максимум распространения льда наступает в первой половине февраля. В этот момент кромка льда на западе моря опускается до Восточно-Корейского залива, а на востоке почти до мыса Камуи на о. Хоккайдо. В суровые зимы зал. Петра Великого и Татарский пролив практически полностью покрываются дрейфующим льдом (рис. 3.8) [15]. Площадь моря, занятая льдом, в различные годы изменяется от 3 до 10 %. Среднее многолетнее значение ледовитости Японского моря в феврале составляет 5 %. К середине февраля припай достигает наибольшего развития. Но образуется он лишь в глубоко вдающихся в сушу заливах, таких как Ольга, Де-Кастри, Советская Гавань и вторичных бухтах залива Петра Великого. У открытого берега возможно образование узкого неустойчивого припая, который за зиму многократно разрушается.

Толщина неподвижного льда к середине февраля достигает 1 м [5]; дрейфующий ровный лед обычно имеет меньшую толщину, а всторошенные участки — существенно большую.

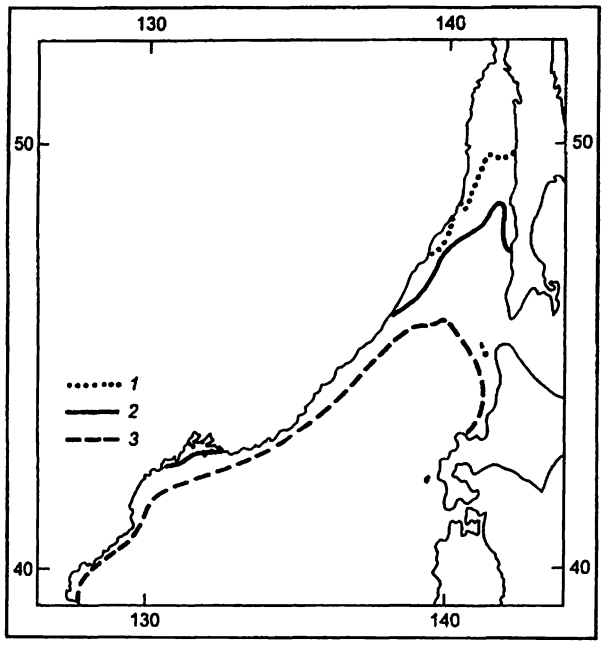


Рис. 3.8. Минимальная (*1*), средняя (*2*) и максимальная (*3*) границы распространения льда в период его наибольшего развития

В январе—марте возможен вынос небольшого количества льда из Охотского моря через прол. Лаперуза в Японское море. Сокращение ледяного покрова начинается в марте, но процесс таяния и разрушения льда у ледовой кромки происходит значительно раньше. Обычно лед, образующийся в северных районах моря, под действием преобладающих ветров и течений движется на юг к ледовой кромке, а под влиянием низких температур воздуха его толщина увеличивается. С возрастанием глубины увеличивается приток тепла к поверхности из водной толщи, который разрушает прикромочный лед с его нижней поверхности. Поэтому нередко уже в конце января—феврале у кромки льда встречается подтаявший разрушенный лед, хотя в целом граница распространения льда продолжает смещаться к югу.

Интенсивное таяние льда происходит в марте, и начинается оно в районах, наиболее удаленных от берега. При выходе в это время на Японское море глубоких морских циклонов, приносящих жидкие осадки, лед на больших площадях может быть разрушен в течение 1—2 сут. К середине апреля лед встречается лишь в самых северных участках Татарского пролива и вершине Амурского залива. Окончательное очищение моря ото льда наступает в первой половине мая. Значения экстремальной и средней ледовитости в период наибольшего распространения льда приведены на рис. 3.9 [15]. Средняя продолжительность ледового периода в Японском море не превышает 200 дней.

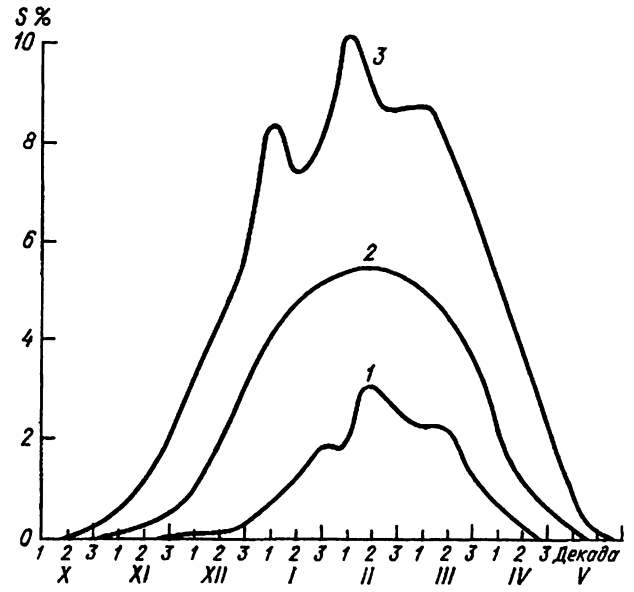


Рис. 3.9. Ход экстремально малой (*1*), средней (*2*) и экстремально большой (*3*) ледовитости Японского моря

С вводом в строй ледоколов-паромов и линейных ледоколов типа «Москва», «Ленинград» зимняя навигация в порты и порт-пункты Японского моря может осуществляться в любые, даже самые суровые зимы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения и ветра Японского моря / Сост. А. М. Полякова. Владивосток: Изд. ДВНИИ, 1968. 152 с.

2. Атлас температуры воды Японского моря / Сост. А. М. Полякова. Владивосток: Изд. ПУГКС, 1983. 48 с.

3. Бирюлин Г. М., Фукс В. Р. Океанография в морском промысле. Владивосток: Примор. книж. изд-во, 1958. С. 5—17.

4. Границы океанов и морей. М.: Изд. Упр. Гидрограф. службы ВМФ, 1960. С. 29—30.

5. Добровольский А. Д., Залогин В. С. Моря СССР. М.: Мысль, 1982. 351 с.

6. Леонов А. К. Водные массы Японского моря // Метеорология и гидрология. 1948. № 6. С. 61—78.

7. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. С. 351—376.

8. Лоция Японского моря. — М.: Изд. Упр. Гидрограф. службы ВМФ: Ч. 1, 1960. 255 с.; Ч. 2, 1954. 273 с.; Ч. 3, 1958. 341 с.; Ч. 4, 1962. 389 с.

9. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 626—631.

10. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря // Изв. АН СССР. М., 1961. 218 с.

11. Павлова Ю. В. Циркуляция вод Японского моря // Тр. ИОАН СССР. 1958. Вып. 27. С. 21—25.

12. Покудов В. В., Тунеголовец В. П. Новая схема течений Японского моря для зимнего периода // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 24—32.

13. Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. С. 137—166.

14. Якунин Л. П. К обоснованию пропуска вод р. Амур по новому руслу // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 55. С. 61—65.

15. Якунин Л. П. Атлас ледовитости дальневосточных морей СССР. ФОЛ ПУГКС, 1987. 79 с.

16. Яричин В. Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с. ш. // Тр. ДВНИИ. 1982. Вып. 96. С. 111—119.

17. Yakunin L. P. On the water musses of the Japan Sea. Abst. Jnt. Conf on the Seas of Japan and Okhotsk. Nakhodka. 1989. P. 12—13.

ЧАСТЬ II. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТ

Изменение политической и экономической ситуаций в России в течение последних лет XX в. привели к увеличению интенсивности судоходства в Японском море, в том числе и судов малого и среднего тоннажа между портами российского Дальнего Востока и странами Азиатско-Тихоокеанского региона. Создаются новые регулярные судоходные линии, развиваются торговля и морской туризм, рентабельность которых во многом определяется качеством гидрометеорологического обеспечения мореплавания и судоходства как в открытом море так и в прибрежной зоне. Кроме того, после введения 200-мильных рыбопромысловых зон все большее развитие получает прибрежное рыболовство, где прослеживается тенденция к использованию менее энергоемких пассивных видов лова (ярусный лов, ловушка). Все это определяет интерес к получению новых оценок климатического режима, в том числе долговременных изменений метеорологических величин в открытом море и на побережье Японского моря, где расположены крупные порты Тихоокеанского бассейна (Владивосток, Ваккanай, Канадзава, Отару, Хаката (Фукуока), Пусан и др.).

Осуществление крупномасштабных экономических соглашений, рост взаимовыгодной торговли, культурного и научного обменов, всестороннее развитие туризма и подготовка высококвалифицированных специалистов в области международного сотрудничества также ставят немало проблем, требующих внимания ученых. Среди них особое научно-практическое и социально-экономическое значение имеет проблема изучения природно-климатических ресурсов дальневосточных морей, и Японского моря в частности.

Японское море — самое южное из трех дальневосточных морей на восточной окраине России — имеет форму овала, вытянутого с северо-востока на юго-запад. На западе море ограничено высокими берегами Приморья и Кореи — древними землями отважных бохайцев («три бохайца стоят одного тигра!»), совершавших много веков назад дерзкие походы на Японию, и джурдженей, славившихся своей мудростью. На востоке Японское море омывает берега Сахалина, Хоккайдо, Хонсю и Кюсю. Его котловина отделена от океана и соседних морей мелководными проливами, что сильно затрудняет водообмен между ними.

Животный и растительный мир Японского моря весьма богат и имеет большой потенциал для дальнейшего развития промысла. В Японском море обитает более 600 видов рыб. В течение года основными промысловыми видами являются сельдь, минтай крупный, навага, камбала, терпуг, бычок. В южной части моря основными промысловыми видами являются сардина, анчоус, ставрида, скумбрия, в северной части — минтай, камбала, сельдь, терпуг, лососевые и сардина. В российских водах Японского моря развит крабовый промысел — в частности, в зал. Петра Великого и в северной части Японского моря. На шельфе Японского моря имеются большие возможности для развития марикультуры.

Общая длина береговой линии более 7 тыс. км, из них около 3 тыс. км принадлежит России [5]. Средняя глубина моря составляет 1536 м, наибольшая — 3699 м (41° 20 с. ш., 137° 42 в. д.), а глубины более 2 км занимают 38 % всей площади моря. Площадь поверхности воды Японского моря составляет 1062 тыс. км^2, что более чем в 2 раза меньше площади Берингова и в 1,5 раза меньше площади Охотского моря.

Первые общие сведения о климате Японского моря относятся к XVIII в., и обязаны они экспедиции под руководством М. Шпанберга (1739 г.), участники которой впервые познакомились с жителями таинственной Японии и сделали ряд географических открытий и уточнений.

В начале XIX в. во время первого кругосветного плавания русских моряков на кораблях «Надежда» и «Нева» (1803—1806 гг.) под начальством И. Крузерштерна наряду с гидрологическими наблюдениями, проводились также метеорологические. Русские моряки, осваивавшие в первой половине XIX столетия Японское море на парусных и паровых судах (парусный фрегат «Паллада», паровая шхуна «Восток», винтовой фрегат «Аскольд», пароход-корвет «Америка», винтовой корвет «Гридень» и многие другие), оставили потомкам не только свои имена на географических картах, но и бесценные научные наблюдения.

Обеспечение безопасности работ (промысел, разведочные работы, освоение глубоководных и шельфовых месторождений нефти и газа), проводимых в сложных гидрометеорологических условиях Японского моря, где большую повторяемость имеют опасные и особо опасные погодные явления, требует знания и учета основных закономерностей климата и особенностей погоды в районах плавания. Несмотря на то что исследованию основных закономерностей климата Японского моря уделялось большое внимание, многие интересные с практической точки зрения показатели гидрометеорологического режима до настоящего времени изучены недостаточно и в целом климатические описания носят фрагментарный характер.

Наиболее значительные исследования содержат в основном климатологические обобщения (А. К. Леонов [49]; Климатический и гидрологический атлас Японского моря [39]; С. Д. Кошинский

[45]). Имеется группа работ, где подчеркивается роль синоптических условий в формировании сезонных особенностей климата с акцентом на опасные и стихийные явления погоды (Атлас волнения и ветра Японского моря [4], исследования О. К. Ильинского 1950—1960 гг. и др.). В настоящее время накоплены обширные архивы судовых отечественных наблюдений (1960—1990 гг.), обобщение которых позволяет приблизиться к решению проблемы познания многообразия и сложности погодно-климатических условий в районе Японского моря и вносит существенный вклад в решение проблем гидрометеорологического обеспечения работы промысловых и транспортных судов и долгосрочного планирования производственных операций в открытом море.

4. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ МАТЕРИАЛОВ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Приступая к анализу реальных атмосферных процессов, в первую очередь необходимо решить вопрос о периоде наблюдений, достаточном для расчета корректных климатических характеристик, например среднего значения, как фона, на котором происходят изменения основных метеорологических величин — температуры, влажности, давления, составляющих скорости ветра и др. В этой связи важным представляется исследование необходимого объема (длины) выборки и ее местоположения во времени.

Ограниченность исходного материала предполагает статистическое обследование некоторого эмпирического аналога генеральной совокупности — выборки из нее, — который затем рассматривается как отвечающий свойствам генеральной совокупности в целом.

Вопросу выбора необходимого и достаточного объема выборки и, что не менее важно, начала базового периода посвящено значительное число исследований, и мнения различных авторов относительно периода, достаточного для получения оценок среднего многолетнего климатического режима, далеко не однозначны: от 10 до 100 лет и более [43, 45, 61 и др.]. Варшавская конференция ММО (1935 г.) в качестве стандартного периода осреднения рекомендовала период в 30 лет (1901—1930 гг.). В 1957 г. Вашингтонской конференцией ВМО был рекомендован новый «нормальный» 30-летний ряд (1931—1960 гг.). Такая длина нормального ряда, для которого в настоящее время имеется достаточно надежное физико-статистическое обоснование с точки зрения получения климатических показателей [13, 61 и др.], была позже поддержана и Всемирной конференцией по климату (Женева, 1979 г.).

В настоящее время ВМО рекомендован новый нормальный период — 1961—1990 гг. В ряде случаев длина предлагаемого ВМО периода может быть существенно уменьшена [37, 38, 41]. Статистические приемы позволяют получить оценки о необходимой и достаточной длине выборки, используемой для получения, например, выборочных средних величин заданной точности [2, 13, 20, 21, 43, 47 и др.] в различных физико-географических районах.

Базовыми исходными материалами для выполнения настоящей работы служили данные отечественных судовых наблюдений, имеющиеся во ВНИИГМИ—МЦД (судовые метеорологические наблюдения «МОРМЕТ», номер региона 413), за период с 1960 по 1990 г. Архив включал срочные данные по основным метеорологическим элементам — атмосферному давлению, направлению и скорости ветра, температуре воздуха и поверхности моря, дальности видимости, температуре точки росы, а также явлениям погоды в срок наблюдений. Общий объем архива данных только по одному метеорологическому элементу составил около 690 тыс. наблюдений, производившихся различными транспортными, торговыми, гидрографическими и экспедиционными судами в Японском море (рис. 4.1).

При рассмотрении метеорологического режима над морем производилась поквадратная (1 × 1°) обработка данных. При анализе рассматривались: северо-восточная часть Японского моря (ограниченная 140° в. д., район 1), северная (выше 40° с. ш., без северо-восточной акватории, район 2), южная (ниже 40° с. ш., район 3), западная (ограниченная с востока 130° в. д., район 4) акватории, а также открытая центральная акватория Японского моря, ограниченная 132,5—137,5° в. д. и 38,5—41,5° с. ш. (район 5, см. рис. 4.1).

Кроме того, внутри больших районов 1—4 были выделены особые районы: 1а — Татарский пролив, 2а и 2б — районы, прилегающие к побережью Приморья и Хабаровского края, ниже и выше 43° с. ш. соответственно, 3а и 3б — районы, прилегающие к о. Хонсю, ниже (южнее) и выше (севернее) 37° с. ш. соответственно, 4а — у берегов Северной Кореи.

Пространственное и временное распределение числа наблюдений над акваторией Японского моря неравномерно. Основная масса данных приходится на период после 1970 г. (рис. 4.2). Наиболее освещены гидрометеорологическими данными районы, где проходят основные судоходные пути и ведется интенсивный рыбный промысел. Примерно 30 % общего числа наблюдений относится к северо-восточной акватории моря, 48 % — к северной половине и около 21 % — к южной. Число наблюдений у берегов Корейского полуострова (район 4) на два порядка меньше и составляет около 1 % общего числа наблюдений. По этой причине оценки метеорологических характеристик здесь можно рассматривать как ориентировочные. Число летних наблюдений, исключая северо-восточную акваторию, составляет примерно 60—70 % от числа зимних.

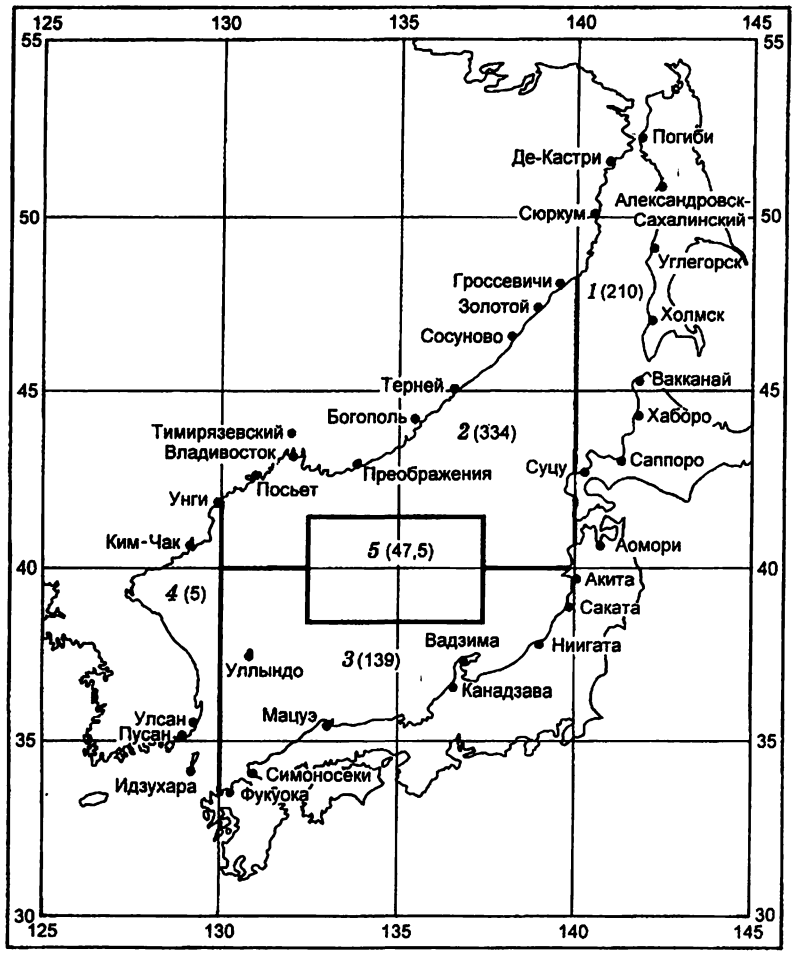


Рис. 4.1. Сеть прибрежных станций и число (× 10^3) метеорологических наблюдений (цифра в скобках) за период 1960—1990 гг. по районам Японского моря (1—5)

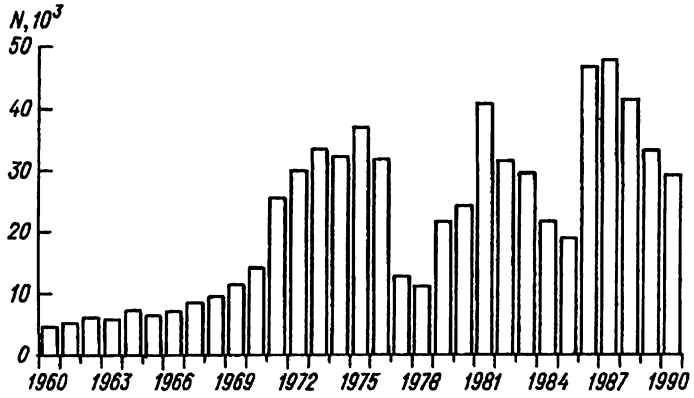


Рис. 4.2. Временной ход числа судовых метеорологических наблюдений в Японском море

Максимум наблюдений над северо-восточной акваторией Японского моря с Татарским проливом, наоборот, приходится на теплый период. Зимой Татарский пролив, особенно в северной части, практически всегда имеет устойчивый ледяной покров (за исключением отдельных теплых зим), что сказывается на возможности проведения наблюдений. Количество данных над северо-восточной акваторией в зимние месяцы в 2—2,5 раза меньше, чем в летние. Число данных для северной части Татарского пролива составляет 11 % их общего числа (летом — около 15 %, зимой — около 2 %).

Отличаются неоднородностью и наблюдения над отдельными элементами. Наибольший объем относится к наблюдениям за ветром и температурой воздуха и уменьшается для наблюдений за атмосферными явлениями и характеристиками поверхности моря.

Кроме того, несмотря на имеющиеся обширные архивы морских гидрометеорологических наблюдений, большая их часть относится к довольно благоприятным условиям погоды, поскольку наличие опасных и особо опасных явлений погоды (имеющих значительную повторяемость в холодное полугодие) не может не угрожать безопасности судна, и основной заботой капитана в этом случае является вывод судна из опасной зоны.

Статистико-климатологический анализ судовых наблюдений производился по одноградусным квадратам Японского моря. При составлении карт распределения основных метеорологических величин над Японским морем применялась методика построения карт метеорологических элементов в соответствии с Типовым техническим заданием на подготовку карт, утвержденным ГУНиО МО и Госкомгидрометом в 1977 г.

При обработке данных о направлении ветра использованы рекомендации Наставления по службе прогнозов (разд. 2, ч. 1 и 2, 1974), согласно которому к северным направлениям относилась градация 338—22°, к северо-восточным — 23—67°, к восточным — 68—112°, к юго-восточным — 113—157°, к южным 158—202°, к юго-западным — 203—247°, к западным — 248—292°, к северо-западным — 293—337°.

При формировании выборок каждая ситуация описывалась некоторым числом признаков, т. е. массивы формировались в виде временной последовательности матриц наблюдений. Матрицы имели разную размерность, они различались в зависимости от длины выборок для прибрежных и морских районов. Кроме того, в некоторых ситуациях, относящихся в большей степени к акватории моря, отдельные наблюдения отсутствовали.

При подготовке данных для пакетов программ отсутствующие значения также кодировались определенными символами, которыми заполнялось все поле отсутствующей переменной. И затем при анализе нескольких параметров одновременно использовались методы, позволяющие включать имеющуюся информацию неполного случая, вместо полного его исключения, т. е. вся имеющаяся информация после исключения ошибок сохранялась. Редакция данных производилась по отдельным переменным с использованием синоптико-статистических методов анализа и контроля. Строились частотные таблицы и графики (гистограммы), что позволило затем локализовать грубые ошибки и выбросы. Для выявления ошибок, пропущенных при анализе одномерных гистограмм, использовались перекрестные двумерные гистограммы рассеяния и таблицы сопряженности признаков.

Данные операции позволяют при дальнейших расчетах ставить критерии исключения элементов выборки согласно определенным условиям (выбросов, дублей и неисправимых грубых ошибок). После редактирования объем первоначальной выборки уменьшился почти на 5—10 %.

При анализе эмпирические распределения метеорологических элементов аппроксимируются теоретическими законами, что дает возможность описания основных закономерностей изучаемых объектов. При статистическом описании выборок рассчитывались точечные и интервальные оценки. При обработке данных использовались средства системы управления базами данных (СУБД) MS ACCESS, диалоговый интегрированный пакет STATGRAPHICS [55], а также ряд авторских программ для ПК, разработанных применительно к решению задач статистической обработки гидрометеорологических данных.

Поскольку данные над морями неоднородны по времени и в пространстве, для вычисления некоторых количественных характеристик полей ветра (результирующего ветра, дивергенции, корреляционных коэффициентов и др.), где требуются непрерывные выборки в целом по акватории моря, привлекались данные анализа приводного ветра и температуры Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Center for Medium Range Weather Forecasts — ECMWF) с разрешением 0,5625° по широте и долготе с 6-часовой дискретностью за период 1991—1998 гг. [90]. Из-за отсутствия морских наблюдений за осадками для анализа их распределения над Японским морем также использовались расчетные данные ECMWF за 1991—1998 гг. [90].

В работе использованы данные береговых и островных метеорологических станций [66], опубликованные в климатических справочниках, научно-справочных пособиях и монографиях [28, 36—38, 40—42, 56, 57, 68, 85 и др.]; климатические карты основных метеорологических величин, опасных и особо опасных (стихийных) явлений погоды [1, 3, 4, 6, 7, 27, 34 39, 44, 50, 67, 70, 71, 80], результаты исследований Г. Н. Витвицкого [15, 16], С. Д. Кошинского [45], А. К. Леонова [49], М. Х. Байдала [9, 10], данные автоматизированных архивов Дальневосточного регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института (ДВНИГМИ).

К сожалению, станционные данные имеют разные периоды наблюдений. Начало устойчивой работы некоторых прибрежных станций относится ко второй половине 1930-х годов или к более позднему периоду. Для отдельных станций, вследствие переноса, нарушалась однородность ряда, поэтому выборки данных вынужденно ограничивались. Кроме того, в 1990-х годах часть российских станций прекратила наблюдения, для некоторых станций из-за пропусков наблюдений отсутствуют инструментальные оценки средних месячных значений температуры воздуха и других параметров за отдельные месяцы (пропуски данных). Поэтому для получения статистических оценок метеорологических величин в ряде случаев использовались специальные методы оценивания, основанные на принципах максимального правдоподобия, описанные в [14, 69 и др.]. Срочные наблюдения по станциям Приморья и Хабаровского края, имеющиеся в нашем распоряжении, ограничены периодом с 1936—1940 по 1984—1986 гг., по сахалинским станциям — с 1946 по 1986 г.

В научно-прикладных справочниках по климату СССР 1988 г. [56], в отличие от изданий 1966—1970 гг. [68], даны сведения по ограниченному числу станций и по разным периодам. Информация по некоторым зарубежным станциям также не всегда является однородной, особенно это касается станций Японии и Северной Кореи, по которым имеющиеся в нашем распоряжении сведения ограничены 1954 г. [37, 38, 41 и др.], и климатические оценки приводятся в качестве фоновых показателей для соответствующих районов.

Для расчета статистических характеристик и оценки временного хода давления и географического положения центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона использованы данные Каталога параметров атмосферной циркуляции, подготовленные под руководством М. Х. Байдала во ВНИИГМИ—МЦД [36] и архивы среднего месячно-

го атмосферного давления на уровне моря Национального центра атмосферных исследований США (National Center of Atmospheric Research — NCAR), известные как архивы Тренберса [92].

Выборка данных [36] формировалась на основе использования средних месячных карт распределения атмосферного давления на уровне моря над Северным полушарием ААНИИ (1891—1967) и синоптических бюллетеней Северного полушария Гидрометцентра СССР (1968—1984). Координаты центров и давление снимались непосредственно с карт. Данные [36] за период 1899—1984 гг. были проверены и в ряде случаев уточнены, а затем дополнены данными 1984—1998 гг. в соответствии с имеющимися синоптическими материалами [67 и др.] (синоптический анализ).

Подробное описание истории архивов NCAR, известных как архивы полей давления на уровне моря над Северным полушарием Тренберса (Trenberth's N. Hem. Sea Level Pressure, Monthly), можно найти в [92]. По данным NCAR рассчитывались давление и географические координаты центров действия атмосферы (автоматизированный анализ) как точек максимума и минимума давления над Азией и Тихим океаном в соответствующих широтных поясах за столетний период (1899—1998 гг.)

Данные NCAR за период с 1899 по 1998 г. [92] использовались также для общей характеристики атмосферного давления над Японским морем и его побережьем, а также анализа временного хода и его межгодовых изменений, для чего рассчитывались многолетние значения давления воздуха за каждый месяц в узлах сетки 5 × 5° и их межгодовые изменения. При осреднении по району учитывался вес вычисленного значения в каждой точке, расположенной на данной площади, входящей в общую площадь района. По данным анализа ECMWF с разрешением 0,5625° по широте и долготе с 6-часовой дискретностью за период с октября 1991 г. по февраль 1999 г. включительно [90] рассчитывались 24- и 6-часовые изменения давления. По станционным данным (архивы ВНИИГМИ—МЦД и Приморского УГМС, имеющиеся в ДВНИГМИ) выбирались и анализировались 3-часовые изменения давления за период 1966—1986 гг. Выбор данных временных интервалов обусловлен наличием наиболее полных архивов срочных наблюдений в этот период.

Кроме этого, привлекались данные GHCN (Global Historical Climatological Network [91]), а также данные, любезно предоставленные Корейским центром океанографических данных [89].

5. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА И ЕЕ СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ

5.1. Основные воздушные массы и климатологические фронты

Вопросы генезиса и свойств воздушных масс над Японским морем подробно рассматривались в разные годы многими авторами [1, 13, 22, 41, 49, 62—64, 74—77, 81 и др.]; в разделе 5.1 представлен краткий обзор результатов этих исследований. Основными воздушными массами бассейна Японского моря являются континентальный и морской умеренный воздух. Кроме того, определенную роль играют континентальный и морской арктический и морской тропический воздух.

Континентальный умеренный воздух поступает на Японское море преимущественно в зимний период (зимний муссон). Он образуется в области азиатского антициклона — над Монголией, Китаем, Забайкальем, Якутией, Верхним Амуром, захватывая Ленско-Колымский район, где зимой у земли также преобладает поле повышенного давления. Континентальный умеренный воздух характеризуется малой влажностью и очень низкими температурами воздуха — ниже, чем в Арктическом воздухе (в Якутии, например, средняя январская температура воздуха может достигать −50 °С, а минимум −60...−70 °С и ниже). При перемещении континентального умеренного воздуха над теплым Японским морем он трансформируется и становится близким по свойствам к морскому умеренному воздуху, который зимой занимает акваторию Тихого океана.

Летом над прогретым материком повышается неустойчивость континентального умеренного воздуха, только ночное выхолаживание может на короткое время создать устойчивую стратификацию (приземную инверсию) в самом нижнем слое воздушной массы. При выходе на Японское море континентальный умеренный воздух быстро трансформируется в морской умеренный воздух и приобретает свойства воздушных масс, формирующихся в это время года над дальневосточными морями и северной частью Тихого океана.

Морской умеренный воздух, поступающий зимой с теплого Тихого океана на Японское море, охлаждается, создается устойчивая стратификация с присущими ей особенностями погоды [62—64, 75, 76 и др.]; это особенно ярко выражено в восточной части Японского моря, где гигротермические условия благоприятны для образования слоистых облаков и осадков.

Морской умеренный воздух, преобладающий летом над тихоокеанской акваторией, является относительно теплым и влажным. Перемещаясь по периферии северотихоокеанского антициклона над прохладной подстилающей поверхностью Японского моря морской умеренный воздух охлаждается, его устойчивость повышается. Погода характеризуется образованием слоистой облачности, мороси и густыми туманами, сохраняющимися по несколько дней. При южных, юго-восточных ветрах слоистая облачность, морось и туман выносятся в прибреж-

ную зону с глубиной проникновения от 10 до 50 км (летний вынос). Во вторую половину лета термический контраст между дальневосточными морями и Тихим океаном сглаживается, полярный фронт над Японским морем смещается к северу, и над Японским морем преобладает довольно сухая погода.

Континентальный арктический воздух формируется над Северным Ледовитым океаном и ближайшей к нему арктической сушей. Континентальный арктический воздух характеризуется низкими температурами, малым влагосодержанием и большой прозрачностью воздуха. Арктические воздушные массы вторгаются на Японское море редко, в основном в переходные сезоны, вызывая здесь похолодания с заморозками и снегом. На пути вхождения арктического воздуха лежит мощный азиатский антициклон с более холодным континентальным воздухом умеренных широт, поэтому арктический воздух при прохождении над континентом дополнительно охлаждается. Таким образом, основная адвекция холода идет зимой не из Арктики, а из западных континентальных районов. По исследованиям И. В. Ханевской, А. А. Гирса и др. [18, 74, 84], в умеренных широтах по сравнению с полярными районами воздух имеет более низкие температуры не только у поверхности земли, но и в значительной толще тропосферы.

Летом арктический воздух прогревается, продвигаясь на юг над материком, и над Охотским морем трансформируется в морской полярный воздух. Холодная подстилающая поверхность Охотского моря благоприятствует усилению и стабилизации антициклонического поля в данном районе [84 и др.]. Наиболее представительным с точки зрения развития антициклогенеза над Охотским морем является июнь, когда в системе северотихоокеанского антициклона чаще происходит формирование замкнутого антициклонического центра (отрога), наиболее велика повторяемость непрерывной продолжительности поля повышенного давления [19, 31, 32]. Анализ характеристик погоды в начале лета на побережье Японского моря показал, что в большой степени распределение полей температуры воздуха зависит от циркуляционных особенностей и теплового состояния Охотского моря. В начале лета гребень от северотихоокеанского антициклона распространяется на Охотское и Японское моря. По западной периферии гребня осуществляется вынос морских воздушных масс (охотоморский вынос), обусловливающий прохладную и сырую погоду на побережье Японского моря. В периоды наиболее активного антициклогенеза над Охотским морем фон температуры воздуха в Приморском крае, на Сахалине, западном побережье Камчатки чаще всего ниже нормы [20, 23, 24, 83]. В частности, во Владивостоке охотоморский вынос является причиной наиболее низких срочных (до 5 °С) и средних суточных (до 9—10 °С) температур воздуха во Владивостоке (среднее многолетнее значение 12,8 °С). Такая ситуация может поддерживаться в течение 5—7 сут.

Очаг формирования морского тропического (субтропического) воздуха, иногда летом поступающего на Японское море, — область тихоокеанского субтропического антициклона. Континентальный тропический воздух образуется над центральным Китаем и Монголией. Он поступает на Японское море летом и частично в переходные сезоны; отличается сухостью, низкой прозрачностью и высокими температурами воздуха.

Климатообразующее значение над рассматриваемой территорией имеют полярный и арктический фронты. Тихоокеанский полярный фронт, разделяющий умеренный и морской тропический воздух, располагается в Тихом океане восточнее Японских островов, то приближаясь к последним (июль), то удаляясь в открытую часть Северного Тихого океана (январь). Летом тихоокеанский полярный фронт проходит на фоне повышенного давления и в большинстве случаев является малоактивным, он обостряется лишь в случае арктических вторжений. С летним положением тихоокеанского полярного фронта в районе Японских островов в период со второй половины июня и в июле связан квазирегулярный дождливый сезон, который в Японии называют бай-у (сливовые дожди [77, 88] и др.). В конце июля сезон бай-у заканчивается. Полярный фронт смещается на север Японских островов, а в сентябре фронтальная зона вновь отступает к югу; начинается следующий дождливый сезон — сюрин. Количество осадков увеличивается также за счет тайфунов [13, 77 и др.].

Летний азиатский полярный фронт располагается над Монголией и частично над Маньчжурией. Континентальные циклоны (западная группа), развивающиеся на этом фронте, существенно влияют на погодные процессы рассматриваемого района. В тылу этих циклонов на Японское море происходит вынос континентального умеренного воздуха, в результате чего в начале лета наблюдаются кратковременные улучшения погоды на фоне действия морского умеренного воздуха с увеличенной влажностью, низкой слоистой облачностью, моросящими осадками и туманами, вертикальной протяженностью более 1 км [1, 49, 62—64 и др.].

5.2. Центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона, формирующие барическое поле над Японским морем

От сезона к сезону барическое поле над Японским морем претерпевает существенные изменения благодаря мощному воздействию Евразийского материка и Тихого океана, которые создают условия для значительного перераспределения температуры от одного сезона к другому [7, 50 и др.].

Зимой барическое поле у поверхности земли над Азиатско-Тихоокеанским регионом характеризуется развитием и взаимодействием азиатского (сибирского) антициклона над континентом и алеутской депрессии над северной частью Тихого океана. Летом над континентом господствует азиатская (южно-азиатская) депрессия, тихоокеанская акватория

находится под воздействием перманентного северотихоокеанского (гонолульского, гавайского) антициклона (рис. 5.1).

Синоптические центры действия атмосферы, формируясь под влиянием циркуляционных условий, одновременно испытывают термическое воздействие подстилающей поверхности, дополняемое над материком орографическими эффектами, что находит свое отражение на климатических картах распределения атмосферного давления.

Азиатская депрессия с центром над Афганистаном прослеживается на климатических картах с марта по октябрь. На годовых картах давления летняя азиатская депрессия наблюдается лишь в виде ложбины на северной периферии экваториальной депрессии [30, 50 и др.]. Азиатская депрессия наиболее выражена в летние месяцы, когда прогрев материка благоприятствует значительному расширению по площади экваториальной депрессии и их слиянию. Поэтому южную часть азиатской депрессии иногда рассматривают как экваториальную депрессию, сместившуюся в тропические широты нагретого материка [50 и др.].

Перманентный северотихоокеанский антициклон является обширным высоким теплым барическим образованием. Он формируется над теплой океанической поверхностью в полосе высокого давления субтропической и тропической зоны (20—40° с. ш.) Тихого океана с центром к северу от Гавайских островов. Северотихоокеанский антициклон образуется за счет динамического фактора и поддерживается вхождением в его систему подвижных антициклонов из Арктики и Азии [49, 71, 75—77 и др.].

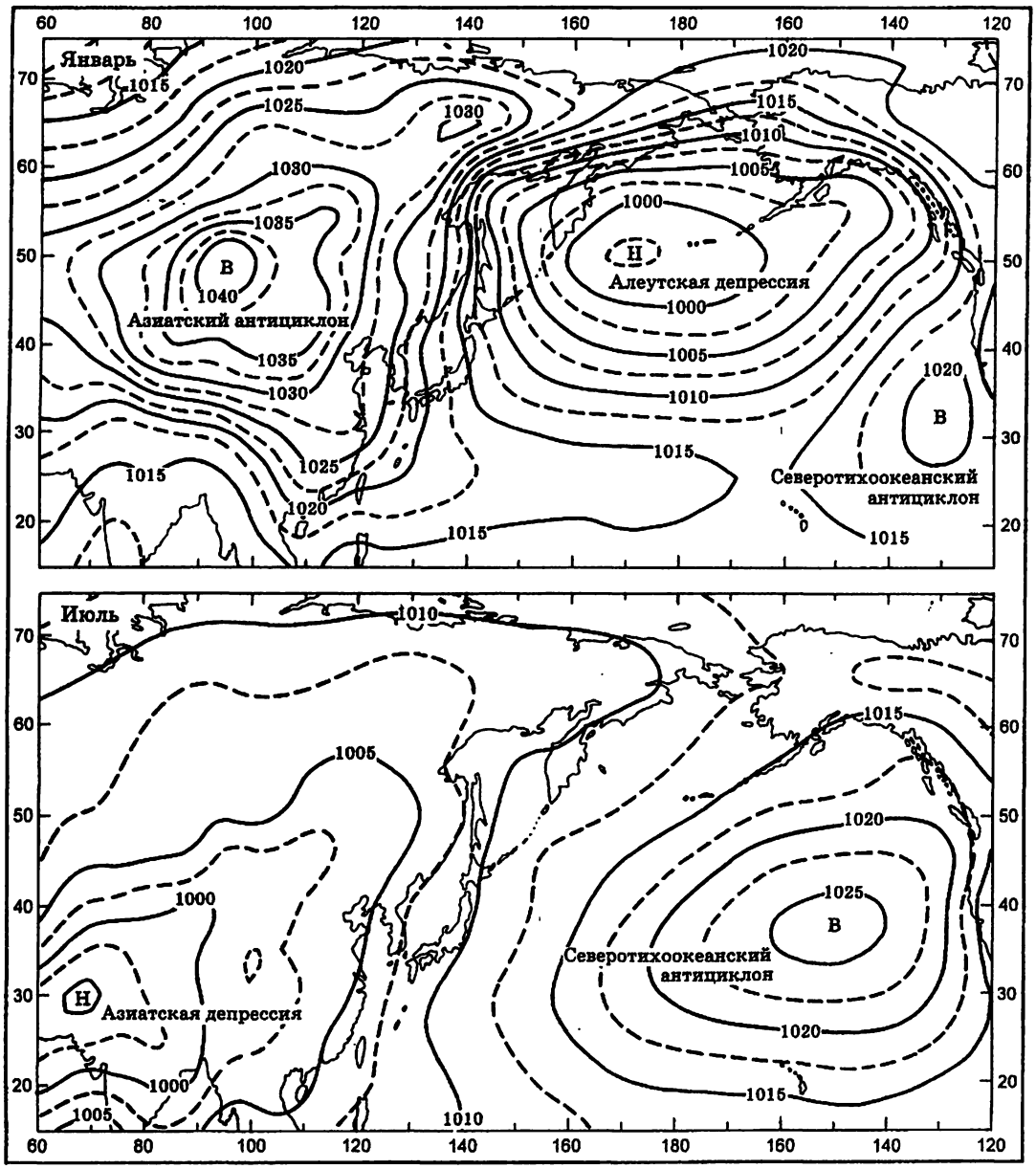


Рис. 5.1. Среднее атмосферное давление на уровне моря в Азиатско-Тихоокеанском регионе в январе и июле (1961—1990 гг., при построении полей использованы архивы NCAR)

Северотихоокеанский антициклон также наиболее активен летом, когда термические условия над океанической поверхностью, более прохладной по сравнению с прогретой материковой частью региона, благоприятствуют распространению поля высокого давления в умеренные широты Тихого океана. Кроме того, западная часть Северного Тихого океана оказывается под тыловой периферией высотной барической ложбины, что обусловливает здесь локальное увеличение давления.

Азиатский антициклон (с центром к западу от Байкала в районе Восточных Саян — Монгольского Алтая) в виде самостоятельного барического центра может отмечаться с сентября по май. При соответствующих условиях азиатский антициклон прослеживает вплоть до июня, но интенсивность его в это время невелика. В июне антициклон в виде замкнутого центра формируется примерно в 50 % случаев (по данным [36]), и среднее многолетнее давление при этом выше 1010 гПа. Зимой азиатский антициклон иногда объединяется с ленско-колымским ядром, образуя обширную и устойчивую область высокого давления [12, 48, 62—65, 71 и др.].

Периодом максимального развития азиатского антициклона являются зимние месяцы, когда значительное выхолаживание материка также способствует охлаждению воздушных масс над ним и повышению давления. Кроме этого, в очаге формирования азиатского антициклона имеет место орографический антициклогенез.

Алеутская депрессия прослеживается на картах погоды в течение года, за исключением июля (поэтому иногда ее относят к перманентным ЦДА).

Алеутская депрессия наибольшей глубиной также отличается зимой, когда на фоне активизации деятельности тихоокеанского полярного и арктического фронтов, термическое воздействие теплой (по сравнению с Евразийским материком) поверхности тихоокеанской акватории благоприятствует циклогенезу.

Между азиатским максимумом и алеутской депрессией зимой и между азиатской депрессией и северотихоокеанским антициклоном летом формируется зона значительных барических градиентов давления. Эта зона, располагаясь широким поясом над северо-восточной акваторией Японского моря, а также вдоль северного и западного побережий Охотского моря (в районе 120—150° в. д.), разделяет сферы влияния центров действия атмосферы на дальневосточные моря.

Переходная зона ярко выражена и зимой и летом, но зимой циркуляционные и термические условия Азиатско-Тихоокеанского региона благоприятствуют увеличению ее активности по сравнению с летним периодом. Барические градиенты над Японским морем увеличиваются в среднем от 2—2,5 гПа/10° долготы летом до 6—8 гПа/10° долготы зимой.

Статистические характеристики атмосферного давления в центрах действия атмосферы представлены в табл. 5.1. В целом зимой центры действия атмосферы отличаются большей интенсивностью. Изменчивость давления (средние квадратические отклонения) в одном сезоне больше для континентальных центров, при этом изменчивость зимой в 2—3 раза выше, чем летом.

Таблица 5.1

Статистические характеристики давления (гПа) в центрах действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в месяцы их наибольшей активности (1891—1998)

Величина	Месяц											
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III
	Азиатская депрессия						Азиатский антициклон					
Число случаев	98	102	99	99	100	98	104	104	104	93	105	104
Среднее	1005,8	1001,2	997,8	996,6	998,3	1004,1	1025,0	1031,3	1036,6	1037,7	1035,6	1029,0
Изменчивость (σ)	2,44	2,48	2,48	2,19	2,06	2,43	3,24	4,82	6,68	7,00	6,23	4,84
Доверительный интервал, 95 %	0,48	0,48	0,49	0,43	0,40	0,48	0,64	0,95	1,32	1,42	1,19	0,93
Максимум	1014,8	1006,7	1004,6	1000,4	1004,3	1010	1036,0	1045,0	1059,9	1060,0	1055,0	1041,9
Минимум	1000,0	994,7	991,7	990,0	994,5	999,9	1018,9	1024,2	1025,1	1025,1	1024,8	1020,2
Мода	1005,0	1000,0	999,6	995,0	999,3	1004,9	1025,0	1030,2	1040,0	1034,9	1029,8	1030,0
Медиана	1005,0	1000,6	999,5	995,6	999,3	1004,9	1025,0	1030,2	1035,0	1035,0	1034,6	1028,4
Асимметрия	0,18	−0,28	−0,28	0,44	−0,25	0,30	0,91	0,93	0,85	1,14	0,80	0,68
Эксцесс	2,13	0,64	−0,62	0,12	0,41	0,75	1,71	1,02	0,78	1,11	0,39	0,19
	Северотихоокеанский антициклон						Алеутская депрессия					
Число случаев	99	92	98	101	103	101	97	101	105	100	99	99
Среднее	1022,1	1021,6	1023,5	1025,6	1024,1	1021,9	1002,4	999,6	998,5	997,4	998,5	1001,5
Изменчивость (σ)	3,34	3,73	2,99	4,13	3,88	3,21	4,67	5,41	6,63	7,08	6,78	4,99
Доверительный интервал, 95 %	0,66	0,76	0,59	0,81	0,75	0,63	0,93	1,05	1,27	1,39	1,34	0,98
Максимум	1030,0	1028,7	1030,3	1033,3	1032,2	1032,6	1015,8	1014,1	1014,5	1014,9	1014,9	1012,3
Минимум	1015,0	1015,1	1017,0	1018,3	1017,2	1017,7	992,8	984,3	983,0	983,0	982,0	992,0
Мода	1020,2	1015,2	1022,0	1028,3	1027,2	1022,6	1000,8	999,3	999,5	999,9	999,9	1002,2
Медиана	1022,0	1022,4	1023,3	1025,8	1024,9	1022,0	1001,2	999,3	997,6	998,1	999,9	1002,0
Асимметрия	0,06	−0,42	0,09	−0,25	−0,26	0,55	0,56	0,20	0,26	0,13	0,02	0,08
Эксцесс	0,11	−0,79	−0,45	−0,80	−0,66	−0,07	0,81	0,57	−0,09	−0,15	−0,51	−0,51

Выборочные среднее и медианное давление практически равны между собой. Разности между выборочными средними, медианными и модальными значениями в отдельные месяцы практически не более 2—5 гПа. Асимметрия в месяцы наибольшей активности в основном умеренная (за исключением азиатского антициклона, где асимметрия около единицы), для азиатского антициклона и алеутской депрессии во все месяцы положительная. Коэффициент эксцесса в большинстве случаев меньше 1.

Доверительные интервалы для выборочных средних месячных значений давления в центрах центров на 5 %-ном уровне значимости (в качестве доверительной вероятности взято значение 0,95) при известном выборочном среднем квадратическом отклонении за период действия составляют для летних центров от 0,4—0,8 гПа, для зимних — 0,6—1,4 гПа, что при примерно одинаковой длине выборки определяется выборочной изменчивостью, возрастая с ее увеличением.

Обычно с прогревом материка центр азиатской депрессии в течение апреля—июля поднимается к северу, одновременно сдвигаясь к западу. Прохладная (на фоне прогретого материка) океаническая поверхность способствует смещению центра северотихоокеанского антициклона также к северу и западу и распространению области повышенного давления на всю акваторию Северного Тихого океана и Берингово и Охотское моря. Центр азиатского антициклона во второй половине холодного периода располагается немного севернее по сравнению с первой, алеутская депрессия, наоборот, южнее, смещаясь в соответствии с положением очагов холода над континентом и тепла над океаном и зоной их раздела. При этом центры азиатской и алеутской депрессий смещаются к западу, и занимают в июле и январе соответственно крайнее западное положение, а затем вновь смещаются в восточном направлении.

Центры северотихоокеанского и азиатского антициклонов в начале периода активной деятельности имеют восточную составляющую смещения, во второй половине — западную. Центр северотихоокеанского антициклона в мае и июне располагается ближе к Северо-Американскому континенту, азиатский антициклон в январе—феврале достигает крайнего восточного положения.

В некоторые годы зимой центр азиатского антициклона может достигать максимально северного положения — 60—65° с. ш. — или находиться на юге около 40—45° (среднее многолетнее — 49—51° с. ш.). Диапазон положения центра зимой по долготе — от 74—90 до 110—115° в. д.

Центр алеутской депрессии зимой может находиться на 6—9° широты севернее или на 6—11° южнее своего среднего многолетнего положения. При этом долготные колебания в зимний период могут составлять до 50° (от 152—158° в. д. до 148—156° з. д.).

Центр северотихоокеанского антициклона летом иногда поднимается практически до 46—48° с. ш.; это на 5—10° отличается от среднего многолетнего. Положение по долготе может меняться более чем на 20° — примерно от 140 до 165° з. д.

Крайнее северное положение центра азиатской депрессии летом — 33—35° с. ш., крайнее южное — 22—25° с. ш. Центр может наблюдаться летом от 80—87 до 60—68° в. д.

Зимние центры действия атмосферы, располагаясь практически на одной широте, ближе друг к другу, имеют более значительные различия давления, чем летние. Разности давления между зимними центрами действия атмосферы превышают разности между летними более чем в 1,5 раза.

Разности давления в центрах достигают максимума в центральные месяцы основных сезонов (в январе или июле). Летние центры, располагаясь в 1,5 раза дальше друг от друга, чем зимние, имеют в 1,5 раза меньшие разности давления в центрах. Следовательно, макромасштабный градиент давления (разность давления в центрах на 10° долготы), характеризующий напряженность барического поля, летом составляет в среднем 2,2 гПа/10°, зимой — 5,6 гПа/10°, т. е. летом более чем в два раза меньше.

Анализ выборочных характеристик за различные 30-летние периоды (1901—1930, 1931—1960 и 1961—1990 гг. — как рекомендованные в разное время сначала Международной метеорологической организацией, а позже ВМО к использованию для расчета климатических норм) показывает, что среднее давление в центре барических минимумов за последний 30-летний период (1961—1990) понизилось по сравнению с двумя предыдущими (1901—1930 и 1931—1960). Для барических максимумов среднее давление в центре в период 1961—1990 гг., наоборот, повысилось, что особенно заметно для азиатского антициклона. Наибольшие изменения характерны для месяцев, благоприятных для развития центров действия атмосферы.

5.3. Временной ход характеристик центров действия атмосферы

Атмосферное давление. В течение исследуемого периода (1890—1996 гг.) оценки линейного тренда давления (α), рассчитанного методом наименьших квадратов [54 и др.], для центра северотихоокеанского антициклона составляли 0,4 гПа/10 лет (коэффициент детерминации R^2 = 0,08); для азиатской депрессии α = −0,2 гПа/10 лет (R^2 = 0,05); для алеутской депрессии α = −1,0 гПа/10 лет (R^2 = 0,19); для азиатского антициклона α = 1,1 гПа/10 лет (R^2 = 0,26). Критические оценки для R^2 в нашем случае составляют от 0,04 (95 %) до 0,7 (99 %).

Интенсивность центров действия атмосферы отличается волнообразным ходом, что особенно ярко проявляется в месяцы их наибольшей активности. На фоне векового монотонного повышения или понижения давления отмечаются периоды пониженной активности, которые сменяются более или менее длительными (в течение нескольких десятилетий)

периодами повышенных значений давления в центре [26].

Так, временной ход давления в центре северотихоокеанского антициклона характеризуется максимумами в середине 1930-х и середине 1960-х годов и минимумами в начале и конце XX в. и середине 1940-х годов. Максимумы интенсивности алеутской депрессии (понижение давления в центре) приходились на середины 1930, 1960 и 1980-х годов, минимумы интенсивности (повышение давления в центре) относились к началу XX в., а также к концу 1950-х и концу 1970-х гг. Для временного хода интенсивности в центре азиатского максимума заметна обширная волна с повышенным фоном давления в 1970—1990 гг. с пиком, приходящимся на начало 1980-х годов.

Говорить о короткопериодной изменчивости атмосферного давления в центре азиатской депрессии вплоть до 1950-х годов не имеет смысла вследствие значительной дискретности имеющихся данных. Но несмотря на это, во временном ходе можно выделить эпохи пониженной и повышенной активности азиатской депрессии, для которой, кроме того, характерна малая абсолютная изменчивость давления, сопоставимая с точностью определения данных по синоптическим картам.

Указанные особенности сохраняются во все месяцы наиболее активной деятельности центров. В течение двух десятилетий, начиная с конца 1970-х—начала 1980-х гг., на фоне отмеченной общей вековой тенденции изменения давления, наблюдаемой для каждого центра, в месяцы наибольшей их активности имеет место резко обратный ход интенсивности: отмечается тенденция заполнения алеутской и азиатской депрессий и ослабления азиатского и северотихоокеанского максимумов.

В центре северотихоокеанского максимума постепенное падение давления (до −2 гПа/10 лет, коэффициент детерминации $R^2 = 0{,}47$) отмечается уже в течение 40 лет (примерно с начала 1960-х годов), а с 1980-х годов пониженный фон давления особенно заметен. Для азиатской депрессии на фоне векового слабого роста давления с начала 70-х годов имеет место тенденция более заметного увеличения давления в центре (1,1 гПа/10 лет, $R^2 = 0{,}25$).

Резкий рост давления в центре азиатского антициклона в 50—80-х годах (6,3 гПа/10 лет, $R^2 = 0{,}63$) сменился еще более резким его падением в последние десятилетия XX столетия (−11,4 гПа/10 лет, $R^2 = 0{,}62$). Увеличение давления в центре алеутской депрессии особенно ярко выражено в последние 10 лет XX столетия (14 гПа/10 лет, $R^2 = 0{,}37$). Данные изменения давления в центрах барических минимумов и максимумов относятся, как показывает анализ временного хода, к очередным фазам подъема или понижения в волнообразном ходе давления.

Географическое положение. Межгодовые изменения координат центров действия атмосферы довольно значительны, особенно весной и осенью. Большей устойчивостью отличаются широтные положения центров. Долготные межгодовые изменения за период существования в течение года более значительны для океанических центров действия атмосферы (северотихоокеанский антициклон и алеутская депрессия) — 4—7° долготы, чем для континентальных (азиатский минимум и азиатский антициклон) — до 12—16° долготы. Координаты центров в 70—80 % случаев соответствуют среднему широтному и долготному положению ± σ.

Анализ векового хода широтного и долготного положения центров северотихоокеанского антициклона и алеутской депрессии показывает отсутствие значимых трендов. Для континентальных климатических центров отмечаются значимые вековые отрицательные тренды долготного положения — тенденция смещения центров к западу (около 1°/10 лет, $R^2 = 0{,}18$). На фоне значительных колебаний координат год от года можно выделить довольно устойчивые временные периоды с тенденцией разного знака.

Для северотихоокеанского антициклона с начала 1970-х годов можно отметить тенденцию смещения центра летом к северу и востоку, т. е. ближе к американскому побережью (для июля широтный тренд — около 1,8°/10 лет, долготный — 2,0°/10 лет), причем широтные тренды значимы для всех сезонов, долготные — только для лета).

Временной ход долготного положения центра алеутской депрессии показывает большую межгодовую изменчивость, но тем не менее отмечается наличие волн с периодами, когда центр располагался то западнее, прижимаясь к Евразийскому континенту, то восточнее — ближе к Северо-Американскому континенту.

С конца 1960-х до начала 1980-х годов преобладала тенденция смещения центра алеутской депрессии к востоку, к Северо-Американскому континенту (около 14° долготы/10 лет, $R^2 = 0{,}27$), которая затем сменилась на обратную (23° долготы/10 лет, $R^2 = 0{,}36$). По широте с конца 60-х годов имеет место тенденция смещения центра к северу (на 2,8° широты/10 лет, $R^2 = 0{,}20$). Азиатский максимум и азиатская депрессия, как указано выше, имеют значимую тенденцию смещения в глубь континента. С середины 70-х годов до конца XX в. для центра азиатской депрессии данная тенденция выражена более ярко (тренд достигает 4,6° долготы/10 лет, $R^2 = 0{,}40$).

Таким образом, континентальные климатические центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в месяцы их наибольшей активности имеют западную тенденцию смещения центра, океанические — северо-западную, более ярко выраженную в конце 1970-х—начале 1980-х годов.

5.4. Макромасштабные барические градиенты как оценка интенсивности атмосферных процессов Азиатско-Тихоокеанского региона

Наиболее мощное влияние на формирование погодно-климатических особенностей Дальнего Востока оказывают азиатский антициклон и але-

утская депрессия. Картина годового поля давления над Азиатско-Тихоокеанским регионом создается именно в результате статистического преобладания этих двух центров действия атмосферы [7 и др.]. Напряженность зимнего барического поля Азиатско-Тихоокеанского региона определяется на карте погоды числом изобар (изогипс) над данным районом. Характеристикой напряженности зимнего барического поля Азиатско-Тихоокеанского региона может служить макромасштабный барический градиент как разность давлений в центрах азиатского антициклона и алеутской депрессии, отнесенная к расстоянию между ними (за единицу расстояния принимается 10° долготы). Напряженность поля тем больше, чем больше разность давлений между центрами и меньше расстояние между ними.

С конца XIX столетия разность давлений зимой монотонно возрастала (значимый тренд достигал 2,1 гПа/10 лет, R^2 = 0,32), однако в отдельные периоды изменение в сторону увеличения или уменьшения разности было более значительным. Например, в 1950—1970-х годах разность увеличивалась (рост достигал 7 гПа/10 лет, R^2 = 0,40), а с начала 80-х годов наблюдается ее уменьшение (−17 гПа/10 лет, R^2 = 0,51), продолжающееся до настоящего времени (рис. 5.2).

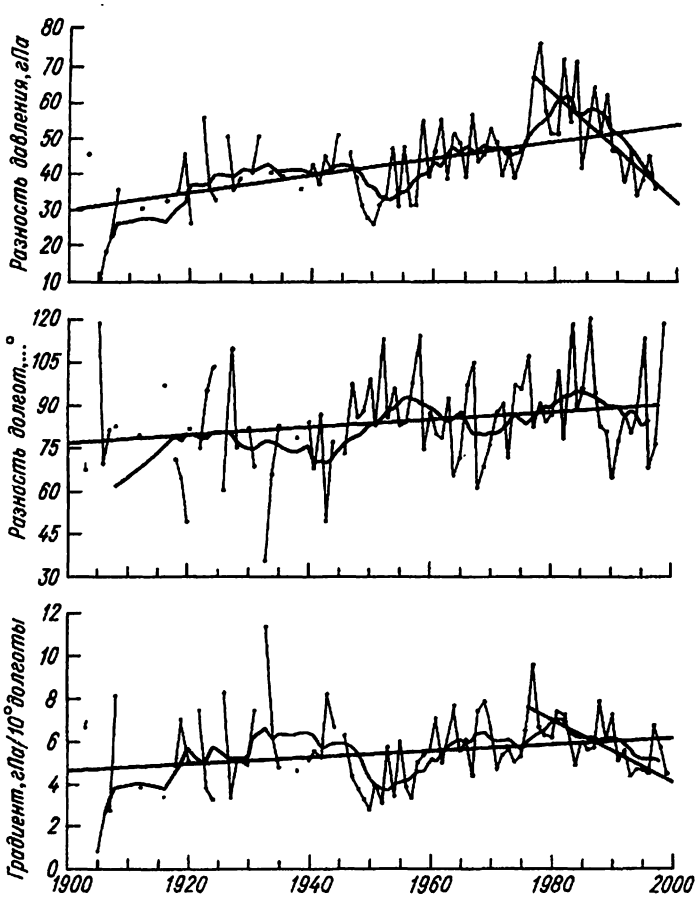


Рис. 5.2. Временной ход разности давлений в центрах азиатского антициклона и алеутской депрессии, разности долгот центров и зимнего макромасштабного градиента давления (январь) со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

Как показывает анализ временного хода расстояний между центрами, на фоне значительных межгодовых колебаний имеет место слабая тенденция роста (примерно на 1° долготы за 10 лет, R^2 = 0,04), с периодами то более заметного увеличения расстояния, то его уменьшения. Например, от начала 1950-х до конца 1970-х годов расстояние между центрами уменьшалось примерно на 12° долготы/10 лет, R^2 = 0,24, с 70-х до середины 80-х годов — увеличивалось на 14° долготы/10 лет, R^2 = 0,32, а затем снова началась фаза спада — примерно 6° долготы/10 лет (это заметно при анализе хода 11-летнего осреднения).

Временной ход макромасштабного зимнего барического градиента не показывает наличия значимого векового тренда, но для последних 20 лет XX в. имеет место значимая тенденция уменьшения градиента (−1,5 гПа/10° долготы за 10 лет, R^2 = = 0,49), относящаяся к фазе спада в волнообразном ходе изменения давления. Следовательно, уменьшение градиента происходит в период последних 20 лет на фоне некоторого сближения центров и уменьшения разности давления между ними.

Летний макромасштабный барический градиент (как разность давлений в центрах северотихоокеанского антициклона и азиатской депрессии, отнесенная к расстоянию между ними) показывает на фоне волнового характера его временного хода значимый положительный вековой тренд (0,04 гПа/10° долготы за 10 лет, рис. 5.3).

Для последних десятилетий XX в. характерна нисходящая фаза волны, т. е. происходит заметное уменьшение летнего макромасштабного градиента — примерно на 0,2 гПа/10° долготы за 10 лет (R^2 = 0,92). Характерно, что период 1930—1940-х годов (отмеченный как теплый период в Северном полушарии) также отличается уменьшением летнего макромасштабного барического градиента (−0,4 гПа/10° долготы за 10 лет, R^2 = 0,21), правда, на фоне бóльших значений градиента, чем в конце XX в. (последний период имеет бóльшую длительность, его начало относится к середине 1960-х годов).

Проследить характер изменения зимнего макромасштабного барического градиента в 1930—1940-е годы можно только ориентировочно, поскольку часть данных отсутствует, но тенденция уменьшения градиента также отмечалась (примерно на 2 гПа/10° долготы за 10 лет, R^2 = 0,13).

Временной ход составляющих летнего макромасштабного барического градиента показывает, что на фоне значимого векового положительного тренда разности давления в центрах (0,5 гПа/10 лет, R^2 = 0,13) резкое ее уменьшение с 1960-х годов (−2,4 гПа/10 лет, R^2 = 0,64, см. рис. 5.3). Для расстояния между центрами значимый вековой тренд отсутствует, но в последние 30 лет имеет место тенденция «разбегания» летних центров (увеличение расстояния достигает 4,7°/10 лет, R^2 = 0,15).

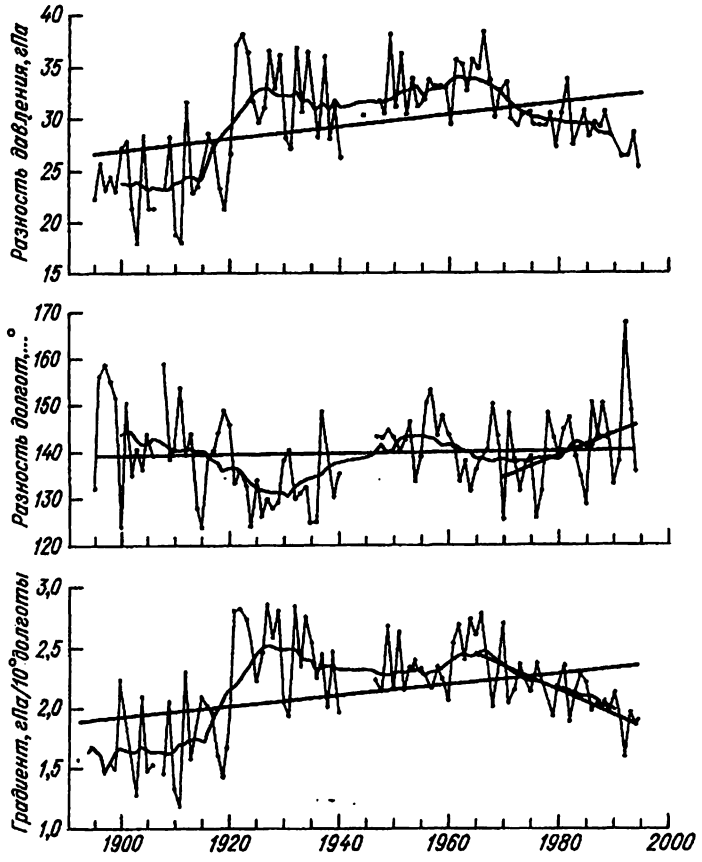


Рис. 5.3. Временной ход разности давлений в центрах северотихоокеанского антициклона и азиатской депрессии, разности долгот центров и летнего макромасштабного градиента давления (июль) со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами

Естественно, при любом исследовании встает вопрос о репрезентативности полученных выводов, что напрямую связано с используемыми архивами данных. С этой целью произведен сравнительный анализ временного хода давления в центрах действия атмосферы и их географического положения по Каталогу [36] и аналогичных характеристик, вычисленных нами по данным NCAR [91] за период с 1899 по 1998 г.

Несмотря на более или менее значительные расхождения данных по двум выборкам, выявляются сходные тенденции временного хода характеристик внутри исследуемого периода, в том числе аномалий давления. Примерно с середины 1970-х годов наблюдается аналогичная тенденция по независимым данным, на что следует обратить особое внимание при исследовании изменений климата. Но данная тенденция не относится к какому-либо климатическому катаклизму, поскольку является частью одного из колебаний, которые имели место и в прошлом. Можно предположить, что тенденция уменьшения зимнего и летнего макромасштабных барических градиентов указывает на уменьшение интенсивности атмосферных процессов, в частности, над Японским морем. Этому способствует также тенденция смещения центра азиатского антициклона к западу, а алеутской депрессии в более северные широты, где благодаря этому активность синоптических процессов зимой, наоборот, может увеличиться.

6. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ВЕТЕР

6.1. Общая характеристика атмосферного давления

Японское море, за исключением северо-восточной акватории с Татарским проливом, зимой находится в основном под влиянием передней части азиатского антициклона, летом — восточной периферии южноазиатской депрессии. Северо-восточная акватория Японского моря с Татарским проливом зимой чаще оказывается под воздействием периферии алеутской депрессии, летом — периферии северотихоокеанского антициклона. В конце марта—начале апреля влияние алеутской депрессии ослабевает и распространяется только на северную часть моря, а южные районы моря находятся под влиянием северотихоокеанского антициклона, который поднимается к северу и к июню занимает практически всю акваторию Северного Тихого океана. Летнее поле давления над Японским морем также представлено почти прямолинейными изобарами, но с противоположной их направленностью — с юга на север, и слабой сходимостью к северу моря. Градиенты давления не превышают 5 гПа на 10° ш.

Начинающаяся с северных широт перестройка синоптических процессов на зимний режим уже в сентябре приводит к распространению влияния алеутской депрессии на север Японского моря, тогда как на юге еще ощущается влияние северотихоокеанского антициклона, который уменьшается по площади и начинает отступать к югу. С конца октября—начала ноября с увеличением барического градиента изобары над Японским морем ориентируются уже по-зимнему — с севера на юг.

Поле средней тропосферы над Японским морем характеризуется зоной значительных градиентов температуры, геопотенциала, сильных ветров [7, 33, 62—65 и др.]. Здесь располагается центральная часть восточноазиатской высотной фронтальной зоны, ярко выраженной и устойчивой во времени. Градиент геопотенциала поверхности 500 гПа в ноябре—марте превышает 20 гп. дам/10° долготы, в апреле—мае и сентябре—октябре составляет 15—17 гп. дам/10° долготы и в летние месяцы — до 10 гп. дам на 10° долготы. Высота поверхности 500 гПа над Японским морем в течение года меняется довольно значительно, особенно на севере, увеличиваясь от 511—512 гп. дам зимой до 558—566 гп. дам летом; на юге — от 552—556 гп. дам зимой до 580—586 гп. дам летом.

Японское море вместе с Восточно-Китайским и Желтым морями входит в район активного цикло-

генеза в холодное полугодие, где с ноября по март ежемесячно возникает около десятка циклонов и происходит регенерация континентальных циклонов [62—65].

С июля по сентябрь на Японское море выходят тропические циклоны (тайфуны) — в среднем по четыре за сезон. Несмотря на то что, как правило, тайфуны в умеренные широты приходят в ослабленном виде, нередки случаи их регенерации и трансформации на полярном фронте в глубокие и обширные внетропические циклоны. В мае—июне и октябре тропические циклоны выходят на Японское море очень редко, а с ноября по апрель они отсутствуют [11, 17, 53 и др.].

Возможность выхода тайфунов на Японское море и другие районы Дальнего Востока и дальневосточных морей определяется положением тропического фронта. С октября по январь тропический фронт приближается к экватору, с февраля по апрель практически отсутствует, в мае возникает вновь и, наконец, с июня по сентябрь занимает наиболее северное положение. Волновые возмущения на тропическом фронте достигают развития вихря тем сильнее, чем дальше к северу лежит тропический фронт; этим и объясняется увеличение числа тайфунов в летний период с максимумом в августе и сентябре [28, 29, 40, 64, 73 и др.].

Среднее месячное атмосферное давление над Японским морем имеет простой годовой ход с максимумом в январе (1019,6 гПа, σ = 3,76 гПа) и минимумом в июле (1008,2 гПа, σ = 2,98 гПа, табл. 6.1). Годовой ход максимума среднего месячного давления для всех районов в общем аналогичен ходу выборочных средних оценок, минимальное давление имеет более сложный ход — с наибольшими значениями в конце зимы—начале весны и осенью. Выборочные средние месячные, медианные и модальные значения давления различаются несущественно. Изменчивость уменьшается от зимы (3,4—3,8 гПа) к лету (1,7—2,0 гПа) и достигает наименьших значений в сентябре. Годовая амплитуда как разность между минимальным и максимальным средними месячными значениями атмосферного давления достигает 30 гПа.

Наибольшую повторямость зимой имеет среднее месячное давление 1020—1024 гПа (46 %), весной и осенью — 1015—1019 гПа (соответственно 55 и 74 %); летом — 1005—1009 гПа (58 %). Летом среднее месячное давление 1015 гПа и выше практически не отмечается, зимой только 8 % случаев приходится на значения давления ниже 1015 гПа (табл. 6.2).

Таблица 6.1

Статистические характеристики атмосферного давления над Японским морем и прилегающими прибрежными районами

Месяц	Среднее	σ	q	min	max	As	E	Me	Mo
					Японское море				
I	1019,6	3,76	0,19	1002,5	1029,6	−0,27	0,49	1019,7	1019,4
IV	1014,1	2,98	0,15	1003,4	1020,9	−0,67	0,09	1014,8	1016,0
VII	1008,2	2,34	0,12	1000,6	1015,2	−0,18	−0,20	1008,3	1008,1
X	1016,7	2,27	0,12	1007,9	1023,0	−0,30	0,26	1016,7	1017,3
					Приморье				
I	1019,7	4,35	0,28	1002,5	1029,6	−0,24	−0,11	1019,9	1020,2
IV	1012,7	2,99	0,20	1003,4	1020,9	−0,14	−0,08	1012,8	1013,0
VII	1007,3	2,17	0,14	1000,6	1013,5	−0,10	−0,30	1007,4	1007,5
X	1016,7	2,47	0,16	1007,9	1023,0	−0,40	0,22	1017,0	1018,3
					Сахалин				
I	1013,9	4,22	0,34	1000,1	1024,2	−0,25	−0,08	1014,1	1013,0
IV	1011,5	3,05	0,24	1003,2	1021,0	0,13	0,13	1011,5	1011,4
VII	1008,9	2,24	0,18	1002,2	1015,2	0,06	−0,09	1008,9	1010,1
X	1013,7	2,78	0,22	1004,7	1021,0	−0,22	−0,05	1013,8	1016,0
					Западная Япония				
I	1020,6	2,09	0,20	1010,2	1025,7	−0,60	1,47	1020,8	1021,0
IV	1016,1	1,29	0,13	1012,7	1019,6	0,04	0,03	1016,2	1016,6
VII	1009,0	1,73	0,17	1002,1	1013,5	−0,32	0,50	1009,1	1008,1
X	1017,1	1,89	0,18	1010,4	1022,5	−0,10	−0,18	1017,1	1016,5
					Восточная Япония				
I	1013,7	3,57	0,35	999,3	1021,9	−0,57	0,75	1013,9	1017,3
IV	1013,7	2,93	0,29	1005,3	1021,0	−0,20	−0,10	1013,8	1015,4
VII	1009,7	1,72	0,17	1005,5	1016,0	0,25	0,00	1009,7	1010,1
X	1016,3	2,09	0,20	1009,7	1021,6	−0,40	0,39	1016,5	1017,3
					Корея				
I	1024,2	2,72	0,27	1013,4	1031,2	−0,25	0,20	1024,2	1023,2
IV	1015,8	1,89	0,18	1010,0	1020,9	−0,43	0,38	1016,0	1015,3
VII	1006,8	1,59	0,16	1002,3	1011,5	0,06	−0,13	1006,7	1006,7
X	1019,6	1,53	0,15	1015,3	1024,0	−0,17	0,05	1019,6	1020,2

Примечание. σ — среднее квадратическое отклонение; q — доверительный интервал для средней выборочной оценки на 5 %-ном уровне значимости; min, max – средние месячные экстремумы давления; As, E — оценки асимметрии и эксцесса эмпирического распределения; Me, Mo — медианная и модальная выборочные оценки.

Таблица 6.2

Повторяемость (% от общего числа случаев за сезон) среднемесячного давления воздуха над Японским морем (рассчитаны по данным NCAR)

Давление, гПа	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
1000—1004	0,1	0,3	4,7	0,0
1005—1009	0,3	6,1	57,8	0,2
1010—1014	6,5	36,5	37,3	11,5
1015—1019	35,2	55,4	0,2	74,0
1020—1024	46,6	1,7	0,0	14,3
1025 и выше	11,2	0,0	0,0	0,0

Среднеширотные значения давления воздуха над Японским морем с апреля по сентябрь ниже (в среднем на 3—5 гПа, наибольшие различия отмечаются летом), чем с октября по март. В среднем разность между среднеширотными значениями давления воздуха на 35 и 50° с. ш. с октября по апрель составляет около 2,3—3,8 гПа, в остальной период — около 1—2 гПа (давление в среднем возрастает с уменьшением широты) с минимумом в августе—сентябре (0,7—0,8 гПа) и максимумом в январе (3,8 гПа).

Для Японского моря в июне—сентябре разности средних месячных значений давления воздуха между севером и югом также минимальны (0,4—1,2 гПа), с октября по май они составляют в среднем 4 гПа, достигая максимальных значений в ноябре, декабре (6,0; 5,6 гПа) и марте (5,3 гПа).

Для Приморья и Корейского полуострова, как и для Японского моря в целом, формирование полей давления над которыми происходит зимой чаще под воздействием восточной периферии азиатского антициклона, летом — азиатской депрессии, характерен простой годовой ход с зимним максимумом и летним минимумом и довольно резкими сезонными различиями атмосферного давления. Разность между атмосферным давлением зимой и летом составляет для Приморья более 12 гПа, для Корейского полуострова — более 17 гПа, годовая амплитуда — около 30 гПа. Над Западной Японией годовой ход давления воздуха почти такой же, как над Приморьем и Корейским полуостровом, но с более высоким летним фоном давления, что определяется бóльшим влиянием северотихоокеанского антициклона по сравнению с указанными районами. Годовая амплитуда составляет 24 гПа, разность между средними значениями зимой и летом — 12 гПа. Абсолютный средний месячный максимум относится к зиме (февраль, 1032 гПа), минимум — к лету (июнь—июль, 1000—1002 гПа).

Над Сахалином, а также Восточной Японией, попадающими в переходную зону между континентальными и океаническими центрами действия атмосферы, годовой ход атмосферного давления более сложный — с двумя выраженными максимумами (зимним и осенним) и основным летним минимумом. Сезонные различия сглаженные, разность между средними значениями — около 6 гПа, годовая амплитуда 24—28 гПа, причем абсолютные средние месячные максимум и минимум относятся к холодному периоду.

Изменчивость (σ) среднего месячного давления воздуха для всех исследуемых районов уменьшается от зимы к лету (от 2,1—4,4 гПа до 1,2—2,1 гПа), достигая минимума в августе—сентябре. Наибольшей изменчивостью характеризуются Приморье и Сахалин. Для среднего многолетнего хода атмосферного давления внутри месяца можно отметить наличие волн пониженного и повышенного давления, на фоне которых происходят суточные колебания.

Годовой ход давления имеет особенности распределения по районам (рис. 6.1, 6.2). Для Японского моря, Приморья, Западной Японии и Корейского полуострова — районов с отчетливо выраженной внетропической муссонной циркуляцией — годовые гистограммы представлены суммой двух и более распределений с модами в области более низкого (летний период) и более высокого (зимний период) давления и промежуточных значений (переходные периоды). Аналогичное распределение

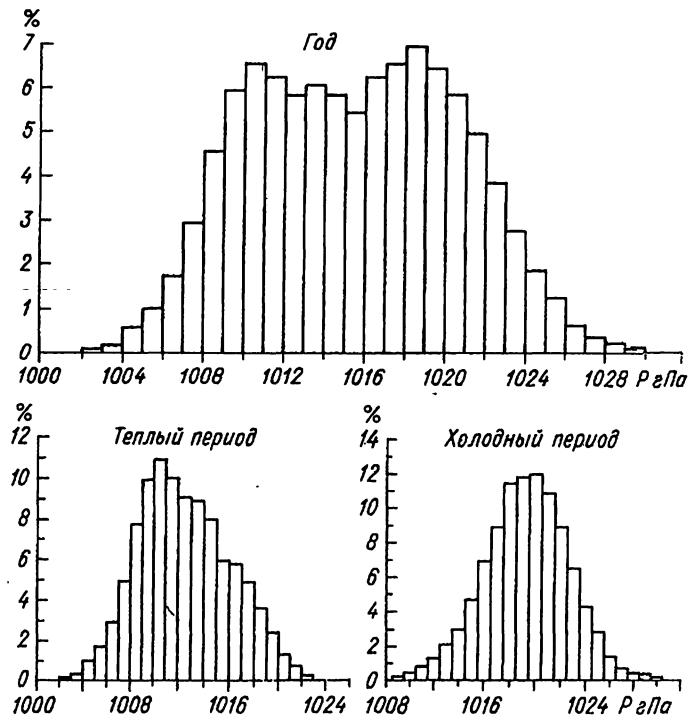


Рис. 6.1. Гистограммы эмпирического распределения среднего месячного атмосферного давления над Японским морем в целом за год и для теплого (апрель—октябрь) и холодного (ноябрь—март) периодов

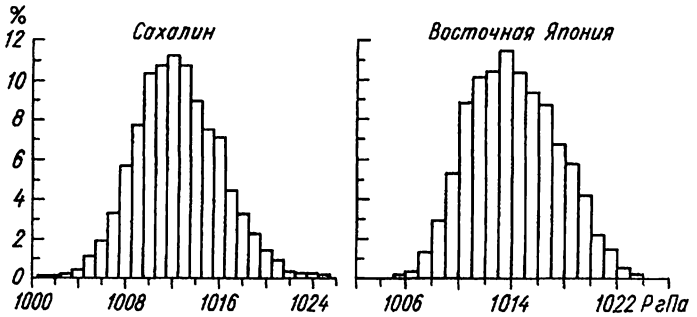


Рис. 6.2. Гистограммы эмпирического распределения среднего месячного атмосферного давления над Сахалином и Восточной Японией в целом за год

давления имеет место и в других областях с муссонной циркуляцией, например над Индией, в области ярко выраженного тропического муссона.

Эмпирические распределения среднего месячного атмосферного давления над Сахалином и Восточной Японией одновершинные, положительно асимметричные. Данные районы располагаются на северной границе зоны дальневосточного муссона (по С. П. Хромову), где хотя и имеет место смена преобладающих направлений ветра от сезона к сезону, но повторяемость преобладающих направлений недостаточно высока по сравнению, например, с Приморьем. Аналогичным распределением характеризуется также атмосферное давление над Курильской грядой, которая в основном относится к области с муссонной тенденцией [35].

Среднее многолетнее поле атмосферного давления на уровне моря отражает весьма сглаженную картину — ежемесячные, а тем более ежедневные барические поля гораздо сложнее и разнообразнее. Изменчивость давления воздуха, связанная с ежедневными синоптическими процессами, может значительно превосходить отмечаемые на средних многолетних картах неоднородности атмосферного давления.

6.2. Резкие изменения атмосферного давления

Давление воздуха при его обычных или даже несколько отличных от средних значениях, характерных для данной местности, в отличие, например, от температуры воздуха, ветра, характеристик влажности не играет особой биоклиматической роли. Но изменения атмосферного давления, а особенно значительные (резкие) нельзя не принимать во внимание, поскольку они оказывают влияние на жизнедеятельность человека. Изменения давления характеризуются различными пространственными и временными показателями. Это могут быть временные и пространственные локальные или мелкомасштабные показатели, например орографические перепады давления, способствующие возникновению местных циркуляций; временные изменения давления на станции за 3—6 ч, а также макромасштабные показатели, например разность давлений в центрах климатических барических экстремумов над регионом в целом и ее межгодовые изменения; вековые изменения давления (тренды) и пр.

Наиболее важной с точки зрения метеопатического воздействия на живые организмы является мелкомасштабная временная изменчивость давления — например, за 6 ч, за 3 ч, которая, естественно, отражается и на изменчивости большего масштаба. Междусуточная изменчивость играет здесь меньшую роль, отражая процессы синоптического масштаба.

В данном разделе рассматриваются макромасштабные (вековые и межгодовые изменения) и мелкомасштабные (суточные, 6- и 3-часовые изменения, в том числе резкие) временные характеристики атмосферного давления над Японским морем и его побережьем. Под резкими изменениями давления воздуха понимались изменения малой повторяемости (1 % и менее): ±15 гПа и более за 24 ч, ±10 гПа и более за 3—6 ч. К очень резким относились изменения давления ±20 гПа и более за 3—24 ч. Кроме этого, внутри градации очень резких изменений давления выделялись единичные случаи экстремальных изменений давления.

Межгодовые и вековые изменения. Межгодовые изменения среднемесячного давления над Японским морем и прилегающими районами суши в преобладающем большинстве случаев составляют ± 4 гПа: летом 93—99 %, зимой 74—96 % (табл. 6.3). Межгодовые изменения ±5 гПа и выше более характерны для зимнего периода (когда активизируется циклоническая деятельность над морской акваторией). Над Японским морем их повторяемость достигает 16 %, над прилегающими районами суши максимумом повторяемости отличается Западная Япония (26 %), где зимой проходят основные траектории циклонов. Здесь повторяемость межгодовых разностей давления ± 10 гПа и более достигает зимой 10 %. Наибольшие межгодовые изменения среднего месячного давления над морем за исследуемый период зимой достигали −11,6...16,9 гПа летом — ± (10,5 гПа), над Западной Японией — зимой от −14,5 до 17,5 гПа, в остальных районах не превышали 10 гПа.

Таблица 6.3

Повторяемость (% от общего числа случаев за месяц для каждого района) градаций межгодовых изменений среднемесячного давления воздуха в январе (I) и июле (VII)

Значение изменения давления	Японское море в целом		Японское море, 40° с. ш.		Приморье		Сахалин		Восточная Япония		Западная Япония		Корея	
	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
−5 и ниже	5,7	1,9	5,4	0,3	4,0	1,0	6,0	5,0	2,0	1,5	9,3	1,5	3,5	0,8
−4	4,4	2,8	5,7	0,3	8,1	4,0	5,1	2,0	2,5	2,3	6,3	1,8	4,0	0,8
−3	7,5	5,0	8,8	4,4	7,1	4,0	13,1	8,1	4,5	3,8	6,3	4,5	6,1	4,8
−2	8,4	10,5	8,4	14,5	12,1	10,1	9,1	7,1	7,6	9,6	9,8	11,4	8,8	10,4
−1	11,9	13,1	8,8	15,8	8,1	15,2	9,1	13,1	16,7	11,6	10,4	16,9	12,9	13,9
0	13,7	17,4	16,8	14,8	12,1	15,2	12,1	14,1	18,4	21,0	11,1	17,2	14,6	19,2
1	12,3	17,6	11,1	18,9	12,1	19,2	7,1	16,2	16,4	20,5	10,9	16,2	15,9	18,9
2	11,5	13,0	8,1	13,5	11,1	8,1	10,1	11,1	14,1	13,9	6,6	10,6	12,1	17,2
3	10,0	8,7	10,4	12,5	7,1	14,1	10,1	7,1	9,1	6,6	8,1	10,1	9,3	8,8
4	5,9	5,1	6,1	4,4	7,1	5,1	7,1	8,1	5,1	5,3	4,8	6,1	6,1	3,8
5 и выше	8,7	5,0	10,4	0,7	11,1	4,0	11,0	8,0	3,5	4,0	16,4	3,8	6,6	1,5

Что касается тенденции изменения давления над Японским морем и прилегающими районами, то только для Сахалина и Приморья вековой ход давления воздуха зимой характеризуется наличием значимых (на 0,5 %-ном уровне) отрицательных трендов: −0,5 гПа за 10 лет для Сахалина, коэффициент детерминации $R^2 = 0{,}20$; для Приморья падение более слабое: −0,2 гПа за 10 лет, $R^2 = 0{,}05$. Для лета и для остальных районов (Корейский полуостров, Япония, Японское море в целом) тренды незначимые.

На фоне значительной межгодовой изменчивости можно выделить более или менее выраженные периоды (волны) роста или уменьшения давления воздуха длительностью около 20 лет как для Японского моря, так и прибрежных районов. Синхронность волн во времени для всей территории свидетельствует о макромасштабных причинах такой изменчивости и согласуется с выделенными Б. Л. Дзердзеевским циркуляционными эпохами с большей повторяемостью либо зональных либо меридиональных типов циркуляции.

24-часовые изменения давления воздуха. В среднем за год основная часть междусуточных изменений давления над Японским морем и побережьем — 94 % — лежит в диапазоне ±10 гПа, из них 70 % изменений — не более ±5 гПа. Эмпирическая вероятность междусуточных резких изменений (±15 гПа и выше) в зимние месяцы — около 1—2 %, летом — не более 0,4 %. Наибольшая повторяемость отмечается в марте и октябре — месяцах перестройки синоптических процессов на летний или зимний типы (до 2,5—3,5 %). Повторяемость междусуточных изменений 10 гПа и более в период с октября по апрель составляет 8—10 % (максимум повторяемости приходится на октябрь и март), в период с мая по сентябрь — 1,4—4 % (минимум повторяемости приходится на летние месяцы).

Эмпирическая вероятность очень резких изменений (±20 гПа/сут и более) весной составляет 0,3—0,5 %, осенью увеличивается до 1,1 % (октябрь). В июне и июле очень резкие изменения не отмечаются, а в августе их не более 0,2 %. Максимальная изменчивость давления воздуха в сторону падения давления может достигать −17...−36 гПа за сутки, в сторону роста давления — 11...25 гПа. Наибольшие значения характерны для марта и октября.

Шестичасовые и трехчасовые изменения давления воздуха. Анализ 6-часовых изменений давления воздуха над Японским морем показывает, что в течение года в 95 % случаев они не превышают ± 5 гПа, в 99,8 % — ± 10 гПа. Только 0,1—0,3 % случаев за сезон, кроме лета, приходится на изменения давления ±10 гПа и более (примерно 120—220 раз за месяц для всех точек над морем), причем летом их на порядок меньше, чем в остальные сезоны (0,02 %).

Изменения давления ±15 гПа за 6 ч летом могут быть в среднем 4 раза за сезон, а зимой, весной и осенью — до 15 раз за месяц. Изменения ± 20 гПа и более за 6 ч над Японским морем за исследуемый период отмечались только осенью. Абсолютный максимум достигал 28,8 гПа за 6 ч в сторону роста атмосферного давления (28 сентября 1991 г., 06 ч, 139,5° в. д., 42,8° с. ш. — давление повысилось с 972,4 гПа до 1001,2 гПа. В это время изменения давления 20 гПа и более наблюдались одновременно над северо-западной акваторией Японского моря от 138° в. д. до западного побережья Сахалина между 41,5 и 44° с. ш.).

Резкие изменения давления воздуха за 6 ч нередко охватывают значительную часть акватории моря и наблюдаются в течение 1—2 сроков подряд и более, когда атмосферное давление то резко повышается, то понижается. Как показывает анализ данных на станциях побережья Японского моря, на резкие 6-часовые изменения накладываются мелкомасштабные 3-часовые изменения давления, которые нередко превышают ±20 гПа за 3 ч. Такие очень резкие изменения атмосферного давления за 3 ч наблюдаются в среднем в 0,1—0,5 % случаев от общего числа 3-часовых наблюдений. Максимум их повторяемости отмечается весной (март—апрель) и осенью (октябрь), минимум — относится к летним месяцам (июнь—июль).

Анализ временного хода резких изменений давления за 3 ч по станционным данным свидетельствует о синхронности распределения резких изменений давления для Приморья и Сахалина. Распределение резких изменений давления имеет свои особенности для каждой станции, в том числе для близлежащих, что обусловлено вкладом в их формирование не только причин синоптического масштаба, но и локальных физико-географических особенностей. В Приморье на каждой станции может быть 3—6 случаев за год с очень резкими изменениями атмосферного давления, над Сахалином — 10 случаев (от 5—10 на севере, до 13—16 на юге). Для сравнения: над Курилами число случаев за год с очень резкими изменениями атмосферного давления может превышать 30 (от 22—24 на юге до 32—34 на севере).

Максимальные по абсолютной величине изменения атмосферного давления за 3 ч для Приморского побережья Японского моря превышают 30 гПа, достигая 36,5 гПа в сторону роста давления (Терней, 4 апреля 1967 г.) и 37,2 гПа в сторону падения давления (Терней, 24 марта 1977 г.).

Над Сахалином экстремальное изменение давление воздуха за 3 ч 23 октября и 25 октября 1981 г. составляло −43,2...44,9 гПа (Александровск-Сахалинский). На других станциях Сахалина (Вал, Оха, Терпения и др.) в эти дни также отмечены изменения давления, превышающие ±(35...40) гПа за 3 ч. Отметим, что на м. Терпения отмечено изменение давления в сторону падения −56,7 гПа/3 ч (15 ноября 1976 г.), а на севере Сахалина 3-часовой рост составил 51,4 гПа (Оха, 23 октября 1981 г.). Обычно очень резкие изменения давления за 3 ч охватывают сразу несколько станций района или даже значительную часть района. Можно предположить, что над северной частью Японского моря экстремальные изменения давления за 3 ч имеют этот же порядок.

Для сравнения укажем, что над Курильскими островами максимальные изменения давления за 3 ч выше ±50 гПа, абсолютный максимум составляет −61,5 гПа/3 ч (о. Уруп, 16 марта 1981 г.). В это же время очень резкие изменения давления — от −40 гПа и выше за 3 ч охватывали все Курильские острова, а также юг Камчатки, где также был достигнут отрицательный экстремум изменения давления: −54 гПа/3 ч). Максимальные изменения в сторону роста давления составляют 65,3 гПа за 3 ч (Южно-Курильск, 16 февраля 1972 г.).

Основными причинами резких изменений атмосферного давления над Японским морем и его побережьем являются прохождения через пункт наблюдений глубоких южных циклонов, тропических циклонов. Во многих случаях резкие изменения давления воздуха вызываются прохождением фронтальных разделов, особенно резко выраженных быстро движущихся холодных фронтов, когда изменение давления за 3 ч может достигать 50 гПа и более.

6.3. Ветровой режим прибрежной зоны

Ветровой режим над Японским морем формируется в основном под воздействием барических систем с отчетливо выраженной сменой знака барического поля от сезона к сезону, что приводит к сезонной смене преобладающих направлений ветра. Над открытой акваторией моря основное влияние на ветровой режим оказывают циркуляционные особенности, при приближении к побережью большой вклад принадлежит орографическим факторам.

Береговая зона Японского моря относительно слабо изрезана, но рельеф побережья сложный — в большой степени он представлен высокими берегами, отвесными скалами. Эти особенности оказывают заметное влияние на ветровой режим, особенно в шельфовой зоне, которая хотя и занимает 26 % площади моря (279 тыс. км^2 [5, 52]), но имеет огромное значение в экономике стран Азиатско-Тихоокеанского региона.

В береговой зоне на направление основного переноса воздушных масс накладывают существенный отпечаток особенности орографии берегов. Поэтому здесь при муссонной циркуляции в целом на отдельных участках побережья имеются значительные отклонения от основного ветрового потока, особенно в теплое время года, когда уменьшаются скорости ветра и направление становится менее устойчивым. На западном побережье Японского моря в соответствии с основным переносом воздушных масс зимой преобладающими являются северные, северо-западные и западные направления, на восточном побережье большой вклад вносят юго-восточные или южные ветры (рис. 6.3). Летом же на всем побережье преобладают ветры южных румбов. Весной или осенью возрастает вклад других направлений, но тем не менее на отдельных участках побережья на некоторые из направлений во все сезоны приходится очень малая повторяемость.

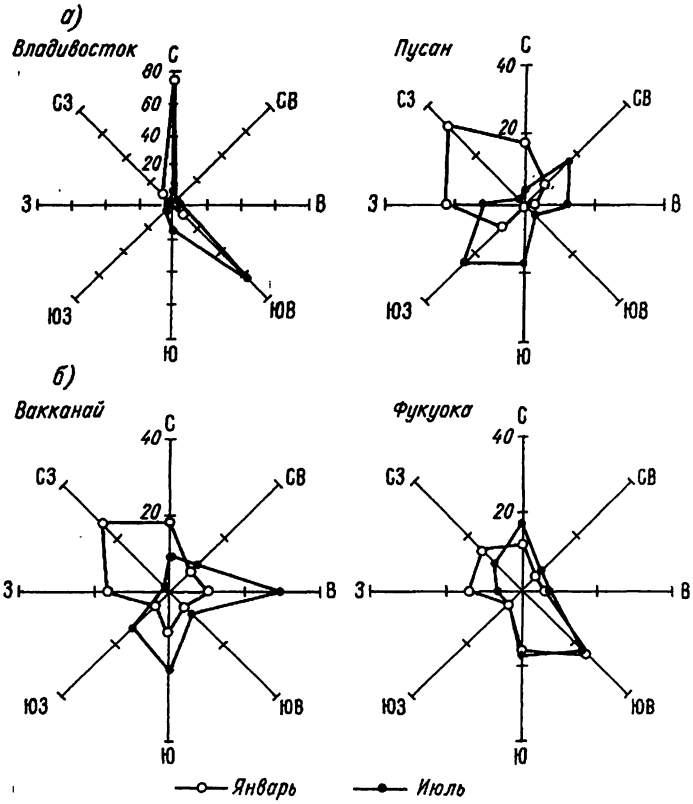


Рис. 6.3. Повторяемость (%) ветра по направлениям на побережье Японского моря

а — западное побережье, *б* — восточное побережье

При общей малой повторяемости восточных направлений на некоторых участках побережья она возрастает до 52 % (Богополь, июль), а на других преобладающими в июле являются северо-восточные ветры (Золотой — 45 %, Вонсан — 22 %), а в январе — юго-восточные (Александровск-Сахалинский — 43 %, Фукуока — 24 %) [37, 38, 41, 45, 68]. У северо-западного побережья Японского моря, параллельно которому проходит хребет Сихотэ-Алинь, при восточных ветрах с моря направление ветрового потока меняется на северо-восточное или юго-восточное. В отдельных бухтах, заливах и проливах с высокими берегами ветер также будет принимать направление, параллельное берегам [45, 68]. При южных ветрах с моря ветер у побережья принимает юго-западное или юго-восточное направление. При континентальных ветрах, направленных в открытое море, при выходе из бухт потоки будут изменяться с северо-западных и западных на северные. Так, во Владивостоке, например, практически отсутствуют северо-восточные, восточные, юго-западные и западные ветры. Зима представлена северными ветрами, повторяемость которых в январе составляет около 80 %, а лето — южными, юго-восточными с увеличением вклада северных уже с августа до 22 %. Здесь, кроме всего прочего, играет роль наличие к северу от города долины, ориентированной север—юг, что благоприятствует увеличению повторяемости данных ветров.

Средняя годовая скорость ветра на побережье Японского моря невелика и составляет в большинстве случаев 3—5 м/с. Исключение представляют мысовые участки побережья, где проявляется угловой эффект увеличения скорости, участки с высоким классом открытости для преобладающих ветров или побережья узких проливов, места выхода воздушных потоков на море из зажатых горами узких долин, ориентированных по направлению господствующих ветров (Поворотный — 7,0 м/с, Владивосток — 6,5 м/с, Суццу — 7,3 м/с и др.).

Для многих пунктов побережья годовой ход скорости ветра выражен достаточно ярко — с максимумом в январе и минимумом в один из летних месяцев. Здесь заметна разница между средними скоростями для зимы и лета (3—6 м/с и более) и между средней годовой и средними месячными скоростями (Унги, Терней, Владивосток и др. — на западном побережье; Холмск, Саката и др. — на восточном побережье).

На некоторых прибрежных станциях разность между максимумом и минимумом или средними месячными и средними годовыми значениями составляет не более 1—3 м/с. Но на одних станциях такая разность сохраняется на фоне значительных скоростей в течение всех месяцев года (Сюркум, Владивосток, Суццу и др.), на других — на фоне относительного слабых ветров (Вонсан, Мацуэ и др.) В ряде случаев (особенно для восточного побережья Японского моря) годовой ход затушевывается — экстремумы отмечаются в весенние или осенние месяцы (Ким-Чак, Золотой и др.).

Суточный ход скорости ветра довольно отчетлив для всей прибрежной зоны в теплое время года — скорость увеличивается днем и уменьшается в ночные часы, суточные амплитуды летом достигают наибольших значений. С ноября по март заметно возрастают скорости ветра в ночные и утренние часы. Надо отметить, что ветер является характеристикой, чрезвычайно реагирующей на местные условия и потому даже для пунктов побережья, расположенных в непосредственной близости друг от друга, средние месячные скорости ветра могут существенно различаться. Даже в условиях одинакового класса открытости флюгера по румбам (согласно классификации В. Ю. Милевского [51]), рядом расположенные береговые станции (Посьет, Владивосток) имеют существенные отличия в повторяемости одних и тех же направлений ветра.

Ветровой режим прибрежной зоны имеет свои особенности, которые проявляются в усилении ветров определенных направлений. Так, ветер усиливается в узких долинах, проливах и заливах, ограниченных высокими берегами. Например, зимой усиливаются северные ветры при выходе из долины р. Раздольной в зал. Петра Великого (Владивосток, [68]), летом усиливаются южные, юго-восточные ветры при сходимости потоков в вершине залива. Заметно усиление ветров данных направлений и в другие сезоны, не только когда они являются преобладающими.

На усиление ветров определенных направлений сказываются, кроме всего прочего, и условия защищенности флюгера. Для Владивостока, например, класс открытости для ветров всех направлений, кроме северо-восточного, составляет 10а (открытое побережье залива, выпуклая форма рельефа [51]), что позволяет использовать положение станции для характеристики ветровых условий на шельфе. Усиливаются ветры, направленные вдоль побережья (береговой эффект), особенно вдоль наветренных сторон гористых островов или мысов, выдающихся в море (угловой эффект). Такие усиления имеют место на островах Аскольд, у мысов Золотой, Сосунова, Поворотный, Гамова в Приморском крае, в Сюркуме — в Хабаровском крае, на о. Монерон, м. Крильон — на Сахалине, в Вакканае, Суццу и др. — на Японских островах.

6.4. Направление и скорость ветра над морем

Согласно средним многолетним полям атмосферного давления, схема воздушных течений Японского моря носит муссонный характер, хотя и по-разному выраженный в различных районах моря. Генезис дальневосточного муссона отличен от генезиса классического муссона тропических широт, но они имеют схожий порядок смены преобладающих типов погоды и характеризуются статистически выявленной сезонной сменой ветров [13, 46, 60, 76—78].

Летний дальневосточный (тихоокеанский) муссон, возникает в результате смещения зоны субтропического пояса повышенного давления к северу, а вместе с ней, и центра северотихоокеанского антициклона, и взаимодействием его с обширной южноазиатской депрессией. Это довольно прохладный воздух в начале лета и теплый во второй его половине. Он обусловливает перемещение относительно теплого и влажного тихоокеанского воздуха с типичными признаками устойчивой воздушной массы. Летний муссон характеризуется в целом меньшими скоростями результирующего ветра над морями по сравнению с зимним. Зимний дальневосточный муссон возникает в результате взаимодействия сибирского антициклона и алеутской депрессии. С ним на Японское море переносится сухой и холодный континентальный воздух, формирующийся непосредственно в центральной части азиатского антициклона.

На Японском море зимой наибольшие скорости результирующего ветра наблюдаются над его центральной частью — широкой зоной от российских берегов Приморья к берегам японского о. Хонсю. Летом в Татарском проливе и в западной части Японского моря скорости результирующего ветра больше, чем в других районах. Зимой скорости результирующего ветра здесь, наоборот, ниже, чем в других районах моря. В поле вектора ветра прослеживаются области сходимости и расходимости воздушных течений, а также области изменений ско-

рости вдоль потока, располагающиеся широкими зонами вдоль побережий. Эти области формируются как зимой, так и летом, но более ярко выражены зимой (рис. 6.4).

Климатическая картина простой смены переноса воздуха с континента переносом с Тихого океана от зимы к лету, показанная на примере вектора результирующего ветра, передает лишь самые общие черты ветрового режима над Японским морем, которые для конкретного района и сезона каждого года и могут иметь существенные отличия от осредненных многолетних характеристик.

Преобладающий над Японским морем муссонный характер переноса воздушных масс существенно нарушается выходом сюда континентальных и морских циклонов. Первые более характерны для теплого полугодия, вторые — для холодного. В холодное полугодие циклоны либо непосредственно образуются над Японским морем, либо выходят сюда из других районов. Здесь происходит их регенерация и дальнейшее продвижение к востоку, северо-востоку в соответствии со структурой высотного термобарического поля [33, 62—65].

Направления ветра. Зимой, в соответствии с результирующим переносом воздуха, преобладающими являются северо-западные, западные и северные направления ветра (ветры с континента), на все другие направления приходится менее 40 %, а в северной части моря (район 2) — менее 30 % (табл. 6.4), что наглядно демонстрирует рис. 6.5.

В холодный период на фоне преобладающих континентальных ветров зимнего муссона над акваторией моря в целом можно отметить значительный вклад ветров юго-западных направлений, повторяемость которых, особенно в первую половину зимы, превышает 10 %. Повторяемость восточных ветров небольшая (около 10 %), она практически одинакова над всей акваторией и в течение всего года, увеличивается летом на востоке и юге моря.

Летний муссон выражен менее ярко, он приходит на Японское море с южными, юго-восточными и юго-западными ветрами (ветры с моря), общая повторяемость их составляет 40—50 % над большей частью моря (районы 2, 3 и 4), на северо-востоке увеличивается до 50—57 % (район 1). Преобладание южных ветров наблюдается главным образом в районах, прилегающих к побережью, с апреля по август. Летом значителен вклад северо-восточных ветров, особенно над северной половиной моря (до 20—25 %) (рис. 6.6, табл. 6.4).

На юге и западе Японского моря около 9—12 % приходится на северные ветры; с ними поступает сравнительно сухой и теплый воздух с континента. Штили зимой практически не отмечаются, зато летом их повторяемость достигает 5—11 %.

В переходные сезоны, когда происходит перестройка режима циркуляции на летний или зимний режим, направления ветра становятся менее устой-

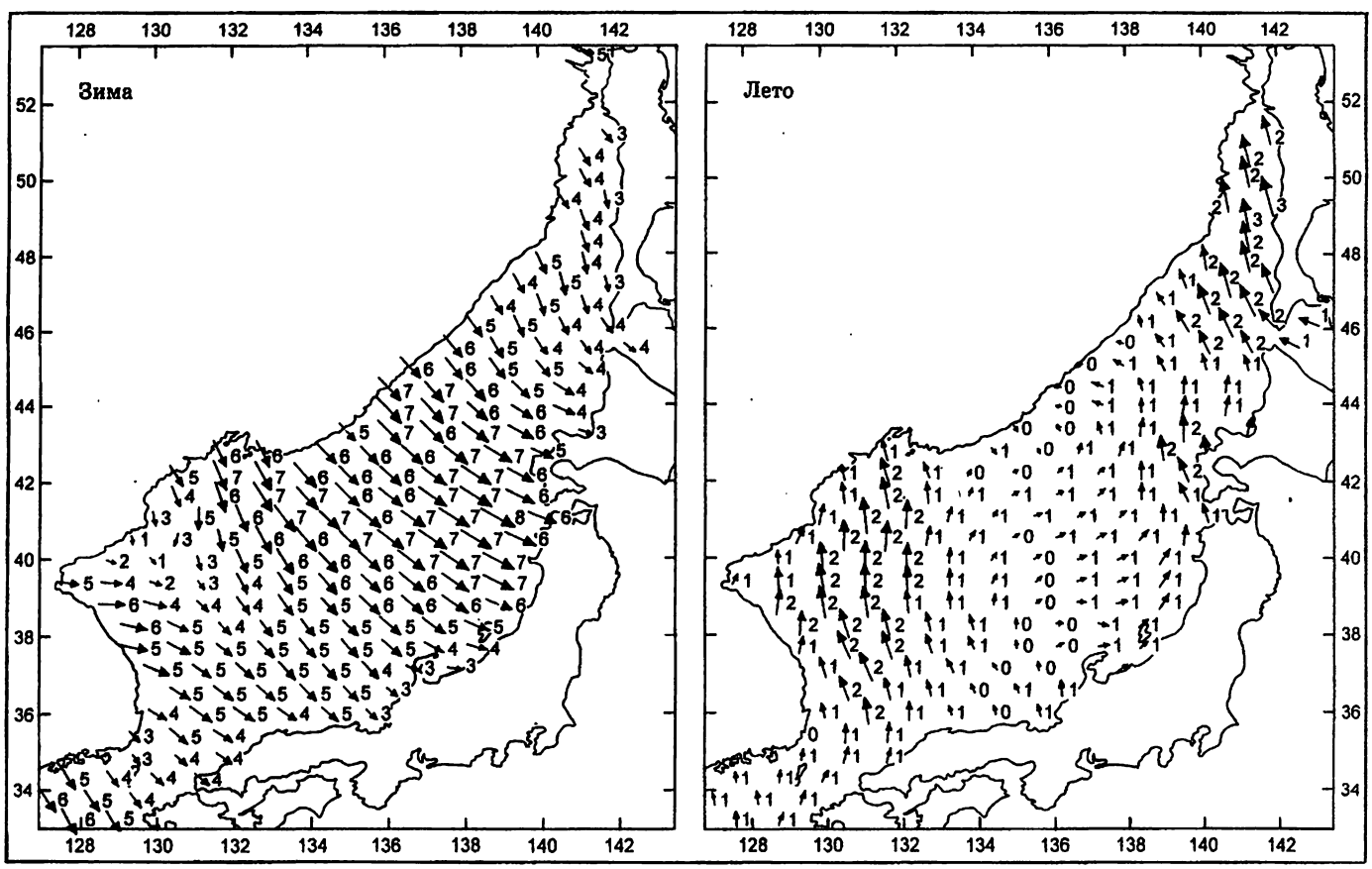


Рис. 6.4. Результирующий ветер над Японским морем (карта построена с использованием данных анализа ECMWF, 1991—1998 гг.)

Таблица 6.4

Повторяемость (%) направлений ветра по районам Японского моря

Месяц	Направление ветра								Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
					Район 1				
Январь	25,1	10,6	4,4	3,5	2,8	6,1	14,9	30,7	2,0
Февраль	24,4	11,7	5,4	5,5	4,6	6,5	12,1	26,7	3,0
Март	20,1	11,6	7,1	9,7	8,7	10,3	10,2	18,5	3,8
Апрель	13,5	8,0	6,1	12,0	22,0	16,8	6,9	9,5	5,1
Май	13,0	9,4	6,9	11,6	25,2	14,5	4,4	8,2	6,8
Июнь	9,0	9,9	10,0	14,8	24,8	12,0	3,3	5,3	10,9
Июль	7,1	7,4	9,6	15,8	27,3	13,5	3,0	4,4	11,9
Август	8,7	9,4	10,4	14,1	22,7	14,3	4,3	6,4	9,6
Сентябрь	9,8	9,4	9,5	12,1	18,2	14,9	9,6	10,8	5,7
Октябрь	12,2	7,3	5,2	8,5	12,6	16,4	15,2	19,1	3,4
Ноябрь	12,9	6,5	4,7	5,8	6,4	12,2	20,1	29,2	2,0
Декабрь	18,9	6,7	3,5	3,7	3,4	10,3	18,3	33,4	1,9
					Район 2				
Январь	15,7	7,3	2,5	2,1	2,6	7,7	20,5	39,8	1,9
Февраль	15,6	8,5	3,6	2,9	3,6	8,4	19,3	36,0	2,1
Март	12,1	9,3	5,4	5,2	7,7	14,3	18,4	23,9	3,8
Апрель	7,6	10,2	6,3	7,9	15,6	22,3	14,4	10,6	5,1
Май	8,3	15,3	7,2	8,4	17,1	23,0	8,0	6,5	6,3
Июнь	8,4	22,2	9,9	8,9	13,5	18,4	5,4	4,8	8,5
Июль	7,8	22,1	9,4	9,4	15,7	18,9	4,4	4,2	8,2
Август	8,5	20,8	8,6	7,9	12,9	21,4	6,5	5,6	7,7
Сентябрь	10,7	17,0	7,2	6,6	9,3	18,8	12,6	11,8	6,0
Октябрь	10,0	9,3	3,9	4,7	8,9	21,6	17,3	20,3	4,0
Ноябрь	12,6	8,6	3,4	3,8	5,7	15,2	19,5	28,2	3,0
Декабрь	14,0	6,6	2,1	2,4	3,5	10,6	22,6	36,1	2,0
					Район 3				
Январь	16,1	8,5	3,6	3,3	4,6	9,2	17,5	36,2	1,1
Февраль	17,9	12,6	4,7	4,5	5,4	9,1	13,5	31,1	1,2
Март	15,6	12,3	6,0	6,5	9,8	12,5	12,6	22,2	2,4
Апрель	10,5	12,9	7,5	11,2	16,7	17,2	9,5	10,5	4,1
Май	9,5	12,5	7,1	11,2	20,5	18,4	7,7	7,6	5,4
Июнь	11,5	16,7	10,4	11,9	14,9	14,5	6,1	7,7	6,3
Июль	8,4	14,5	10,2	11,8	18,2	20,0	5,8	5,9	5,3
Август	11,6	18,6	8,7	9,9	16,0	17,8	5,6	6,2	5,6
Сентябрь	15,7	25,7	9,9	7,9	8,9	9,5	7,7	11,5	3,1
Октябрь	15,9	16,6	7,5	7,8	10,5	12,4	10,4	16,3	2,7
Ноябрь	14,3	12,1	5,5	5,3	8,1	15,3	15,8	21,3	2,5
Декабрь	14,3	8,2	3,2	3,4	5,9	14,0	19,4	30,2	1,6
					Район 4				
Январь	9,3	12,2	3,5	2,7	2,3	12,6	28,4	27,3	1,7
Февраль	9,7	11,2	5,9	5,7	4,6	11,6	19,7	29,0	2,7
Март	12,4	14,8	7,0	9,1	9,7	12,2	15,7	15,5	3,7
Апрель	9,5	14,9	5,6	9,0	18,2	17,7	10,3	10,0	4,9
Май	10,4	15,4	6,7	11,0	16,9	17,7	7,6	8,4	5,9
Июнь	8,5	19,0	11,1	13,4	15,7	12,2	3,2	6,1	10,8
Июль	11,3	18,3	8,7	8,7	21,0	12,7	3,7	5,3	10,3
Август	13,2	14,5	8,5	9,8	15,4	15,4	5,1	8,1	9,8
Сентябрь	16,7	19,4	9,7	11,2	8,1	11,2	8,1	10,5	5,0
Октябрь	11,9	18,3	7,3	5,2	8,8	17,4	14,3	13,1	3,7
Ноябрь	10,8	14,7	4,5	3,8	6,8	19,2	21,1	17,0	2,2
Декабрь	10,9	9,6	3,7	2,7	2,9	13,1	28,0	26,0	3,2

чивыми. В первой половине весны еще сохраняются черты зимнего ветрового режима, но уже с марта становится заметным вклад южных и юго-восточных ветров, хотя повторяемость континентальных ветров еще значительна (рис. 6.7).

В августе—первой половине сентября термические контрасты между сушей и океаном минимальны. Далее в силу небольшого теплозапаса материка процесс его выхолаживания протекает быстро. Температура воздуха над Тихим океаном и дальневосточными морями понижается относительно медленно. Начинается перестройка барического поля у земли и в тропосфере на зимний режим.

Первая половина осени отличается большой повторяемостью ветров южных румбов, но уже в октябре вместе с выхолаживанием материка развиваются устойчивые антициклонические формы циркуляции над континентальными районами, что способствует переходу к зимнему ветровому режиму (см. рис. 6.7). Это выражается в увеличении повторяемости ветров северных, северо-западных и западных направлений, которые в ноябре уже становят-

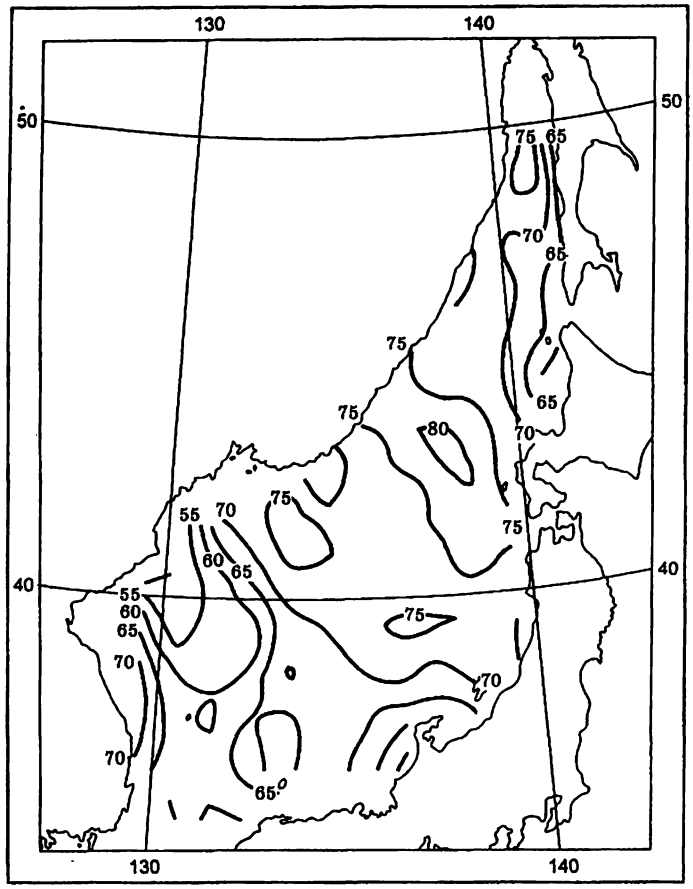


Рис. 6.5. Суммарная повторяемость (%) ветров зимнего муссона (СЗ, З, С) в декабре—январе (по судовым данным)

ся преобладающими; устанавливается зимний ветровой режим с преобладающим переносом воздушных масс с континента на море.

Наиболее ярко муссонный характер ветрового режима прослеживается вблизи побережий Японского моря, где ветры летнего и зимнего муссона действительно являются преобладающими. Это в полной мере относится и к Татарскому проливу, который является как бы пограничной зоной между континентальными и морскими центрами действия атмосферы, и отличается от других районов моря. Зимой на северо-восточную акваторию нередко оказывает влияние тыловая часть алеутской депрессии (в отличие от остальной акватории Японского моря, которая оказывается зимой под преобладающим воздействием передней части азиатского антициклона). Летом северо-восточная акватория первой испытывает влияние воздушных масс, формирующихся над холодным Охотским морем.

Над Татарским проливом, вытянутым вдоль 141° в. д. с севера на юг — от прол. Невельского до прол. Лаперуза, ветер, кроме всего прочего, стремится принять направление, параллельное берегам. Здесь ветры зимнего муссона наблюдаются с суммарной повторяемостью до 80 %. Над южной частью северо-восточной акватории Японского моря повторяемость направлений преобладающих ветров имеет более сглаженный характер, особенно в теплый период. Например, если над Татарским проливом с апреля по сентябрь южные ветры наблюдаются в 25—35 % всех направлений, то у берегов Хоккайдо только в 10—20 %.

В соответствии с ориентацией горного побережья у Северной Кореи и зимой, и летом возрастает повторяемость северо-восточных и юго-западных направлений ветра. Над свободной от влияния береговых особенностей центральной открытой акваторией моря ярко представлен зимний муссон; повторяемость ветров других направлений значительно меньше. Зимой суммарная повторяемость северо-западных, северных и западных ветров над центральной частью моря достигает 72 %. Летом на ветры с южной составляющей — Ю, ЮВ, ЮЗ — приходится 44 %; эти направления представлены практически с одинаковой повторяемостью. Более 25 % случаев приходится на северо-восточные и восточные направления (16 и 11 % соответственно). Если зимой разница между наибольшей (для северо-западных направлений ветров) и наименьшей (для восточных) повторяемостью достигает 40 %, то летом — менее 10 % (для юго-западных и северо-западных). В переходные сезоны различия в повторяемости направлений также невелики, только осенью заметен больший вклад северо-западных направлений.

Скорость ветра. Средние годовые скорости ветра над Японским морем составляют 6,8—7,4 м/с. Наибольшими скоростями в течение всего года отличается восточная часть моря. Зимой, когда циркуляционные процессы более интенсивны, средние скорости ветра над Японским морем составляют 8—9 м/с (у берегов Японии — 10 м/с), летом — около 5—6 м/с (рис. 6.8, 6.9). Наибольшие скорости в течение года относятся к северным, северо-западным и западным ветрам (7,4—8,1 м/с), повторяемость которых, как указано выше, особенно велика в холодный период года. На востоке акватории можно отметить значительные скорости ветров восточных направлений (более 7 м/с), тогда как для остальных районов средние скорости при восточных направлениях составляют около 5,6—6,6 м/с. Минимум в годовом ходе относится к юго-восточным ветрам (5,5—6,8 м/с).

Средняя месячная скорость ветра по направлениям для северной и южной половин Японского моря (районы 2 и 3) имеет аналогичный ход: наибольшие скорости для всех направлений относятся к холодному периоду (рис. 6.10). Северные, западные и северо-западные ветры, преобладающие зимой, имеют в этот период и наибольшие скорости, которые к лету уменьшаются на 3,5—5,0 м/с вместе с уменьшением их повторяемости.

Скорости ветра при северо-восточных, южных и юго-западных направлениях переноса, преобладающие в летние месяцы, изменяются в более узком интервале. Разность между зимними и летними значениями скоростей для этих направлений — около 1—2 м/с. Скорости ветра для направлений с малой повторяемостью (восточные, юго-восточные) подчиняются тем же закономерностям.

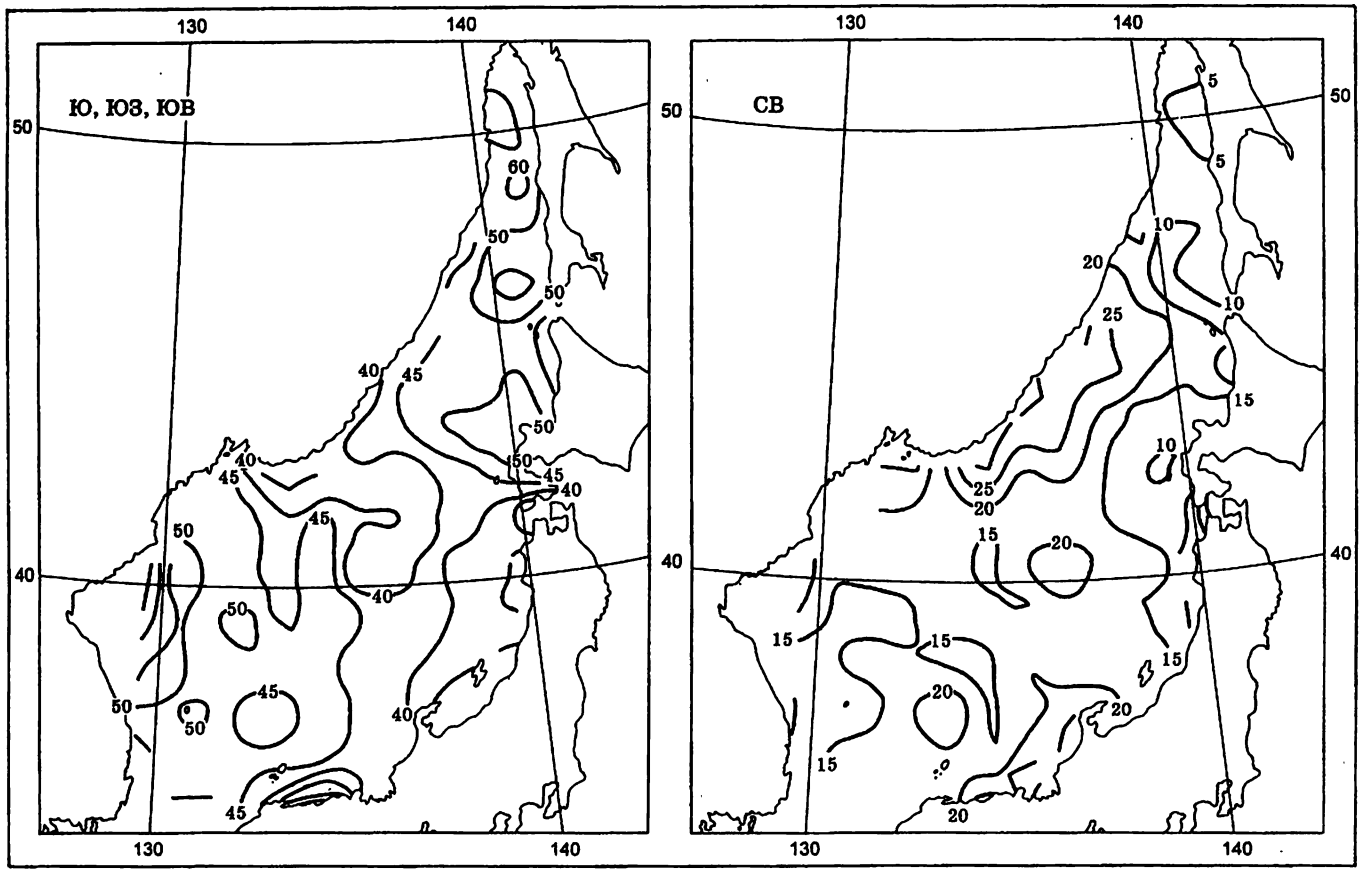


Рис. 6.6. Суммарная повторяемость (%) ветров летнего муссона (Ю, ЮЗ, ЮВ) и северо-восточных (СВ) ветров в июне—августе (по судовым данным)

Изменчивость скорости ветра для всех районов моря находится в течение года в интервале 3,5—4,9 м/с, наибольшая изменчивость (σ) скорости ветра относится к холодному периоду. Для скоростей ветра малой повторяемости (восточных, юго-восточных и южных направлений) изменчивость выше. В целом около 95 % всех возможных значений скорости находится в пределах ($V_{ср} \pm 2\sigma$).

Распределение скоростей ветра по градациям в течение года и в отдельные месяцы показывает наибольшую повторяемость скорости 5—9 м/с по всей акватории моря (в среднем за год 40—45 %). На втором месте по повторяемости — ветры до 5 м/с (в среднем за год 23—31 %), на третьем — умеренные (10—14 м/с, в среднем за год 17—22 %) (табл. 6.5, 6.6). В распределении скоростей ветра по сезонам и районам имеются особенности. Зима характеризуется увеличением повторяемости умеренных ветров (10—14 м/с, 27—37 %) и уменьшением повторяемости слабых ветров (10—20 %). Повторяемость зимой умеренных ветров в 2—3 раза больше, чем слабых, летом, наоборот, — в 3,5—5 раз меньше.

В марте над большей частью акватории повторяемость слабых и умеренных ветров практически одинакова (21—24 %), а с апреля заметно преобладание слабых ветров. Для западного и восточного районов моря (районы 1, 4) эта разница становится ощутимой только с мая, остальные особенности те же, что и для основной акватории.

Преобладание слабых ветров особенно сохраняется до сентября—октября для всех районов. Годовой ход ветров со скоростью менее 5 м/с имеет максимум в июле, минимум в январе. Повторяемость штилей в течение года изменяется от 4—5 % случаев над открытой акваторией моря до 5—8 % у побережий.

Распределение скоростей по направлениям показывает отмеченные выше сезонные закономерности ветрового режима с заметным уменьшением повторяемости сильных ветров от зимы к лету — в 6—7 раз (см. табл. 6.6).

6.5. Сильные ветры

Сильные ветры над побережьем. Режим сильных ветров определяется как общециркуляционными процессами (отмечается увеличение их повторяемости зимой), так и географией побережья и положением станции. Число дней с сильными ветрами (≥ 15 м/с, по данным в сроки и между сроками) в среднем за год по побережью Японского моря достигает 16 %, а наибольшая годовая повторяемость составляет около 30 %. По отдельным районам побережья число дней с сильным ветром составляет от 40—50 за год до 70—110 дней на скалис-

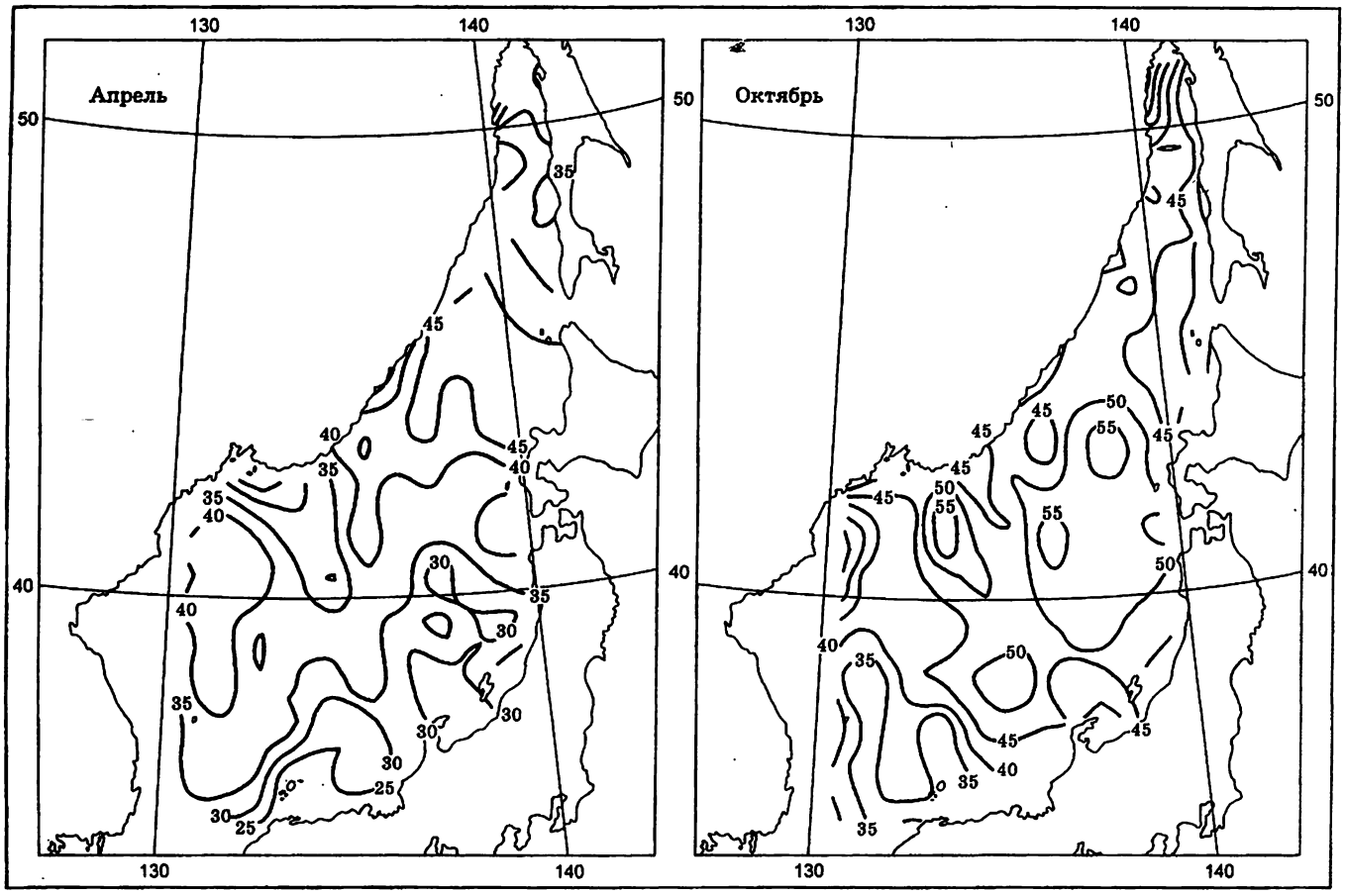


Рис. 6.7. Суммарная повторяемость (‰) северо-западных, западных, северных ветров в апреле и октябре (по судовым данным)

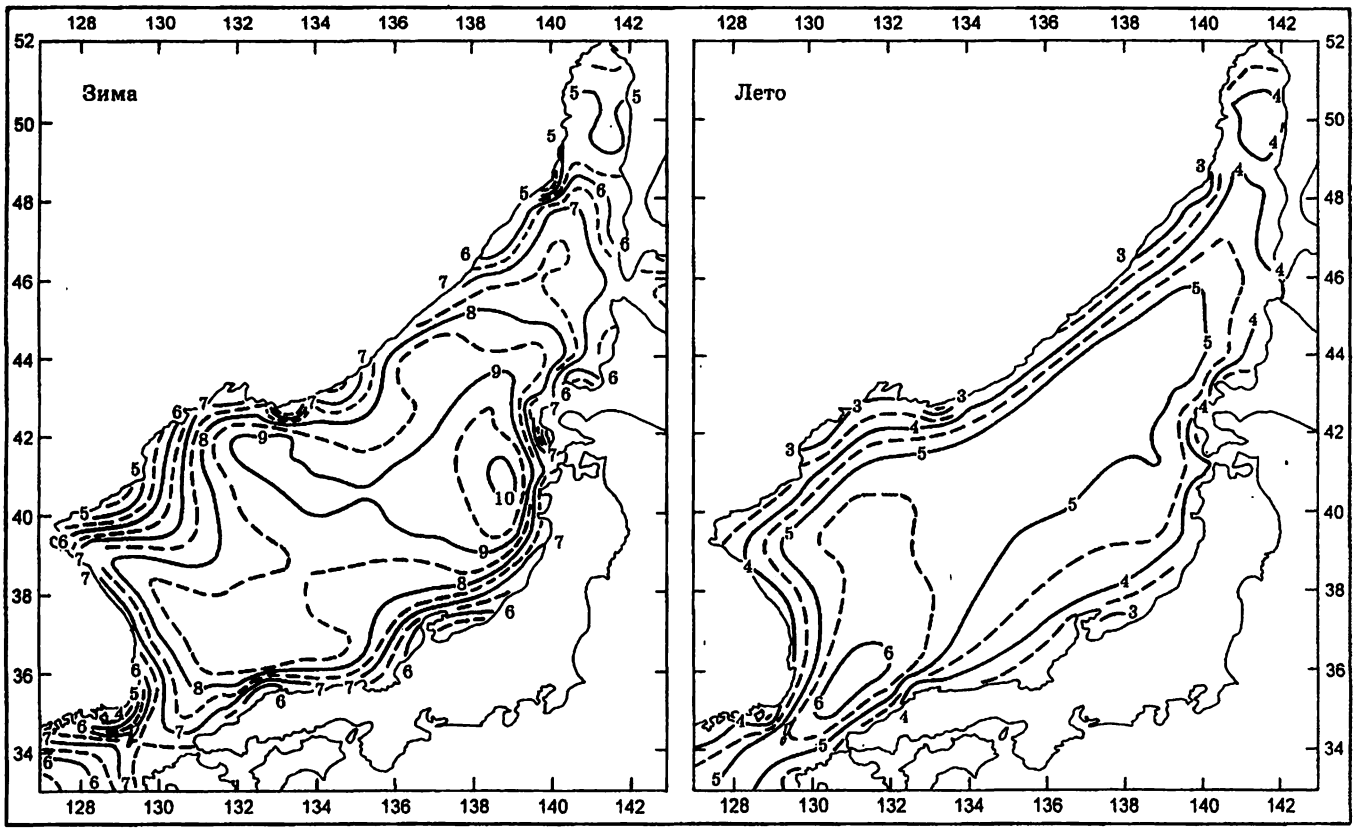


Рис. 6.8. Скорость ветра (м/с) над Японским морем по данным анализа ECMWF зимой (январь) и летом (июль)

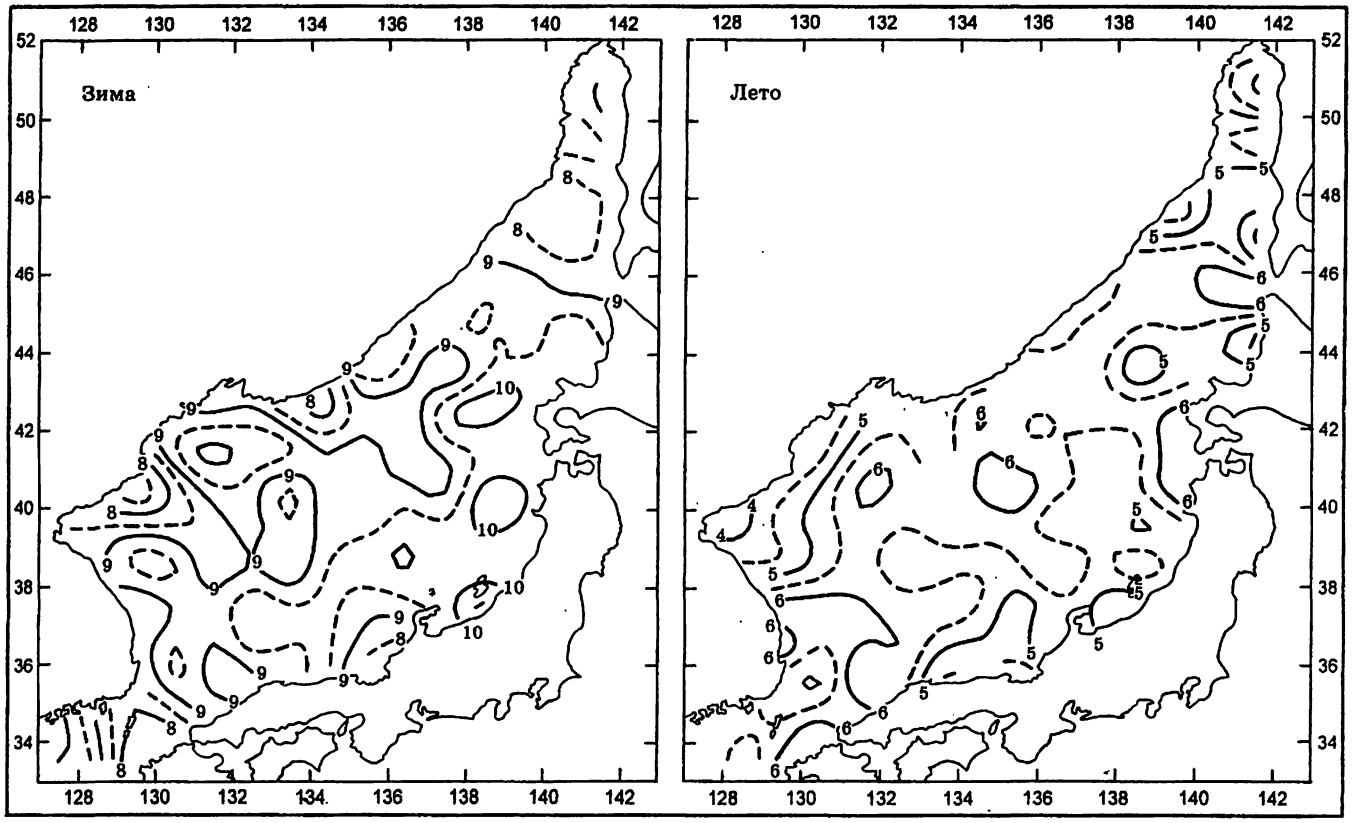


Рис. 6.9. Скорость ветра (м/с) над Японским морем по судовым данным за 1960—1990 гг. зимой (январь) и летом (июль)

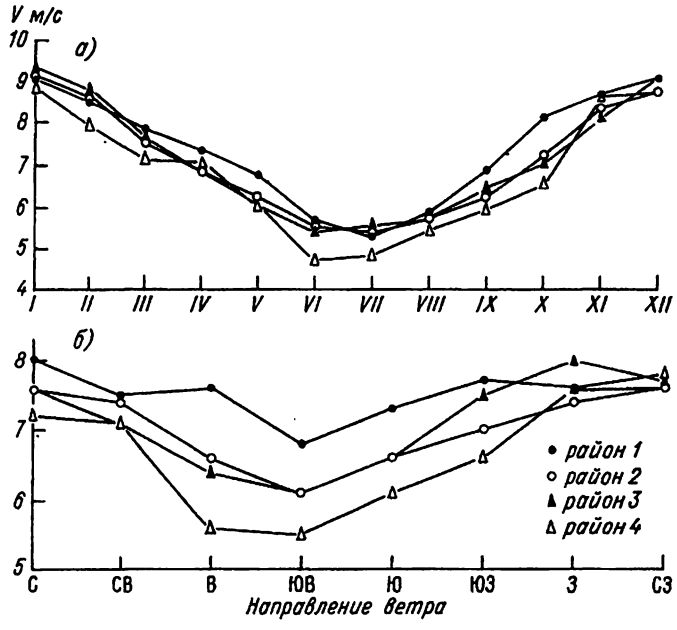


Рис. 6.10. Скорость ветра по районам Японского моря (по судовым данным)

а — средняя месячная без учета направлений, *б* — средняя годовая по направлениям

тых берегах, открытых мысах (Аскольд, Поворотный, Владивосток и др.). В отдельные годы повторяемость сильных ветров увеличивается до 100—155 дней, причем, например, зимой наибольшее число дней с сильным ветром может составлять 15—27 дней за месяц (Аскольд, Поворотный, Погиби, Владивосток, Сюркум и др.). Усилению ветра способствуют местные условия, когда при определенных направлениях возникают мысовые и аэродинамические эффекты.

Сведения о максимальной скорости ветра в прибрежной зоне, по опубликованным отечественным данным, ограничиваются значением 40 м/с, что связано с конструктивными особенностями флюгера. Максимальные скорости ветра (по флюгеру) ≥ 40 м/с отмечались на мысах северо-западного побережья Японского моря (Сюркум, Золотой, Сосунова) практически в любой месяц года. На м. Сосунова по анеморумбометру отмечены скорости 45 м/с, порывы 57 м/с (март). Порывы 57 м/с отмечались на м. Золотом (анеморумбометр, февраль) [45, 56]. По данным [15, 37, 38, 45, 56, 68], на северо-восточном побережье Японского моря (Сахалин) максимальный ветер достигает 35—40 м/с (Погиби — сентябрь, октябрь, Александровск-Сахалинский — декабрь, Холмск — зима), на побережье Японии — 26—35 м/с (Вакканай, Хаборо, Саката, Фукуока).

В целом на северо-западном и северо-восточном побережье Японского моря скорость 30 м/с и более характерна для северных, северо-восточных и северо-западных ветров. В зал. Петра Великого (Владивосток) летом максимальные ветры такой силы имеют юго-восточное направление. На юге Японского моря ветры 30 м/с и более, как правило, западные или юго-западные и наблюдаются обычно весной или осенью (Саката — 32,5 м/с, март; 37,7 м/с, сентябрь; Фукуока — 30,2 м/с, сентябрь; 32,5 м/с, октябрь).

Таблица 6.5

Повторяемость (%) скоростей ветра по направлениям (по судовым данным)

Градация скорости, м/с	Направление ветра								Штиль	Всего
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ		
	Район 2, январь									
1—4	2,2	1,7	0,8	0,7	0,9	1,8	2,6	3,9		14,6
5—9	6,1	2,9	1,1	0,8	1,0	3,5	8,1	15,0		38,5
10—14	5,4	1,9	0,4	0,4	0,5	1,8	7,5	15,6		33,5
≥ 15	2,0	0,7	0,2	0,1	0,2	0,6	2,3	5,4		11,5
Всего	15,7	7,2	2,5	2,0	2,6	7,7	20,5	39,9	1,9	
	Район 2, июль									
1—4	3,2	7,0	3,7	4,3	6,0	6,9	2,3	2,2		35,6
5—9	3,4	10,8	4,1	4,1	7,8	9,7	1,8	1,5		43,2
10—14	0,9	3,6	1,2	0,9	1,7	2,2	0,3	0,3		11,1
≥15	0,3	0,7	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1		1,9
Всего	7,8	22,1	9,3	9,4	15,7	18,9	4,5	4,1	8,2	
	Район 3, январь									
1—4	2,5	1,7	0,9	1,0	1,2	1,6	1,6	2,8		13,3
5—9	6,9	3,7	1,8	1,5	2,1	3,8	6,2	12,6		38,6
10—14	5,5	2,5	0,7	0,6	1,1	2,9	6,2	15,6		35,1
≥ 15	1,2	0,6	0,2	0,1	0,1	0,9	3,6	5,2		11,9
Всего	16,1	8,5	3,6	3,2	4,5	9,2	17,6	36,2	1,1	
	Район 3, июль									
1—4	4,2	5,7	4,2	4,7	6,5	5,9	2,4	2,8		36,4
5—9	3,4	7,3	5,1	5,8	9,2	10,5	2,7	2,4		46,4
10—14	0,7	1,4	0,8	1,1	2,1	3,2	0,6	0,6		10,5
≥ 15	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,1	0,1		1,5
Всего	8,4	14,5	10,2	11,8	18,2	20,0	5,8	5,9	5,2	

Таблица 6.6

Повторяемость (%) скоростей ветра по градациям у северного и южного побережий Японского моря (по судовым данным)

Месяц	Штили	Скорость ветра, м/с				
		1—4	5—9	10—14	15—19	≥ 20
	Район 2а (у берегов Приморья)					
Год	7,9	30,7	40,0	16,7	3,8	0,9
Январь	3,9	21,1	39,0	27,2	7,4	1,4
Апрель	8,8	32,6	41,3	14,3	2,3	0,7
Июль	12,9	36,8	37,5	10,5	1,9	0,4
Октябрь	7,7	32,9	40,9	14,8	3,0	0,7
	Район 2б (у берегов Хабаровского края)					
Год	5,7	26,7	41,4	19,9	5,1	1,2
Январь	2,2	14,7	40,1	30,9	10,2	1,9
Апрель	5,8	30,1	43,4	17,1	3,0	0,6
Июль	12,4	36,8	39,3	9,7	1,5	0,3
Октябрь	3,3	25,0	45,4	21,3	4,1	0,9
	Район 3а (у берегов Хонсю, южнее 37° с. ш.)					
Год	4,5	24,9	45,6	19,8	4,4	0,8
Январь	1,1	13,7	46,2	31,1	7,3	0,6
Апрель	5,1	28,8	46,7	16,3	2,6	0,5
Июль	7,5	35,6	46,7	8,7	1,5	
Октябрь	4,6	27,1	46,1	18,0	3,7	0,5
	Район 3б (у берегов Хонсю, севернее 37° с. ш.)					
Год	6,0	24,9	40,4	21,6	6,0	1,1
Январь	1,6	9,9	38,3	35,4	13,3	1,6
Апрель	6,9	27,2	43,2	17,5	4,6	0,6
Июль	12,4	39,1	36,9	10,2	1,4	
Октябрь	5,3	26,7	44,6	18,5	3,5	1,4

Диапазон ежедневных максимальных скоростей ветра весьма широк: от полного штиля в некоторые дни (обычно летом) до 30—40 м/с (чаще в холодный период). Максимальный ветер 30 м/с и более отмечается с ноября по апрель в 1—3 случаях за месяц, в теплый период преобладают скорости до 30 м/с. В августе ветер 30 м/с и более может быть ежегодно, в мае и октябре — 3 раза за 10 лет. В среднем фон летних максимальных ветров на побережье Японского моря ниже, чем в другие сезоны. При движении с севера на юг средние максимальные скорости на побережье уменьшаются, хотя экстремумы и на севере, и на юге могут достигать 30 м/с и более. Повышенными скоростями выделяются переходные сезоны. На юге средние значения максимального ветра имеют более равномерный ход в течение года и заметно выше становятся осенью (Вадзима, Мацуэ, Фукуока).

Режим сильных ветров над морем. С увеличением общего числа наблюдений над морем и числа гидрометеорологических наблюдений, осуществляемых штурманским составом на судах первой категории с неограниченным районом плавания, увеличивается и информация об ураганных ветрах и других экстремальных явлениях погоды. Но основной объем гидрометеорологической информации на морях и океанах относится к благоприятным или умеренно благоприятным погодным ситуациям.

При ветре 15 м/с, особенно в сочетании с высоким волнением и отрицательными температурами воздуха, прекращают работу суда типа СРТ, затруднена работа более крупных судов (типа БМРТ). Но крупнотоннажные суда при таких ветрах могут осуществлять ограниченные производственные операции на море. При ветрах 25—30 м/с возникает

угроза безопасности для судов любого водоизмещения [6, 59] и должны приниматься меры для ее предотвращения. И мы с благодарностью должны относиться к нашим коллегам, которые в экстремальных ситуациях фиксируют погодные характеристики над обширными морскими акваториями, являющиеся единственно доступной и уникальной информацией.

Годовой ход сильных ветров (15 м/с и более) над морем и их распределение по направлениям показывают сезонные закономерности, отмеченные выше для побережья. Над морем заметно уменьшение повторяемости сильных ветров от зимы к лету, что характеризует сезонную активность синоптических процессов над исследуемым районом. Повторяемость сильных ветров над Японским морем летом невелика — около 1,5—2 %, а зимой практически везде превышает 10 %. Зоны повышенной повторяемости сильных ветров (10—16 %) зимой располагаются в южной части моря, ближе к Японии и у берегов Северной Кореи (рис. 6.11).

Большую роль в распределении сильных ветров, кроме общих циркуляционных факторов, играет направление. Увеличение скорости происходит при ветрах вдоль побережья, особенно на его мысовых участках, где проявляются береговой и угловой эффекты, при сходимости потоков в вершинах заливов и проливов, в частности ограниченных высокими берегами (м. Сюркум в Хабаровском крае, м. Крильон на Сахалине, ст. Погиби — в вершине Татарского пролива на Сахалине и др.). В холодный период года чаще усиливаются ветры зимнего муссона — северные, северо-западные, общая повторяемость которых над Японским морем превышает 50 % (табл. 6.7, 6.8).

Летом преобладают сильные ветры с южной составляющей (летний муссон), но для северной акватории моря эта тенденция выражена менее заметно. Здесь чаще происходит усиление северо-восточных ветров (36—38 % в мае—августе), на долю сильных ветров данных направлений зимой приходится только 5—9 % повторяемости сильных ветров. Для остальной акватории летом чаще отмечаются сильные ветры южных направлений — 27—36 % над восточной частью моря, юго-западных — 21—28 % над южной частью моря, где в августе—сентябре преобладающими становятся сильные северо-восточные ветры.

На западе моря сильные ветры наблюдаются гораздо реже. В течение года здесь можно отметить преобладание сильных северных (18,6 %), западных (21 %) и северо-западных (25 %) ветров, но сильные северные ветры более характерны для первой половины теплого периода (апрель—июнь, 26—37 %), когда усилений западных, северо-западных и северо-восточных направлений не происходит. В июле—августе чаще отмечаются сильные северо-западные ветры (43—50 %), а сильные юго-восточные, южные и юго-западные ветры практиче-

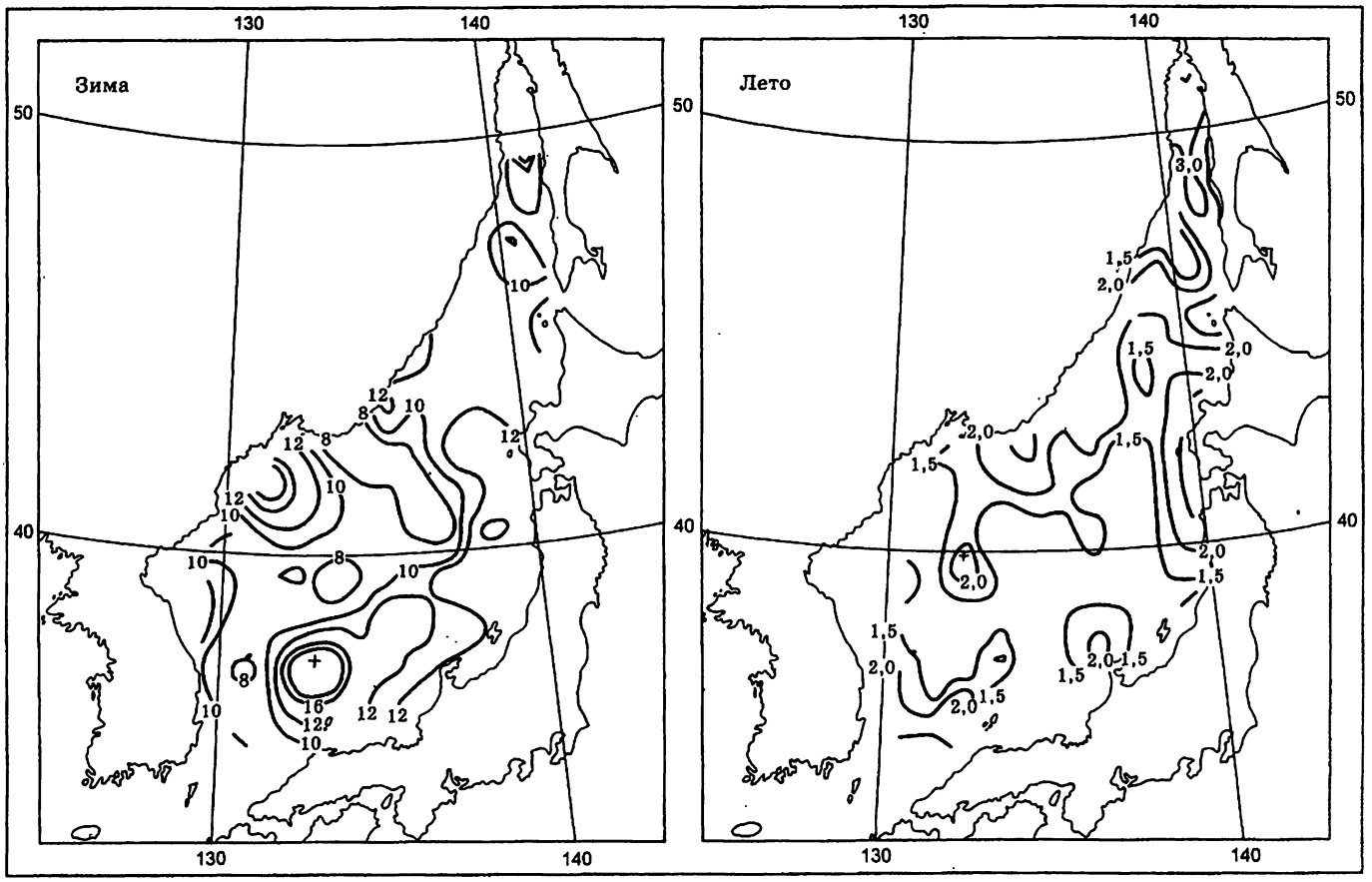


Рис. 6.11. Повторяемость (%) скорости ветра 15 м/с и более на акватории Японского моря зимой и летом (по судовым данным)

Таблица 6.7

Повторяемость скоростей ветра (15 м/с и более) по направлениям за сезон (% от общего числа случаев в районе за сезон, судовые наблюдения)

Район моря	Сезон	Направление ветра							
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
1	Зима	3,5	1,0	0,5	0,3	0,3	0,8	1,8	3,3
	Весна	1,6	0,8	0,7	0,6	1,1	0,8	0,5	0,9
	Лето	0,3	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,1	0,1
	Осень	1,5	0,7	0,7	0,5	0,7	1,3	1,6	2,0
2	Зима	1,8	0,7	0,2	0,1	0,2	0,6	2,3	4,7
	Весна	0,8	0,8	0,3	0,1	0,4	0,6	0,7	1,0
	Лето	0,3	0,9	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1
	Осень	1,0	0,8	0,2	0,1	0,3	0,7	1,2	2,1
3	Зима	1,3	0,7	0,2	0,1	0,2	1,0	3,0	4,1
	Весна	0,6	0,4	0,1	0,2	0,5	0,6	0,7	1,0
	Лето	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1
	Осень	1,2	0,7	0,1	0,1	0,2	0,8	1,3	1,3
4	Зима	0,4	0,7	0,2	0,1	0,1	0,9	4,7	4,2
	Весна	1,0	0,3	0,5	0,3	0,5	0,6	0,7	0,3
	Лето	0,7	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	1,0
	Осень	1,6	0,9	0,1	0,1	0,2	0,4	2,5	1,7

ски отсутствуют. Зимой и осенью возрастает вклад сильных ветров западных направлений (30—50 %).

В целом в течение года над морем могут усиливаться ветры всех направлений. Повторяемость сильных ветров конкретного направления необходимо учитывать при оценке вероятности возникновения штормовых ситуаций. Например, над северной частью Японского моря сильный ветер зимой отмечается в каждом 4—5-м случае ветра юго-западного направления, общая повторяемость которого около 8 %, и лишь в 8—9-м случае — северо-западного, западного или северного направлений, суммарная повторяемость которых достигает 76 %. Реже всего усиливаются здесь юго-восточные ветры.

Летом при общем преобладании, например, юго-западных ветров (19 %), усиление скорости до 15 м/с и более отмечается примерно в одном из 200 случаев ветров таких направлений. Южные и западные ветры усиливаются примерно в одном случае из 100 при ветрах таких направлений, но при этом общая повторяемость южных ветров в 3,5 раза превышает повторяемость западных. Ветры остальных направлений достигают градации сильных в 2—3 случаях из 100, при этом условная вероятность их летом изменяется от 22 % для северных ветров до 4 % для северо-западных.

Для южной части Японского моря западные ветры, условная вероятность которых около 18 %, имеют скорости 15 м/с и более в каждом 5-м случае, северо-западные (с условной вероятностью более 36 %) — в каждом 7-м, юго-западные (9 %) — в каждом 10-м случае из ветров этих направлений. Сильные южные и юго-восточные ветры отмечаются в 2—3 из 100 случаев ветров таких направлений. Летом повторяемость сильных ветров внутри каждого направления примерно одинакова и составляет около 2 случаев из 100, кроме северных, северо-восточных и восточных направлений, которые усиливаются еще реже.

Поскольку нет возможности получить более корректные оценки режима ветров над морем скоростью 25—30 м/с и более и дать их подробную характеристику (существует еще эффект субъективизма и перестраховки при замере больших скоростей ветра [45 и др.]), можно говорить лишь об их приближенной характеристике. На основании анализа судовых данных получено, что ветры 25—29 м/с в северной половине Японского моря в период с сентября по март отмечаются ежегодно в течение каждого месяца 1—2 раза, летом — 1 раз в два года, в южной половине — зимой 1 раз в месяц практически ежегодно и летом 1—2 раза за 30 лет. В западной части моря их повторяемость невелика — примерно 3—4 раза за 10 лет.

Ветры 30 м/с и более наблюдаются на Японском море с повторяемостью, обычно не превышающей 0,1—0,2 % в месяц (1—2 случая за 10 лет), что в принципе подтверждается данными береговых дальневосточных станций. Осенью и зимой, по имеющимся данным, это ветры северные, западные и северо-западные, весной — восточные и юго-восточные, летом — юго-западные (рис. 6.12). Анализ распределения по районам показывает, что наибольшее число случаев относится к северной и северо-западной частям моря, где такие ветры могут наблюдаться 1 раз в зимний сезон. В южной половине моря ветры 30 м/с и более отмечаются примерно 1 раз в год, в основном зимой, летом 1—2 раза за 10 лет для северной половины моря и 1—2 раза за 30 лет для южной. На севере моря в июле, на юге — в мае, июле и августе скорости 30 м/с судовыми наблюдениями не зафиксированы.

6.6. Статистические характеристики скорости ветра

Выборочные статистические оценки, рассчитанные для центральной акватории Японского моря, показывают (табл. 6.9) довольно малые расхождения выборочного среднего, медианы и моды (0—1 м/с). Выборочная дисперсия имеет минимум в

Таблица 6.8

Повторяемость скоростей ветра 15 м/с и более в районах, прилегающих к побережьям (% от общего числа случаев в районе за месяц, судовые наблюдения)

Район моря	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1а	9,6	6,8	10,5	4,9	4,6	3,2	3,0	3,0	5,7	8,8	8,3	11,1
2а	8,8	7,6	4,6	3,0	3,1	2,7	2,3	2,9	2,6	3,7	6,5	7,3
2б	12,1	11,1	5,7	3,6	3,9	3,1	1,8	2,4	4,0	5,0	9,7	11,8
3а	7,9	9,3	5,1	3,1	2,4	2,0	1,5	3,2	3,0	4,2	7,9	9,3
3б	14,9	10,0	7,5	5,2	3,3	1,3	1,4	2,2	3,3	4,9	8,0	12,3
4а	5,1	4,1	4,9	8,8		1,1	2,6	3,8	1,9	4,3	6,3	3,9

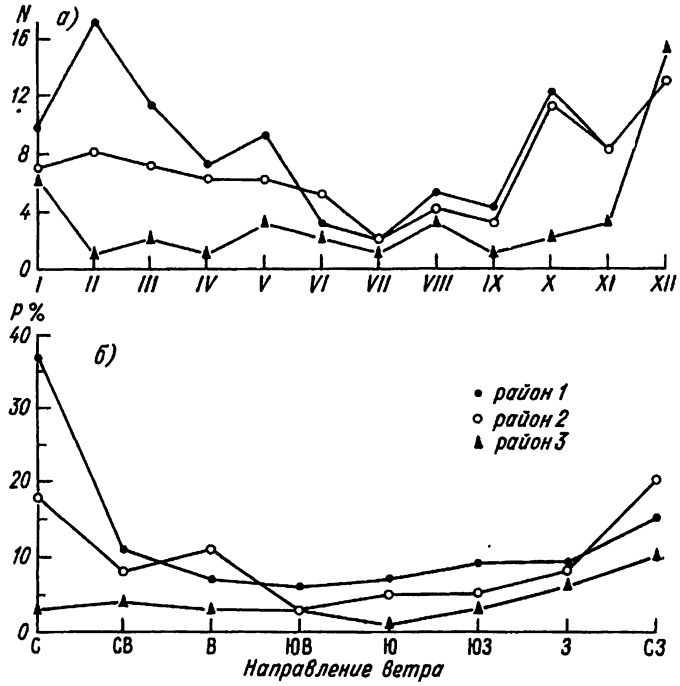


Рис. 6.12. Годовой ход (N — число случаев за 30 лет) скоростей ветра 30 м/с и более ($а$) и их повторяемость по направлениям ($б$) (по судовым данным)

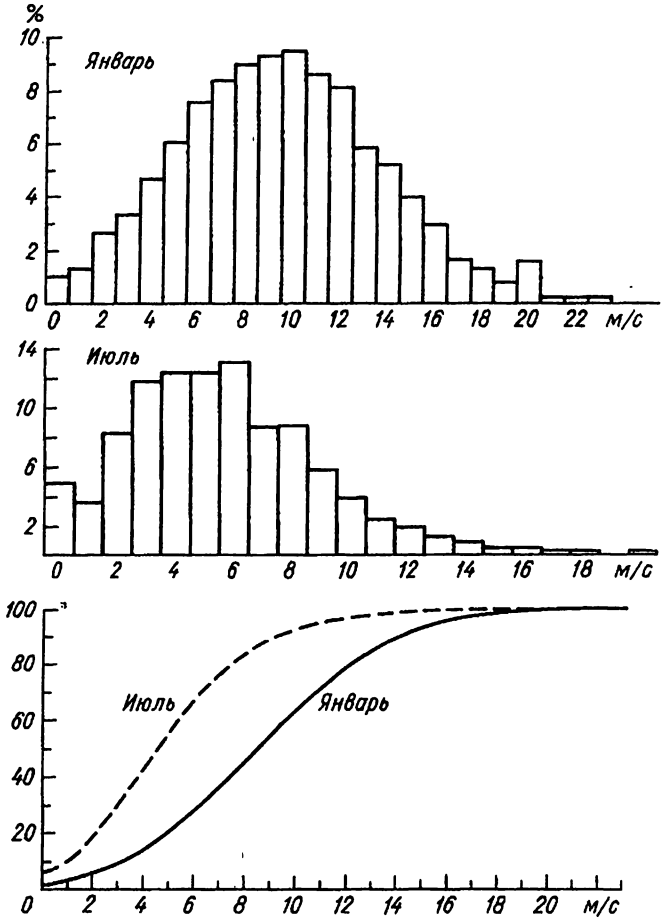


Рис. 6.13. Эмпирические гистограммы и интегральные плотности распределения скорости ветра над Японским морем (район 5)

июне и максимум в ноябре. Стандартная ошибка среднего (стандартное отклонение, деленное на корень квадратный из числа наблюдений) составляет 0,05—0,08. Распределения модуля скорости умеренно асимметричные. Выборочные коэффициенты асимметрии во все месяцы положительны, т. е. в вариационном ряду преобладают значения, большие среднего и в основном не превышающие единицу. Выборочные коэффициенты эксцесса, определяющие плотность распределения в районе модального значения, изменяются в течение года в широких пределах — практически от нуля в январе (−0,05) до 1—4 с апреля по октябрь.

Полигоны эмпирического распределения модуля скорости (рис. 6.13) показывают характерную для скорости ветра ограниченность распределения слева и постепенный, что особенно заметно летом, спад от преобладающих значений в сторону возрастания скорости до максимума. В январе распределение довольно симметрично относительно выборочного модального значения, распределение ограниченное, колоколообразное. Хотя распределение эмпирических повторяемостей, особенно зимой, внешне аппроксимируется нормальным законом в области положительных значений, но при более подробном рассмотрении полигона эмпирического распределения отмечаются и существенные отклонения как в области ниже модального значения, так и в области выше него. Летом распределение характеризуется заметной правосторонней асимметрией (длинный правый «хвост»).

Как показывает анализ, эмпирические распределения в целом удовлетворительно аппроксимируются распределением Эрланга или связанным с ним гамма распределением (параметры распределения α и β приведены в табл. 6.10). Математическое ожидание и дисперсия случайной величины здесь определяются как α/β и α/β^2 соответственно).

Таблица 6.9

Статистические характеристики модуля скорости ветра (м/с) над центральной акваторией Японского моря (по судовым данным)

Статистическая характеристика	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Число наблюдений	4499	4323	4371	4145	5103	3394	2477	2327	2265	2927	4724	4058
Среднее	9,3	8,7	7,5	6,7	5,6	5,1	5,6	5,6	6,2	7,2	8,0	8,9
Медиана	9	9	7	6	5	5	5	5	6	7	8	9
Мода	10	8	6	6	4	4	6	5	5	7	6	10
Дисперсия	17,5	17,5	17,0	15,0	12,1	10,6	11,0	11,5	13,8	16,9	20,6	19,4
Стандартная ошибка	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07
Асимметрия	0,22	0,42	0,63	0,66	0,83	0,78	0,87	0,77	1,18	0,92	0,60	0,75
Эксцесс	−0,05	0,27	0,80	1,11	1,51	1,07	2,13	1,26	4,04	2,10	0,48	2,34

В качестве интервальных оценок выборочных характеристик скорости ветра использованы конфиденциальные (интервальные) границы, построенные с помощью критерия Стьюдента, которые характеризуются доверительным интервалом и доверительной вероятностью (95 %, 99,7 %), что показывает меру точности оценивания и степень достоверности (надежности) результатов (табл. 6.11).

Скалярная скорость ветра является средним арифметическим модулей векторов. Для учета направления ветра обычно строят таблицы сопряженности, в которых представлено распределение частот связанных между собой скоростей и направлений, что рассматривалось в данном разделе. Другой путь анализа векторной величины — расчет составляющих по соответствующим осям (в данном случае — зональной и меридиональной составляющих скорости ветра). Зональная составляющая считается положительной для западных ветров и отрицательной для восточных, меридиональная — положительной для южных и отрицательной для северных ветров.

Положительные значения меридиональной составляющей скорости ветра (направление с юга на север) характерны для теплого периода, но уже с сентября меридиональная скорость меняет знак и по март имеет отрицательные значения. Меридиональная составляющая скорости отрицательна с июня по сентябрь, что находится в полном соответствии с сезонной сменой знака преобладающих барических систем Азиатско-Тихоокеанского региона. По абсолютной величине меридиональные составляющие скорости превышают зональные с ноября по февраль включительно (табл. 6.12).

В теплый период средние значения меридиональной и зональной составляющих скорости ветра близки к нулю. Модальные значения меридиональной составляющей равны нулю в мае и июне, а в апреле моды превышают медианное и среднее значения, причем разность между модой и выборочным средним составляет около 5 м/с. В апреле наибольшими значениями характеризуются медианы, но тем не менее их отличия от средних не превышают 1—2 м/с.

Экстремальные значения меридиональной скорости в области отрицательных значений в холодный период года (максимум в декабре — 28,5 м/с) достигают бóльших значений, чем в теплый. В области положительных значений скорости более 25 м/с относятся к апрелю, июлю—августу и октябрю—ноябрю. Наибольшие положительные значения зональной составляющей отмечаются с октября (31 м/с) по апрель (>25 м/с), отрицательные — в сентябре (−38 м/с) и ноябре (−26,5 м/с).

Таблица 6.10

Параметры распределений для модуля скорости ветра над центральной частью Японского моря

Месяц	Гамма-распределение		Распределение Эрланга	
	α	β	α	β
Январь	4,94	0,530	5	0,537
Апрель	3	0,447	3	0,448
Июль	2,81	0,505	3	0,539
Октябрь	3,04	0,425	3	0,419

Таблица 6.11

Среднее, изменчивость (σ) и конфиденциальные интервалы для средних выборочных оценок скорости ветра над Японским морем (район 5)

Месяц	Среднее	σ	Конфиденциальный интервал	
			95 %	99,7 %
Январь	9,3	4,19	9,2—9,4	9,1—9,5
Февраль	8,7	4,19	8,6—8,8	8,5—8,9
Март	7,4	4,12	7,3—7,6	7,3—7,6
Апрель	6,7	3,87	6,6—6,8	6,5—6,9
Май	5,6	3,48	5,5—5,7	5,4—5,7
Июнь	5,1	3,26	5,0—5,2	5,0—5,3
Июль	5,6	3,31	5,4—5,7	5,4—5,8
Август	5,6	3,39	5,5—5,7	5,4—5,8
Сентябрь	6,2	3,71	6,1—6,4	6,0—6,5
Октябрь	7,2	4,10	7,0—7,3	6,9—7,4
Ноябрь	8,0	4,54	7,9—8,1	7,8—8,2
Декабрь	8,9	4,40	8,8—9,0	8,7—9,1

Таблица 6.12

Зональная (числитель) и меридиональная (знаменатель) составляющие скорости ветра над центральной частью Японского моря

Месяц	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Январь	−0,3 / −9,2	−5,7 / −5,4	−7,5 / 0,2	−4,3 / 5,0	1,0 / 7,4	6,2 / 4,6	9,4 / −1,7	6,4 / −7,6
Апрель	−0,5 / −6,8	−4,8 / −4,3	−6,1 / 0,3	−3,6 / 4,9	0,9 / 6,8	5,3 / 4,9	7,6 / −0,7	4,6 / −5,1
Июль	−0,8 / −5,4	−4,7 / −3,7	−5,9 / 0,3	−3,2 / 4,1	1,0 / 5,6	4,3 / 4,1	5,4 / −0,1	3,2 / −4,1
Октябрь	−0,4 / −7,6	−4,6 / −4,3	−6,4 / 0,4	−3,6 / 4,7	1,0 / 6,3	5,2 / 4,6	7,6 / −0,7	5,2 / −6,4

6.7. Оценка интенсивности зимнего муссона

Можно предположить, что в последние два десятилетия тенденция уменьшения зимнего макромасштабного барического градиента (в основном вследствие уменьшения интенсивности алеутской депрессии и азиатского антициклона, см. разд. 5.3) отражается на интенсивности зимнего дальневосточного муссона, в частности, над Японским морем. При исследовании муссонов в разное время предлагались такие характеристики, как «муссонный индекс» (A. Supan, 1881) — сумма наибольших отрицательных и положительных разностей числа случаев наблюдений одного и того же направления ветра в центральные месяцы основных сезонов; «муссонный угол» (Хромов, 1950, [78] и др.) — разность направлений преобладающих ветров в январе и июле в диапазоне 120—180° и др. Используемые оценки позволили С. П. Хромову, например, выделить области с муссонной циркуляцией или муссонной тенденцией.

Для характеристики интенсивности зимнего муссона над Японским морем использовались ежедневные поля приводного ветра за четыре срока по данным ECMWF за 1991—1998 гг. [90]. При этом

исключался средний ветер (см. рис. 6.9) и исследовались меридиональная и зональная компоненты с применением комбинированного анализа разложения полей по естественным ортогональным составляющим (ЕОФ) [27]. Анализ результатов разложения поля приводного ветра по ЕОФ над Японским морем показал, что первые три моды разложения определяют 63 % общей изменчивости поля ветра в течение всего зимнего периода и около 70 % в январе, что позволяет их рассматривать как типовые поля изменчивости зимнего муссона (рис. 6.14, 6.15).

Структура двух первых мод разложения поля ветра связана с изменчивостью интенсивности зимнего муссона (54 % изменчивости). Первая мода (ЕОФ-1) определяет в основном аномальность интенсивности меридиональной составляющей зимних муссонных ветров над морем ($АМВ_м$ — меридиональная аномалия муссонных ветров). Положительные значения указывают на усиление север-

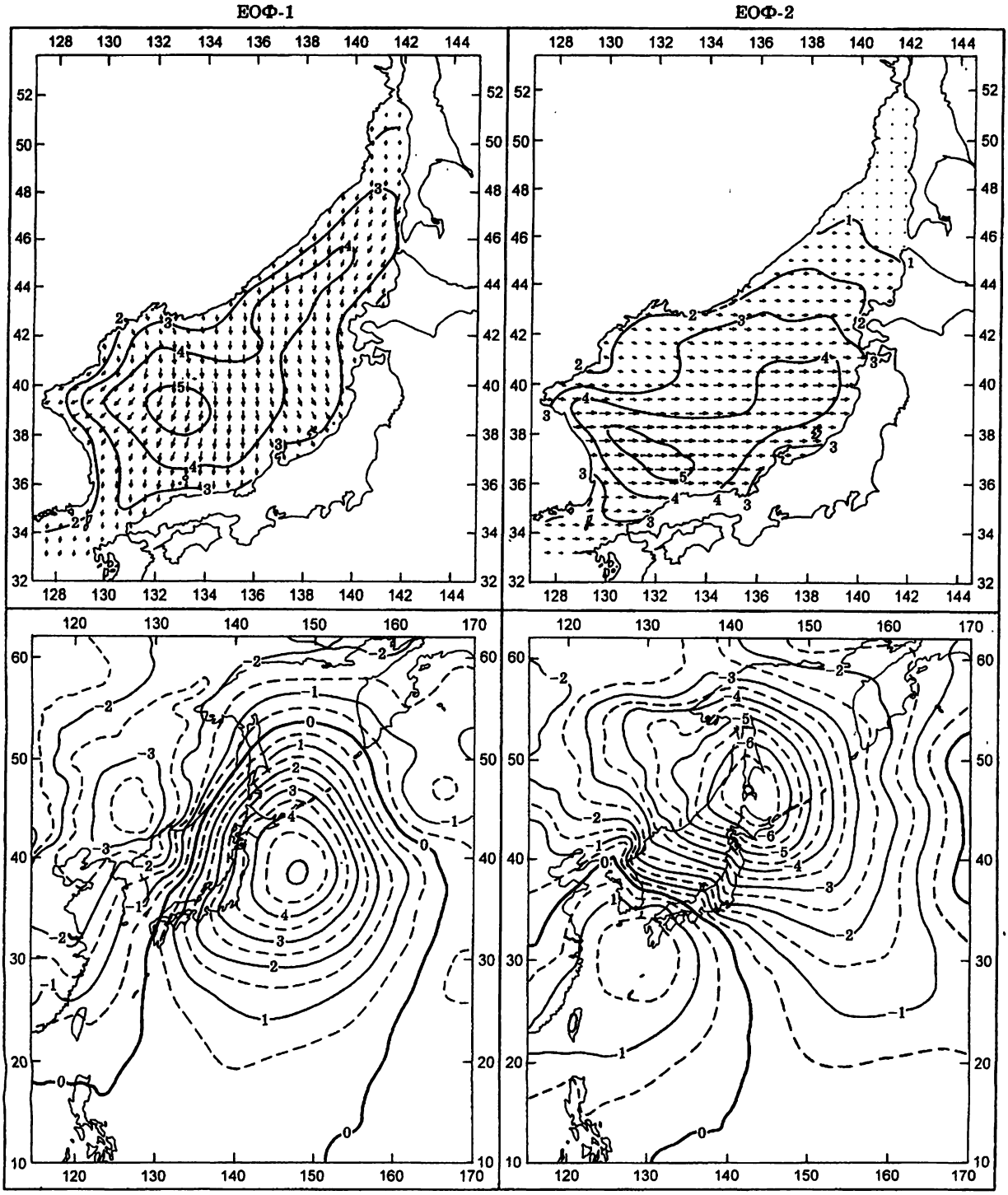


Рис. 6.14. Поле ЕОФ-1 и ЕОФ-2 для вектора ветра в январе над Японским морем (изолинии показывают модуль ветра) и соответствующие им типовые ковариационные поля (внизу) между приземным давлением и временными коэффициентами разложения для ЕОФ-1 и ЕОФ-2

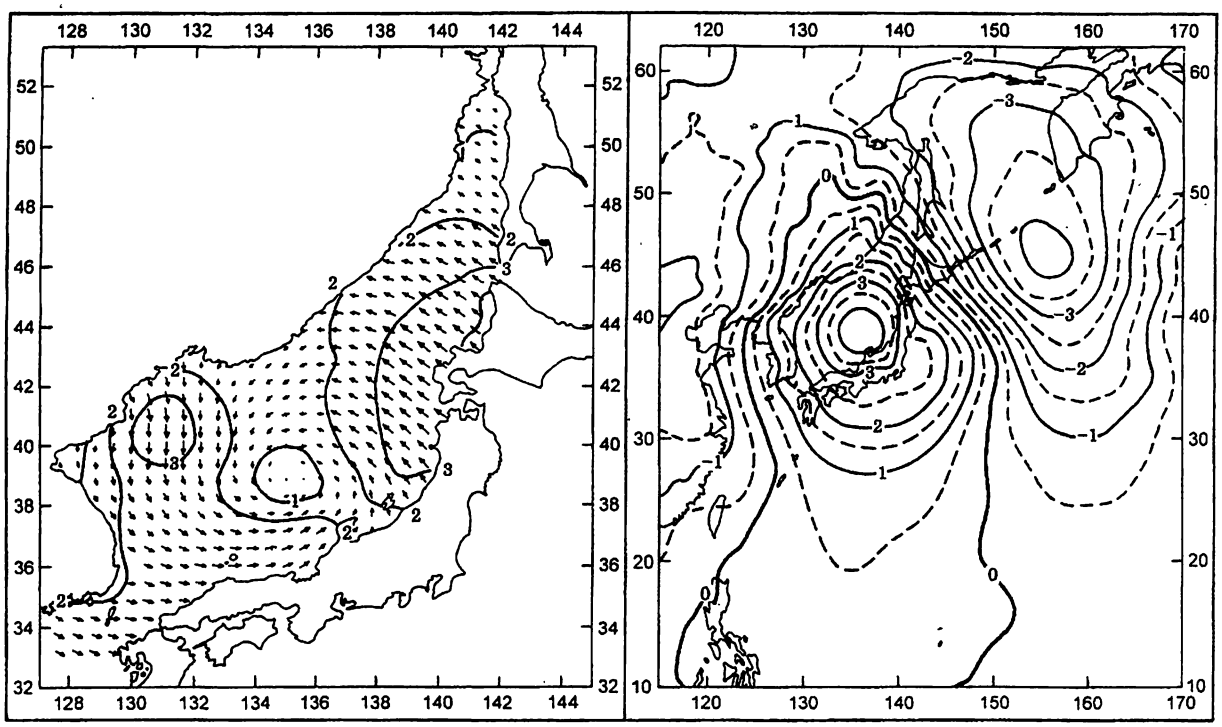


Рис. 6.15. Поле ЕОФ-3 для вектора ветра в январе над Японским морем (изолинии показывают модуль ветра) и соответствующее типовое ковариационное поле (справа) между приземным давлением и временными коэффициентами разложения для ЕОФ-3

ной компоненты зимнего муссона, отрицательные — на ее ослабление. Вторая мода (ЕОФ-2) характеризует аномальность интенсивности зональной составляющей ($АМВ_ш$ — зональная аномалия муссонных ветров). Положительные значения соответствуют усилению западной компоненты зимнего муссона, отрицательные — ее ослаблению (усилению восточной компоненты). Структура третьей моды отражает вклад циклонической или антициклонической циркуляции над морем в формирование поля ветра ($АМВ_в$ — вихревая аномалия муссонных ветров).

Типовые поля изменчивости зимнего муссона над Японским морем для первых трех мод разложения поля ветра проектировались на фактические поля ветра за каждый срок. Таким образом оценивался вклад данного типового поля в текущее поле, представленный в виде временных коэффициентов последовательно для ЕОФ-1 и ЕОФ-2, ЕОФ-3, что позволяет использовать их для оценки муссонной активности над Японским морем.

Отсутствие эквидистантных во времени и пространстве наблюдений за ветром над открытыми морскими акваториями ограничивает возможность исследований векового хода, долгопериодной изменчивости характеристик муссонной циркуляции. Поэтому следующим этапом была оценка корреляционной связи между первым, вторым и третьим временными коэффициентами разложения поля приводного ветра и аномалиями приземного давления, соответствующими типовым полям изменчивости муссона. Оценка проводилась для каждой из точек поля по 4-срочным ежедневным данным ECMWF за 8-летний период (1991—1998 гг.), и затем строились типовые корреляционные поля. Типовые корреляционные поля в дальнейшем были использованы как основа для оценки муссонной активности над Японским морем. Абсолютные значения аномалий давления в каждой точке поля получены как произведение стандартного отклонения давления на коэффициент корреляции (ковариационные поля, см. рис. 6.14, 6.15).

Рассчитанные коэффициенты корреляции между типовыми полями составляющих зимнего муссона и аномалиями давления достигают в очагах максимального влияния 0,6—0,8, что свидетельствует о значительной устойчивости выделенных районов и позволяет определить районы, где аномалии давления в наибольшей степени связаны с интенсивностью соответствующей компоненты изменчивости поля ветра.

Изменение знака в центрах областей наиболее значимой корреляции (ковариации) свидетельствует об изменении интенсивности муссона и показывает, что если формирование муссонной циркуляции над Японским морем в зимнее время определяется взаимодействием азиатского антициклона и алеутской депрессии, то интенсивность переноса зависит от локального распределения поля давления над морем и прилегающих областях.

На первый взгляд полученные результаты дают возможность оценить муссонную активность по разностям давления в локальных очагах наибольшего влияния, вычисленным при анализе связи между полями давления и ветра. Но такая оценка является формальной, так как не учитывает направление переноса воздушных масс. Поэтому далее

производилось разложение полей аномалий приземного давления за весь период по типовым корреляционным полям и оценивался вклад данного типового корреляционного (ковариационного) поля в текущее барическое поле в виде временных коэффициентов разложения. Эти временные коэффициенты разложения и приняты в качестве индексов муссонной активности — меридионального, зонального и вихревого ($ИМА_м$, $ИМА_ш$, $ИМА_в$) [27].

Коэффициенты корреляции между первым, вторым и третьим временными коэффициентами разложения поля приводного ветра ($АМВ_м$, $АМВ_ш$, $АМВ_в$) и индексами муссонной активности ($ИМА_м$, $ИМА_ш$, $ИМА_в$) составляют соответственно 0,78; 0,74 и 0,66. Коэффициенты корреляции между меридиональным, зональным и вихревым индексами и разностью давления в локальных очагах влияния достигают 0,93; 0,84 и −0,67 соответственно.

Меридиональный ИМА зависит от широтного положения алеутской депрессии — чем южнее располагается центр алеутской депрессии (и чем меньше разность широт между центрами алеутской депрессии и азиатского антициклона), тем выше его значения. Кроме того, $ИМА_м$ обычно растет с ростом давления в центре азиатского антициклона. Меридиональный, зональный и вихревой индексы муссонной активности в большей степени определяются интенсивностью алеутской депрессии, причем углубление алеутской депрессии, как правило, сочетается с увеличением зонального и уменьшением вихревого индекса. Несмотря на то что интенсивность муссона и его изменчивость в конкретном случае зависят от напряженности локального барического поля непосредственно над Японским морем и прилегающими районами континента и океана, коэффициенты корреляции между ИМА и макромасштабным барическим градиентом остаются значимыми на 0,1 %-ном уровне. Вихревой индекс зависит от макромасштабного барического градиента в большей степени, чем меридиональный и зональный, причем связь обратная ($r = -0{,}55$).

Основной вклад в муссонную активность вносят меридиональный и зональный индексы, описывающие около 54 % общей изменчивости поля приводного ветра. Временной ход индекса меридионального ИМА в январе показывает отсутствие значимого векового тренда, но на отдельных участках временной оси можно отметить значимые локальные тренды (рис. 6.16). Для векового хода зонального ИМА имеет место значимый положительный тренд (0,1/10 лет, $R^2 = 0{,}12$), для вихревого ИМА — отрицательный тренд (−0,2/10 лет, $R^2 = 0{,}18$). Для временного хода индексов муссонной активности характерна значительная межгодовая изменчивость на фоне волн периода 30—40 лет, причем изменения зонального и вихревого индексов происходят в противофазе.

В последние 30 лет для меридионального и вихревого индексов, как и для макромасштабного барического градиента, заметна значимая тенденция уменьшения (−0,6/10 лет и −0,2/10 лет соответственно), для зонального индекса — значимая тенденция роста (0,1/10 лет).

В целом рост положительных меридионального и зонального индексов указывает на увеличение интенсивности зимнего муссона, рост отрицательных меридионального и зонального — на ее уменьшение. Положительное значение $ИМА_в$ свидетельствует о наличии в районе циклонической циркуляции и усилении северного переноса в западной части Японского моря. При смене знака вихревого индекса на противоположный северный перенос будет усиливаться над Татарским проливом и восточной частью моря.

Знаки индексов, особенно меридионального, тесно связаны с термическим фоном над Японским морем и его побережьем. Зимой холодная погода над морем определяется адвекцией воздушных масс с выхоложенного Евразийского континента (причем имеет место тенденция понижения температуры воздуха с увеличением скорости ветра). Экстремально низкая температура воздуха наблюдается при интенсивном северо-западном переносе, когда на поле среднего ветра накладываются положительные значения меридионального ИМА. Холодный воздух в этих случаях поступает непосредственно из центральной части азиатского антициклона — чем выше положительные значения меридионального ИМА, тем ниже температура воздуха над Японским морем в целом, а также Приморским краем и Корейским полуостровом.

Отрицательные значения меридионального ИМА указывают на смещение в сторону Японского моря континентального умеренного воздуха с запада (с территории Монголии и Китая), который не намного теплее сибирского. Однако появлению отрицательных значений $ИМА_м$ и усилению западного переноса может сопутствовать увеличение положительных значений зонального индекса. При увеличении отрицательных значений $ИМА_м$ и положительных $ИМА_ш$ происходит адвекция воздуха с морской акватории, что обусловливает повышение температуры воздуха над всем районом. Для Татарского пролива вклад зонального индекса незначителен. Положительные значения вихревого индекса связаны с адвекцией холодного воздуха с континента на северо-западную акваторию Японского моря и с океана на северо-восточную. Таким образом, при различных сочетаниях индексов может наблюдаться неоднородность термического фона над исследуемой акваторией, что необходимо учитывать при оценке их совместного вклада в формирование поля температуры над различными районами Японского моря и побережья. Например, при увеличении положительного $ИМА_м$ можно ожидать увеличения северо-западного переноса и адвекцию воздушных масс с низкой температурой воздуха из наиболее выхоложенной части Евразийского континента. Но при сочетании с отрицательным $ИМА_ш$ может произойти смена направления выноса на северное или даже северо-восточное с адвекцией воздуха с морских акваторий и т. д.

Индексы муссонной активности, конечно, не являются универсальным критерием вследствие возможного эффекта взаимной компенсации при парном использовании. Но даже в предлагаемом варианте они позволяют оценить климатическую из-

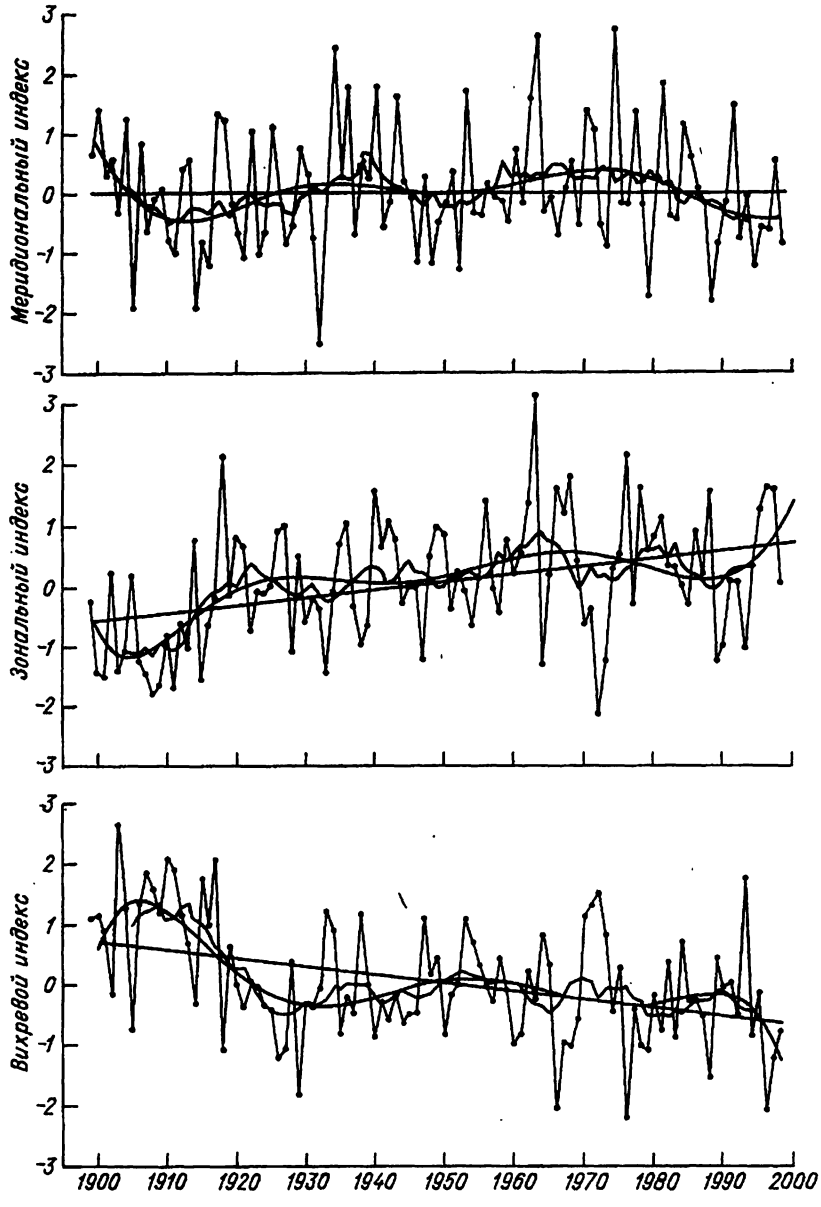


Рис. 6.16. Временной ход индексов муссонной активности для Японского моря в январе со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами (рассчитаны по данным NCAR)

менчивость, связанную с динамикой атмосферных процессов. Кроме того, временные ряды индексов муссонной циркуляции дают возможность восстанавливать месячные поля ветра над морем и анализировать интенсивность муссона в том или ином году. Естественно, восстановление полей аномалий муссона над морем в каждом конкретном году имеет более или менее существенные отклонения от реальной картины, но направленность отклонений от среднего поля, позволяющая оценить направление термической адвекции, рассчитывается удовлетворительно.

7. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ

7.1. Температура воздуха над прибрежными районами

Температурный режим Японского моря и его побережий, формирующийся в соответствии с воздействием радиационных факторов, испытывает значительные нарушения зональности под влиянием сезонных особенностей атмосферной циркуляции и тепловых свойств Евразийского материка и Тихого океана.

Средние месячные температуры воздуха на побережье Японского моря имеют простой ход с минимумом в январе и максимумом в августе, что еще раз свидетельствует о преобладающем влиянии вы-

холоженного материка, с которого зимой в береговую зону свободно проникают континентальные воздушные массы, увеличивая континентальные черты климата. Летом же имеет место тенденция запаздывания наступления максимума по сравнению с положением Солнца, свойственная морскому климату. Однако в отдельные годы это правило может нарушаться и самым холодным становится либо декабрь, либо февраль, а наиболее высокая средняя месячная температура воздуха приходится на июль.

За имеющийся период инструментальных наблюдений февраль или декабрь был холоднее января в 18—25 % случаев. Для северо-западного побережья Японского моря примерно 70—80 % из этого числа случаев приходится на декабрь, для восточного побережья и южной части моря — на февраль, что в большой степени определяется тепловой инерцией Японского моря и Тихого океана, которые демпфируют влияние выхоложенного Евразийского материка на Японию и Сахалин.

В целом за исследуемый период июль в 18 % случаев был теплее августа либо температуры между ними практически не различались (0,0—0,1 °С).

Существенные колебания температуры воздуха имеют место в месяцы перехода от положительных значений к отрицательным — в большинстве районов от октября к ноябрю (разности 6—10 °С), в южной части восточного побережья — от сентября к октябрю (6 °С), а также от марта к апрелю (5—9 °С), т. е. при пересечении некоторой условной границы между холодным и теплым периодами. Наименьшие значения разностей отмечаются при понижении температуры от декабря к январю (0,2—3,0 °С) и при повышении температуры от июля к августу (0,4—3,0 °С).

Междумесячные разности средних суточных температур воздуха более значительны для северного побережья Японского моря. В среднем абсолютная разность средних месячных температур воздуха от декабря к январю и от января к февралю составляет для северо-западного побережья около 3 °С, для северо-восточного 5 и 3 °С соответственно, для южного побережья 3 и 1 °С соответственно. Если холоднее декабрь или февраль, то эта разность равна 1,5—2 °С для всего побережья.

Период положительных температур воздуха длится с апреля по октябрь на севере и с февраля по декабрь включительно на юге (ниже 40° с. ш.). Летом при максимуме температуры в августе повышение температуры от июля к августу составляет 1—2 °С. При максимуме температуры воздуха в июле разность с температурой августа обычно незначительна (0,1—0,5 °С), и нередко температуры воздуха в июле и августе равны между собой.

Разности температур в пунктах побережья Японского моря составляют 1—1,4 °С на 1° широты зимой и около 1 °С летом, т. е. зимние температуры воздуха от широты зависят больше, чем летние. Это очень ярко проявляется при анализе временного хода температур на севере и юге побережья. Примером является термический режим двух крупнейших морских портов западного побережья, играющих важную роль в экономике Азиатско-Тихоокеанского региона — Владивостока (43° 11′ с. ш., 136° 9′ в. д.) и Пусана (129° 32′ в. д., 35° 55′ с. ш.). Фон температуры в данных пунктах отражает общие закономерности термического режима для северного и южного побережья Японского моря. Основные особенности хода средней месячной температуры воздуха во Владивостоке и Вакканае (Хоккайдо, Япония, 45° 25′ с. ш., 141° 41′ в. д.) совпадают, а температурные режимы Владивостока и расположенных примерно на той же широте в Европе Ниццы, Марселя или Рима значительно различаются. Температурные условия Ниццы и Рима ближе к температурным условиям Пусана, который находится на 8° южнее Владивостока. Во Владивостоке же температура января, как на Новой Земле (75° с. ш.), а июля, как в Якутске (62° с. ш.) или Москве (56° с. ш.). Наибольшие различия в ходе средних месячных и минимальных температур воздуха имеют место в зимние месяцы, когда в Пусане теплее, чем во Владивостоке, в среднем на 16—17 °С. Максимальные температуры воздуха в этих городах значительно ближе между собой, особенно в теплый период (с апреля по октябрь), а в летние месяцы они практически не различаются.

Максимальные и минимальные температуры воздуха на побережье имеют годовой ход, аналогичный ходу средних суточных температур воздуха, т. е. экстремумы обычно отмечаются в августе и январе. Абсолютный минимум, по данным [37, 38, 41, 68], в зимние месяцы может достигать на крайнем севере Японского моря −40...−50 °С, на юге −6...−14 °С (январь). На западном побережье абсолютный минимум положителен с мая по сентябрь, на восточном побережье — в основном с июня по сентябрь, а на крайнем юге — с мая по октябрь включительно. На Сахалинском побережье Японского моря только в июле и августе абсолютный минимум выше нуля, а на западном побережье в августе достигает 10—15 °С.

Абсолютные максимальные температуры воздуха на побережье, как правило, превышают 30 °С и относятся к августу, хотя в ряде случаев они наблюдались и в июле; нередко максимальные температуры воздуха в июле и августе не различались. Анализ годового хода абсолютных максимальных температур воздуха показывает, что они положительны в течение всего года и даже зимой на крайнем севере Японского моря могут достигать 2—7 °С в январе и 6—8 °С в декабре и феврале.

На юге моря январские абсолютные значения составляют 18—20 °С. С мая по сентябрь абсолютные максимумы превышают 26 °С, а в июле—августе 30 °С (38—40 °С на западном побережье и 34—36 °С на восточном). Весной фон абсолютных экстремальных температур воздуха несколько ниже, чем осенью.

Распределение экстремальных температур воздуха на побережье в большой степени связано с осо-

бенностями местоположения станции (характер рельефа, воздухообмен и т. д.), поэтому широтный ход температуры здесь может нарушаться и в некоторых случаях более низкие температуры воздуха отмечаются на станциях, расположенных южнее. Кроме того, экстремум является величиной, возможной 1—2 раза за период наблюдений (например, за 50—100 лет). Поэтому более репрезентативной характеристикой самой теплой (холодной) части суток является оценка среднего максимума (среднего минимума), рассчитанного как среднее из ежедневных отсчетов по максимальному (минимальному) термометру.

Средние экстремальные характеристики температуры воздуха имеют более сглаженный ход с севера на юг, хотя местные особенности оказывают гораздо большее влияние, чем в случае средних суточных температур воздуха. На распределение среднего минимума и среднего максимума температуры воздуха заметное влияние оказывает морская подстилающая поверхность.

Для пунктов, расположенных на восточном и западном побережье Японского моря на одной и той же широте, различия в годовом ходе средних экстремумов температуры воздуха в общем незначительны (особенно для среднего минимума). Можно отметить более низкий фон зимних минимумов, особенно для западного побережья, и несколько большие разности средних максимумов на севере (0—2 °С на юге с наибольшей разностью летом и 3—8 °С на севере с наибольшей разностью зимой).

Известно, что существенный вклад в формирование локальных изменений температуры воздуха вносит адвекция. Простой суточный ход температуры воздуха с максимумом около полудня местного времени и минимумом перед восходом Солнца может существенно нарушаться под влиянием перемещения воздушных масс и в некоторых случаях оказывается даже противоположным нормальному [13 и др.].

На побережье наступление максимума температуры воздуха в суточном ходе имеет место около местного полудня (основной тип суточного хода температуры воздуха) — в среднем 69—83 % случаев с наименьшей повторяемостью в ноябре—декабре и апреле—мае. Кроме основного, отмечаются дополнительные типы, из которых наиболее представительным является тип с максимумом температуры в вечернее время — около 22 ч местного времени (17 %). Редко, но все же случаются аномальные ситуации с наступлением максимума в утренние часы (5 % случаев за год; наибольшая вероятность весной и летом) и даже перед восходом Солнца (2 %, наибольшая вероятность в октябре и ноябре), что свидетельствует о влиянии адвективного переноса в данном районе.

Наступление минимума в суточном ходе срочных температур воздуха, характерное для нормального типа, т. е. около восхода Солнца, в среднем за год отмечается в 43 % случаев с увеличением от зимы (20—27 %) к лету (50—60 %, наибольшая вероятность в мае и сентябре). Практически с такой же средней годовой повторяемостью (35 %) имеет место тип суточного хода с наступлением минимума около 10 ч местного времени. Данный тип характерен для холодного периода (40—70 %), когда восход Солнца приходится на более позднее время, а летом его повторяемость уменьшается до 10 %. Кроме этого, нередко отмечается минимум срочных температур воздуха около 22 ч местного времени (17 % за год, наибольшая вероятность с мая по июль — 20—30 %) и совсем немногочисленны случаи с наступлением минимума в ходе срочных температур воздуха около местного полудня (5 %).

Средние годовые амплитуды температуры воздуха (как разности между средними месячными температурами самого теплого и самого холодного месяцев) на побережье Японского моря изменяются от 25—28 °С в центральной части восточного побережья до 35—37° на севере (рис. 7.1). Обычно средние годовые и средние годовые абсолютные амплитуды температуры воздуха используются в качестве оценки степени континентальности климата. В резко континентальном климате средние годовые колебания превышают 60 °С, в мягком морском составляют менее 10 °С.

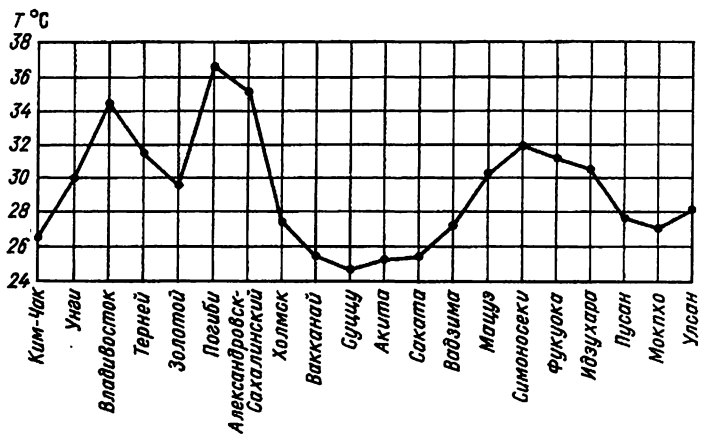


Рис. 7.1. Средняя годовая амплитуда температуры воздуха (°С) на побережье Японского моря

Абсолютная годовая амплитуда (разность между абсолютными максимумом и минимумом температуры воздуха) на северном побережье Японского моря достигает 70—80 °С, на юге — 40—50 °С. Абсолютные месячные амплитуды летом составляют в основном 20—30 °С, а зимой изменяются в более широких пределах в зависимости от района побережья и местоположения станции — от 26—28 °С в Вакканае и Ким-Чаке до 36—46 °С во Владивостоке и Александровске-Сахалинском.

С апреля—мая по октябрь—ноябрь температуры воздуха на побережье обычно близки к многолетним средним месячным оценкам (нормам). Особенно это заметно в сентябре и октябре: в течение исследуемого периода в 70—75 % случаев температуры воздуха отличались от многолетних средних значений не более чем на 1 °С. Зимний пе-

риод характеризуется значительной изменчивостью температуры воздуха: отклонения температуры воздуха от средней многолетней нередко могут составлять ± 3,5 °С и более. Обычно только 3—4 раза за 10 лет температуры воздуха зимой соответствуют нормам.

В качестве показателя изменчивости погоды служит междусуточная изменчивость температуры воздуха. В подавляющем большинстве междусуточные изменения средних суточных температур воздуха не превышают ±5 °С (82—87 % зимой и 97—99 % в июне—сентябре). В период с октября по февраль от 12 % (декабрь) до 5 % (февраль) случаев приходится на резкие междусуточные изменения — до ± 10 °С; довольно редко в этот период (а также в мае и июне) отмечаются понижения (а в ноябре—январе и повышения) температуры воздуха за сутки на 15 °С.

Резкие повышения температуры воздуха зимой связаны с выносом на побережье сравнительно теплых морских воздушных масс с Тихого океана при выходе глубоких южных циклонов. При этом температура воздуха зимой в течение суток может повыситься до положительных значений. Прохождение южных циклонов завершается мощной тыловой адвекцией холода, что особенно заметно после потепления, и кроме того, понижение температуры воздуха сопровождается еще и сильными ветрами.

Летом резкие похолодания обусловлены охотоморскими вторжениями, характерными для первой половины лета. Вторжения сопровождаются понижениями срочных и средних суточных температур воздуха, высокой относительной влажностью, сильными южными или юго-восточными ветрами, моросью, туманами. Понижения температуры зимой обусловлены адвекцией континентального воздуха из районов Якутии, летом — выносом холодного морского воздуха при активизации северотихоокеанского антициклона с образованием гребня или отрога над холодной поверхностью Охотского моря.

Формирование температурного режима происходит под влиянием многих факторов. Основным климатообразующим фактором здесь является солнечная радиация, распределение которой у земной поверхности в большой степени определяется состоянием неба, которое, в свою очередь, зависит от особенностей атмосферной циркуляции. Средняя суточная температура воздуха в зависимости от состояния неба подчиняется определенным закономерностям.

Повторяемость облачности 0—3 балла на западном побережье составляет зимой 60—70 %, что отражается в значениях средних суточных температур (табл. 7.1). Повторяемость облачной погоды (9—10 баллов), наоборот, относительно невелика и увеличивается к февралю от 25 % (декабрь—январь) до 30 %, повторяемость полуясного неба (4—8 баллов) зимой составляет около 7—8 %. На восточном побережье практически в течение всего года количество общей облачности превышает 7—8 баллов (см. раздел 9.2)

Таблица 7.1

Средние суточные температуры воздуха (°С) во Владивостоке

Месяц	Без учета состояния неба	С учетом состояния неба (общая облачность, баллы)		
		0—3	4—8	9—10
Декабрь	−9,5	−9,8	−7,5	−7,9
Январь	−13,3	−14,1	−11,9	−10,9
Февраль	−10,5	−11,5	−10,4	−8,2
Июнь	12,9	15,3	15,4	12,4
Июль	17,7	19,1	20,4	17,2
Август	19,7	20,1	20,6	19,2

Наиболее низкие средние суточные температуры воздуха зимой отмечаются при ясном небе. Разности температур при ясном и пасмурном небе составляют 2—3 °С. Летом при преобладании пасмурного неба (от 70 % дней в июне—июле до 60 % в августе) общий фон температуры воздуха понижен, что особенно заметно при облачной погоде. При ясном небе среднесуточные температуры воздуха несколько ниже, чем при полуясном, что объясняется вкладом ночного выхолаживания, который при ясном небе выше, чем при полуясном или пасмурном.

Для западного побережья минимум средней суточной амплитуды температуры воздуха имеет место в июле (5—7 °С), максимум (8—11 °С) — в октябре (вторичный максимум с марта по май). На восточном побережье нет четкого годового хода, но основной максимум чаще приходится на апрель или май, минимум — на зимний период (табл. 7.2).

Таблица 7.2

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха (°С) [37, 38, 68]

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	Западное побережье											
Золотой	7,9	7,8	7,4	6,8	6,5	5,2	5,0	5,5	7,1	8,5	8,1	7,9
Ким-Чак	10,2	10,1	9,6	9,9	9,9	7,7	6,6	7,6	9,8	10,8	9,4	9,1
Пусан	8,1	8,3	8,5	8,2	8,2	7,0	5,8	6,5	7,2	9,0	8,9	8,2
	Восточное побережье											
Александровск-Сахалинский	8,6	9,3	9,4	7,7	8,3	8,7	8,1	7,7	7,9	7,4	6,5	7,4
Вакканай	4,2	5,0	5,3	5,9	6,5	6,3	5,9	6,4	6,3	6,6	5,5	4,3
Суццу	5,2	4,9	5,2	6,9	7,5	6,2	5,6	5,9	6,7	7,2	6,1	5,3
Акита	6,3	6,7	7,7	9,7	10,1	8,6	7,5	8,9	9,5	10,1	8,8	6,2
Ниигата	5,4	5,9	6,8	8,9	8,4	7,1	6,7	7,7	7,4	7,2	7,0	5,8
Фукуока	8,3	8,7	10,3	11,4	11,2	9,1	7,8	8,7	9,1	11,4	10,7	9,1

В зависимости от состояния неба средняя суточная амплитуда температуры воздуха может значительно изменяться; например, при пасмурном небе амплитуда равна 35—60 % (в зависимости от сезона — различия меньше, как правило, в холодный период) амплитуды при ясном небе. В среднем суточные амплитуды температуры воздуха при пасмурном небе в 2—3 раза меньше, чем при ясном (3—5 и 8—10 °С соответственно).

Средние квадратические отклонения температуры воздуха (σ), как оценки ее изменчивости, для прибрежных районов, по средним месячным данным, уменьшаются с севера на юг. В годовом ходе изменчивости можно отметить основной максимум в зимние месяцы (2—2,4 °С) и вторичный максимум в июле. Наименьшая изменчивость относится к апрелю—маю и сентябрю—октябрю (0,8—1,0 °С). Изменчивость температуры воздуха внутри месяца (по средним суточным данным) выше примерно в 2—3 раза — от 4—6 °С зимой до 3—4 °С летом.

Коэффициенты корреляции между средней месячной температурой воздуха на близлежащих станциях западного или восточного побережья достигают 0,7—0,9, причем синхронная значимая связь между средними месячными температурами воздуха имеет место не только для соседних станций, но и для станций, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, например Владивостока и Пусан. Коэффициенты корреляции здесь только в октябре ниже уровня значимости ($r = 0{,}20$). Довольно слабая связь между температурой воздуха на севере и юге побережья в мае и июне ($r = 0{,}34$), когда большую роль в формировании поля температуры воздуха на северном побережье играет северотихоокеанский максимум с гребнем или отрогом над Охотским морем, влияние которых на северном побережье Японского моря проявляется гораздо заметнее. В остальные месяцы коэффициенты корреляции составляют 0,50—0,76. Следует отметить, что для температуры воздуха на станциях западного и восточного побережий, даже разделенных узким Татарским проливом, коэффициенты корреляции не превышают 0,4—0,6.

Анализ автокорреляции, как оценки температурных условий различных месяцев с точки зрения их связи с температурным режимом будущих и предшествующих месяцев, в подавляющем большинстве показывает отсутствие статистически значимой связи между средними месячными температурами различных месяцев. Значимые связи можно отметить для летних месяцев: июнь—июль, июль—август (коэффициенты корреляции $r = 0{,}4$—$0{,}5$). Нередко через год после холодного июня (температура воздуха ниже нормы) следует теплый июнь (температура воздуха выше нормы, $r = -0{,}44$). После теплого октября март может быть с температурой воздуха ниже нормы ($r = -0{,}46$). Остальные связи следует признать малоинформативными и в основном случайными. Таким образом, мнение, что «зима лето строит: зимнее тепло — летний холод» для исследуемого района не оправдывается.

7.2. Термический режим воздушных масс над морем

Средняя годовая температура воздуха над Японским морем положительна. Общее повышение с севера на юг составляет около 16 °С — от 0—2 °С в районе Татарского пролива до 15—16 °С в южной части моря. Годовые амплитуды средних месячных температур воздуха уменьшаются с севера на юг от 30 до 20—24 °С. Средние годовые температуры воздуха над Японским морем в целом ниже среднеширотных на 3—4 °С. Средние годовые температуры воздуха для 50, 40 и 35° с. ш. составляют соответственно 5,7; 14,6 и 18,5 °С. Для Японского моря средние годовые температуры воздуха для 50° с. ш. составляют 2,9 °С, для 40° с. ш. — 10,2 °С и для 35° с. ш. — 15,6 °С.

В целом по районам Японского моря годовой ход средних месячных температур воздуха простой. Минимум температуры воздуха обычно отмечается в январе (в среднем — от −5,3 °С над северо-восточной акваторией до 3,4 °С над южной), что также свидетельствует о влиянии выхоложенного материка, с которого зимой на море свободно проникают континентальные воздушные массы, усиливая континентальные черты климата (рис. 7.2). Летом же имеет место тенденция запаздывания наступления максимума по сравнению с положением Солнца, свойственная морскому климату. Самым теплым месяцем обычно является август (темпера-

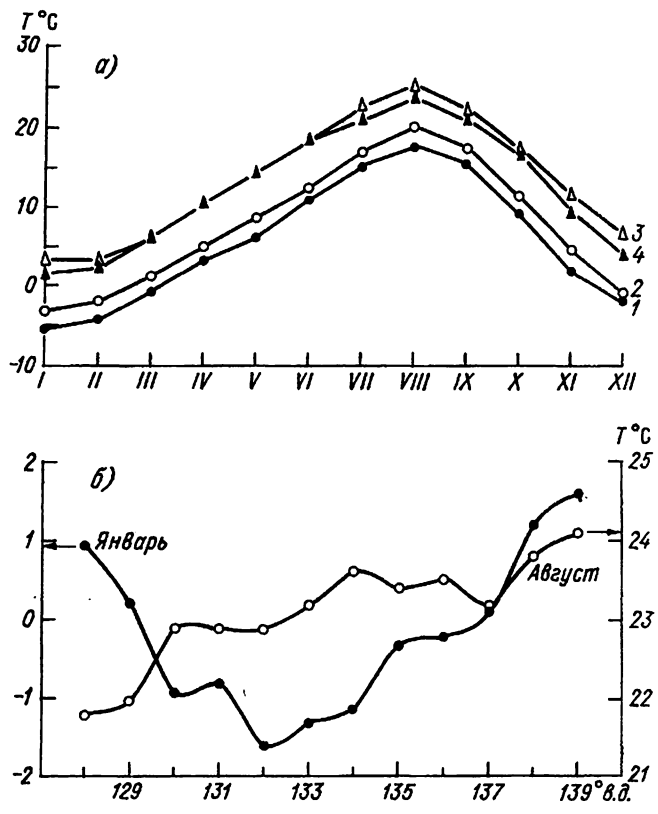


Рис. 7.2. Годовой ход средних месячных температур воздуха по районам 1—4 (*а*) и температура воздуха над морем вдоль 40° с. ш. в январе и августе (*б*)

тура воздуха в среднем от 17,7 °С над северо-восточной акваторией до 25,3 °С над южной). В июле температуры воздуха над морем в среднем на 2—3 °С ниже, чем в августе. Однако в отдельные годы это правило может нарушаться и самым холодным становится либо февраль, либо декабрь, а наиболее высокая средняя месячная температура воздуха приходится на июль.

Анализ хода температур в январе и августе (на примере разреза вдоль 40° широты) показывает, что на востоке моря средние годовые и средние месячные температуры воздуха в среднем выше, чем на западе (рис. 7.2 *б*).

Широтные температурные различия над Японским морем составляют 1,0—1,4 °С на 1° широты зимой и около 1 °С летом, причем зависимость зимних температур воздуха от широты проявляется значительно заметнее, чем летних, которые гораздо ближе по значениям. Термические контрасты между севером и югом моря значительны в течение всего года: около 16 °С в холодный период и около 10 °С летом.

Общее повышение средних температур воздуха зимой от западного к восточному побережью закономерно в связи с удалением от холодного материка. Но, как можно заметить, январские (и средние годовые) температуры воздуха от западного побережья к центральной части моря сначала понижаются (примерно до 133° в. д.), а затем увеличиваются к восточному побережью. Годовой ход отклонений средних месячных температур воздуха над открытой акваторией и у побережий от соответствующих среднеширотных температур показывает наибольшие значения для холодного периода (декабрь—март); в июле и августе—сентябре отклонения около 0 °С, в октябре—ноябре — менее 2 °С.

В марте, когда в барическом поле еще преобладают зимние циркуляционные процессы, температура воздуха над материком быстро повышается, что существенно сказывается на средних широтных показателях. Континентальные воздушные массы, пересекая узкую часть холодного Татарского пролива, не успевают значительно трансформироваться, и в марте температура воздуха здесь составляет −2...−7 °С (повышение температуры воздуха над морем от февраля к марту составляет более 7 °С).

В мае материк уже значительно прогрет, море, оставаясь еще холодным, оказывает охлаждающее влияние на воздушные массы, смещающиеся над морем в соответствии с летним преобладающим переносом, что и приводит к значительным отклонениям от среднеширотных значений. В сентябре, при преобладании летних особенностей циркуляции, максимум отмечается за счет контраста между воздушными массами, формирующимися над теплым морем и быстро охлаждающимся материком. В ноябре на крайнем севере Японского моря (выше 48° с. ш.) формируется область отрицательных температур воздуха и средние месячные температуры воздуха понижаются до −1...−3 °С.

Зимой средние температуры континентального воздуха над северо-восточной Сибирью в основной толще тропосферы ниже температуры арктического воздуха, который формируется в более жестком радиационном режиме [74]. Перемещаясь на Японское море в соответствии с генеральным переносом воздушных масс, сухой и холодный континентальный умеренный воздух обусловливает морозную погоду, особенно в северной части моря. В Татарском проливе практически ежегодно формируется устойчивый ледяной покров.

Вдоль северо-западного побережья Японского моря (у берегов Приморского края России) вследствие значительного выхолаживания континента зимой создается зона значительных температурных градиентов — переходная зона между холодной подстилающей поверхностью суши и теплой акваторией моря (рис. 7.3). В декабре нулевая изотерма опускается немного южнее берегов Приморья России на западе моря и центральной части о. Хоккайдо на востоке. Январь и февраль — самые холодные месяцы на Японском море. Вся северная акватория моря (выше 40° с. ш.) занята отрицательными температурами воздуха (0...−4 °С в центральной части и −8...−12 °С на крайнем севере моря. Южная половина моря в течение года характеризуется положительными средними месячными температурами воздуха, зимой — до 5—8 °С.

В течение зимнего периода Японское море находится под воздействием активной восточноазиатской высотной фронтальной зоны, которая определяется контрастами температур Евразия—Тихий океан. Зимние условия способствуют активизации циклонической деятельности над дальневосточными морями и прилегающей акваторией Тихого океана вообще и возникновению циклонов над Японским морем в частности. Из Японского моря, которое относится к основному району циклогенеза на Дальнем Востоке, циклоны, углубляясь, смещаются на Охотское море и Алеутские острова [63, 64 и др.].

С началом весны быстро увеличивается поступление солнечной радиации и соответственно начинает повышаться температура воздуха; уже в марте практически вся северная акватория, за исключением Татарского пролива, занята положительными средними месячными температурами воздуха (0—2 °С). Нулевая изотерма располагается вдоль побережья Приморья. Апрельский фон средних месячных на севере моря 2—5 °С, на юге 8—12 °С (рис. 7.4), причем рост температуры воздуха составляет от марта к апрелю около 4 °С.

В целом повышение температуры воздуха над морем с его охлаждающим воздействием на воздушные массы происходит гораздо медленнее, чем над соседними континентальными районами, где повышение температуры, например, от марта к ап-

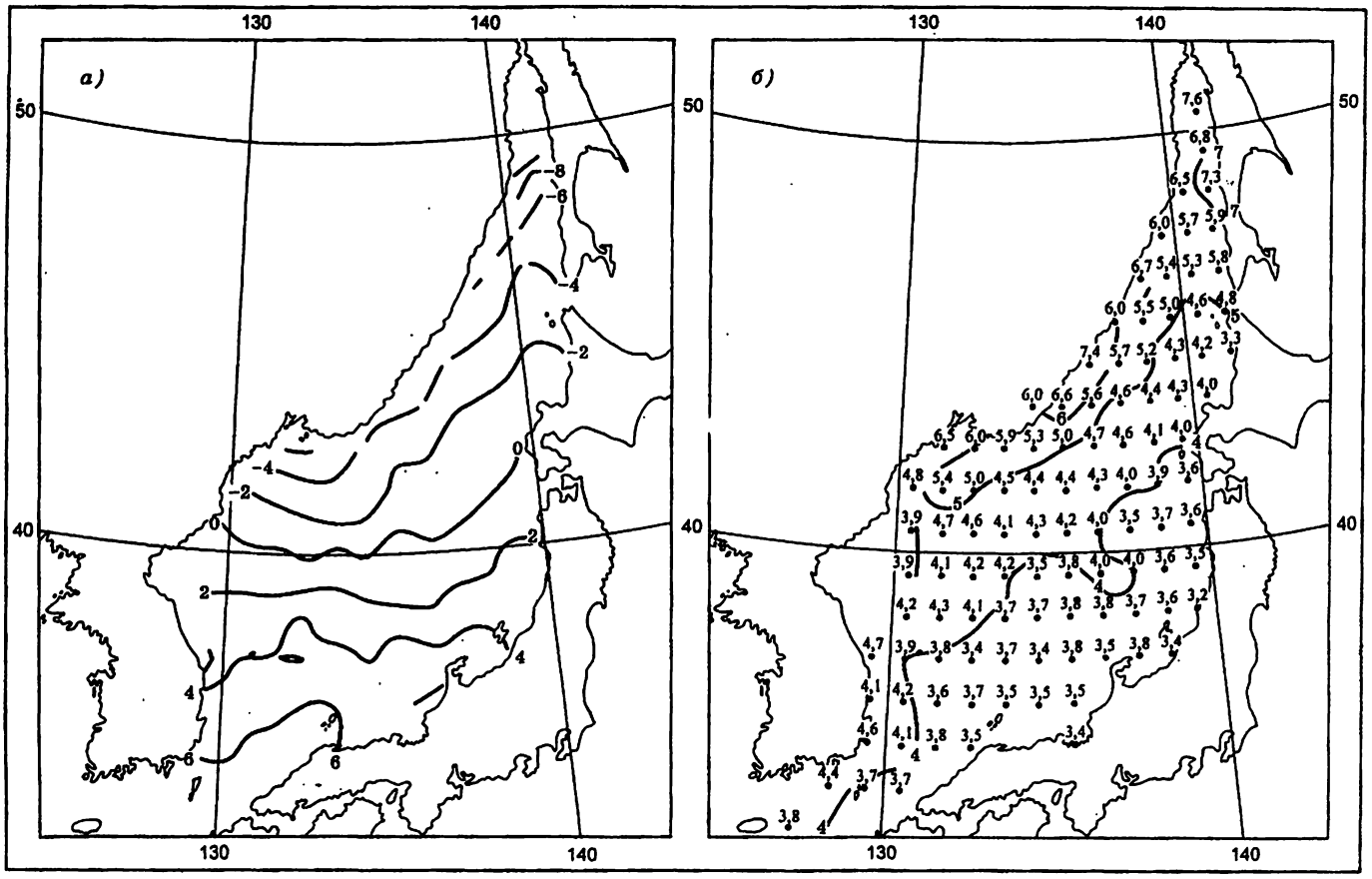


Рис. 7.3. Температура воздуха над Японским морем в январе (*а*) и ее среднее квадратическое отклонение (*б*), °С

релю составляет 8—10 °С. К июню перестройка атмосферной циркуляции на летний режим заканчивается. Карты летних изотерм по сравнению с зимними свидетельствуют о меньших градиентах температуры (рис. 7.5). Если в зимние месяцы широтные градиенты температуры воздуха достигают 10—13 °С на 10° широты, то в июне—августе — примерно 8 °С. Средние месячные температуры воздуха над морем остаются высокими в течение всех летних месяцев; уже в июне — около 10 °С на севере, 15 °С в центральной части и 20 °С на юге. В августе на севере температуры воздуха составляют в среднем 16—18 °С, в южной части моря 24—26 °С. Различия между средними месячными температурами воздуха в июле и августе невелики, они составляют около 4 °С над северной акваторией и 1—2 °С над южной. В сентябре средние месячные температуры воздуха над всей акваторией выше, чем в июне: на 5—7 °С в северных районах и на 3 °С в южных районах Японского моря. Их фон вполне сравним с июльским, но пространственная ориентация изотерм в эти месяцы различается, хотя и не так резко, как это наблюдается, например, над Охотским морем. В октябре практически над всей акваторией Японского моря преобладают средние месячные температуры воздуха 10—15 °С, только на северо-востоке они понижаются до 6—8 °С (рис. 7.6).

Устойчивый переход средних суточных температур воздуха в сторону отрицательных значений происходит на северо-востоке моря в первой половине ноября, в центральной северной части моря в январе—начале февраля, в сторону положительных — в центральной части в начале февраля, на крайнем севере моря в первой половине апреля. Следовательно, в Татарском проливе период отрицательных температур воздуха составляет более 5 мес, при движении в южные районы северной половины моря данный период сокращается примерно на 15 дней на каждый градус широты.

Над южной половиной моря (ниже 40° с. ш.), в открытой его части, средние месячные температуры воздуха положительны в течение всего года, хотя повторяемость отрицательных срочных температур воздуха достигает зимой 7—19 % с наибольшей вероятностью в январе. Даже в марте почти 5 % случаев относится к температурам воздуха от 0 до −9,5 °С (табл. 7.3).

Отрицательные значения срочных температур воздуха в южной половине Японского моря могут наблюдаться над западной акваторией, глубоко вдающейся в Евразийский материк, где средние месячные температуры воздуха в январе составляют 1 °С и ниже даже у 38° широты. Повторяемость температур воздуха ниже −10 °С незначительна — менее 1 %, а средние суточные температуры воздуха −20 °С и ниже над южной половиной моря и аква-

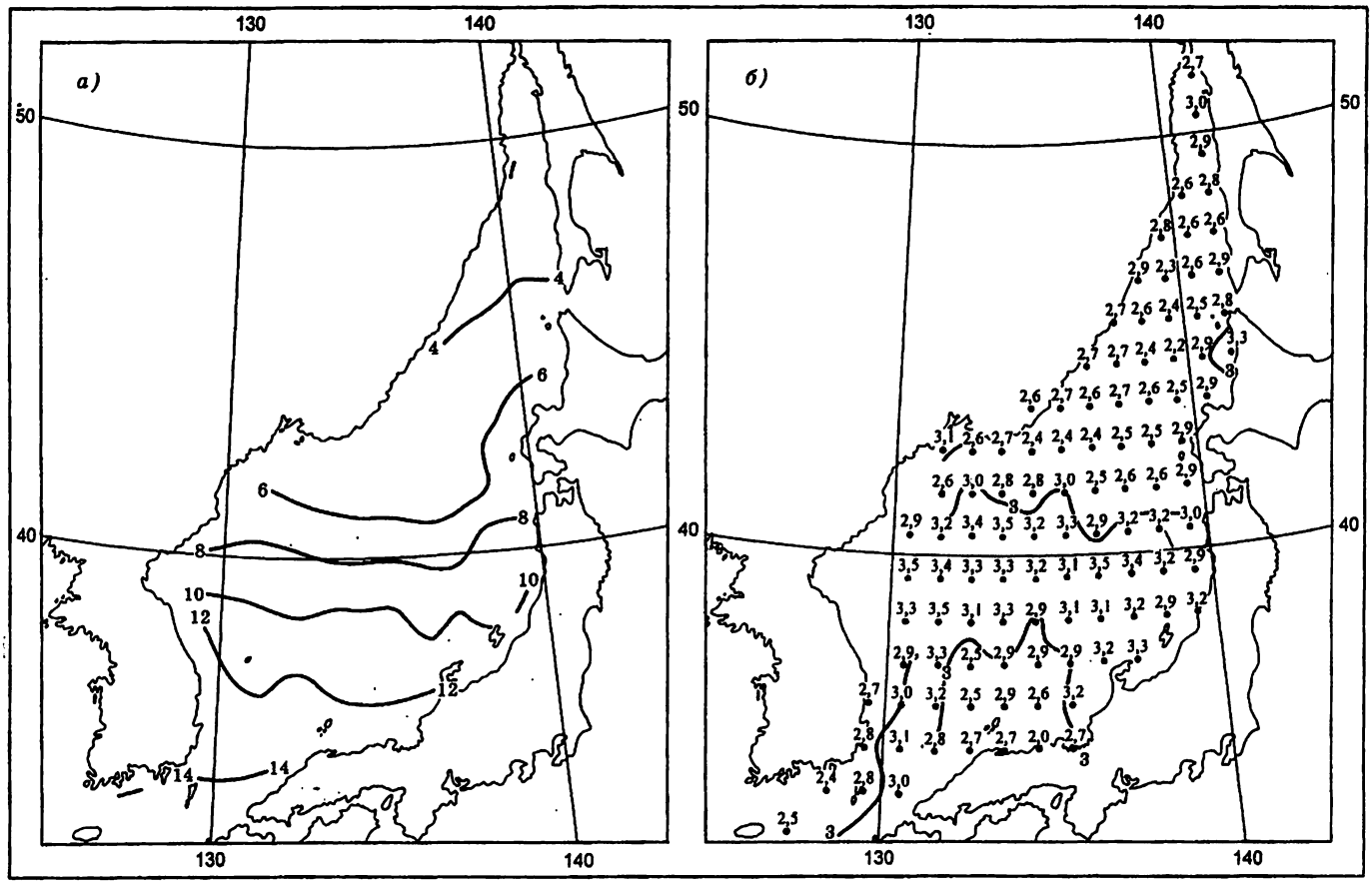


Рис. 7.4. Температура воздуха над Японским морем в апреле (*а*) и ее среднее квадратическое отклонение (*б*), °С

торией, прилегающей к Корейскому полуострову, не отмечаются. Над северной половиной моря и на северо-востоке — в районах, особо подверженных зимним холодным вторжениям воздушных масс с континента, повторяемость температур ниже −10 °С составляет соответственно от 6—7 % до 11—17 % в декабре и феврале и 13—27 % в январе. Даже в ноябре и марте на северо-востоке моря их вероятность более 2 % (см. табл. 7.3).

Зимой в 80—86 % случаев температура воздуха над северной половиной моря составляет от 4,5 до −9,9 °С. В декабре и марте наибольшая повторяемость приходится на температуры воздуха 0...4,9 °С (34 и 29 % соответственно), в январе—феврале — на интервал −0,1...−4,9 °С (30—34 %), в апреле почти 90 % случаев приходится на температуры воздуха от 0 до 9,9 °С. С мая по август градация максимальной повторяемости средних суточных температур воздуха смещается ежемесячно на 5 °С в сторону повышения температуры, а с августа по сентябрь — в сторону ее понижения. С мая по сентябрь на преобладающую градацию температуры воздуха приходится примерно половина всех случаев наблюдений (44—58 %). В марте повторяемость положительных и отрицательных температур воздуха практически одинакова — около 50 %. В ноябре положительные значения отмечаются чаще — в 69 %.

Над южной половиной моря отмечаются аналогичные особенности с той разницей, что имеет место более высокий фон температур воздуха. Например, в январе преобладают температуры воздуха от 0 до 10 °С (74 %), в августе — выше 20 °С (98 %) и т. д. Март здесь в полной мере можно отнести к началу теплого периода, поскольку отрицательные температуры воздуха имеют место менее чем в 5 % случаев. В ноябре повторяемость положительных температур воздуха составляет практически 100 %, в декабре — 93 %. Над западной частью моря вклад отрицательных температур в декабре увеличивается до 20 %, а над северной акваторией моря — они уже преобладают (51—61 %).

Срочные температуры воздуха выше 15 °С, характеризующие наиболее теплую часть лета, отмечаются на севере моря с мая по октябрь—ноябрь (в ноябре их повторяемость, правда, невелика — до 1,5 %), на юге — с апреля (12 %) до ноября (до 15—25 %), а на крайнем юге до декабря (2—3 %) включительно.

Температуры воздуха выше 20 °С над северо-восточной акваторией моря отмечаются практически только в августе — 23 %, над северной его половиной преобладают с июля по сентябрь (23 %), в августе их повторяемость достигает 54 %. Над южной акваторией наибольшая повторяемость температуры воздуха выше 20 °С характерна для июня—

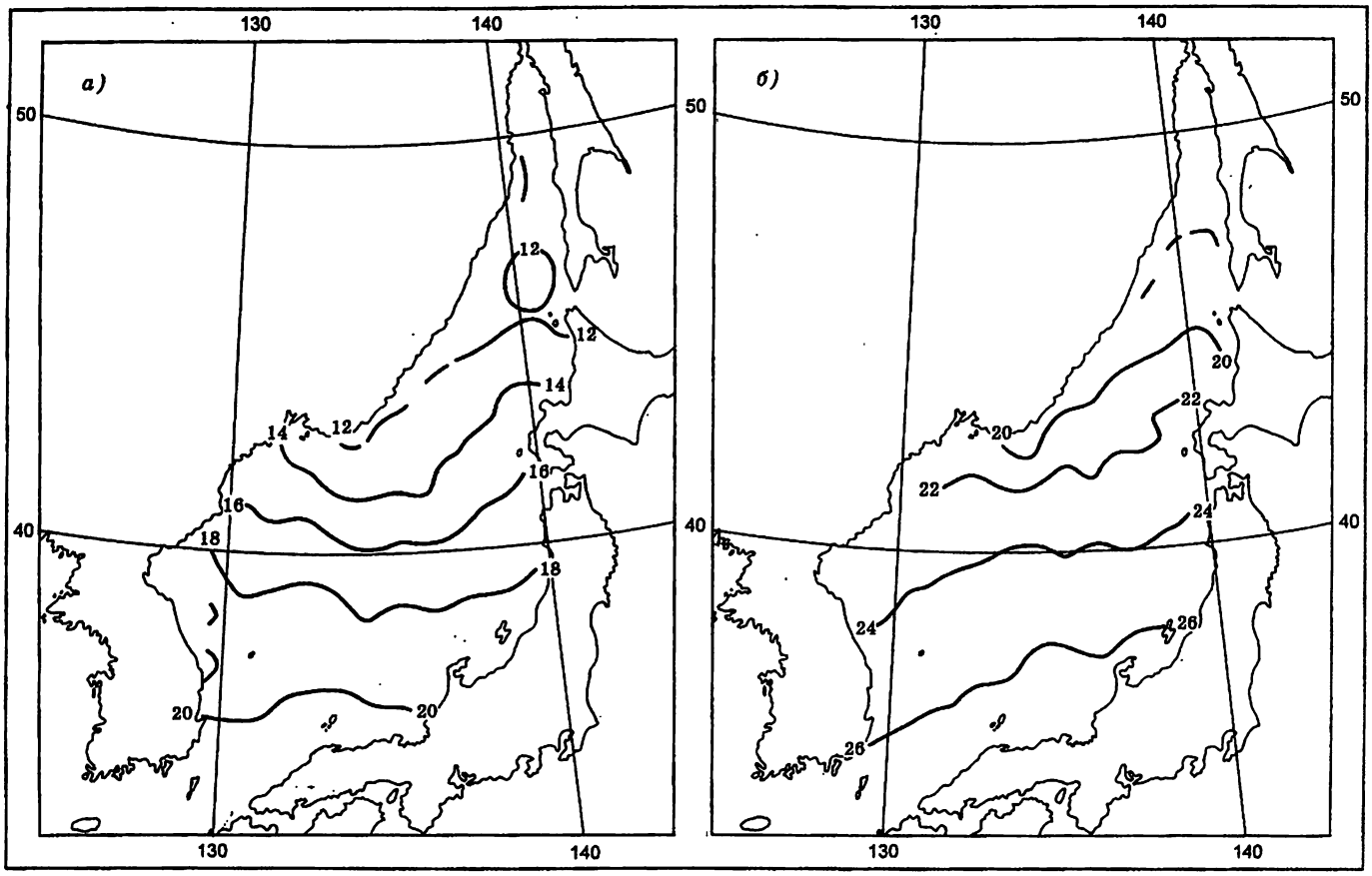


Рис. 7.5. Температура воздуха (°С) над Японским морем в июне (*а*) и августе (*б*)

октября (28—60 %), причем в августе повторяемость температур воздуха выше 20 °С составляет почти 100 %, выше 25 °С — 60 % (на западе моря 29 %).

Средние квадратические отклонения срочных температур воздуха имеют простой годовой ход с минимумом в летние (2—4 °С), максимумом в зимние месяцы (4—6 °С), на западе и востоке моря максимум изменчивости приходится на ноябрь. В большинстве случаев средние квадратические отклонения от зимы к лету изменяются не более чем на 2 °С. Значительной изменчивостью в целом по морю отличается район вдоль северо-западного побережья Приморского и Хабаровского краев, а также Татарский пролив, где зимой средние квадратические отклонения превышают 5—6 °С (январь 7—8,5 °С), что выше соответствующих значений для прибрежных станций.

7.3. Статистические характеристики температуры воздуха

Статистическое обследование выборки предполагает вычисление некоторых количественных показателей, которые позволяют выявить основные закономерности метеорологических полей и получить представление о свойствах генеральной совокупности в целом [2, 8, 58 и др.]. Такими характеристиками являются обычно выборочные средние и дисперсия. Вместо дисперсии более удобно использовать средние квадратические отклонения, в отличие от дисперсии, имеющие ту же размерность, что и выборочные средние. Иногда средние значения как бы маскируют действительный режим температуры воздуха. В таких случаях применяют показатель моды, который характеризует наиболее типичное значение случайной величины. Кроме моды, в статистике широко используется средневероятное значение исследуемого признака — медиана, которая определяется путем разбиения ряда на две равные части, и лишь в случае симметричного полигона распределения средние значения, медиана и мода совпадают между собой. Характеристиками распределения числа наблюдений, больших или меньших выборочных средних, а также вблизи среднего значения являются коэффициенты асимметрии и эксцесса.

Выборочные средние оценки для различных периодов осреднения, принятых в качестве нормальных, показывают различия не более 0,1—0,3 °С для лета и 0,3—1,5 °С для зимних месяцев (табл. 7.4). За исследуемый период в целом на побережье в январе—апреле произошло увеличение средних значений, в июле—октябре на севере их понижение, на юге рост, годовые значения также свидетельствуют о небольшом увеличении выборочных оценок, более заметном на юге (0,6 °С).

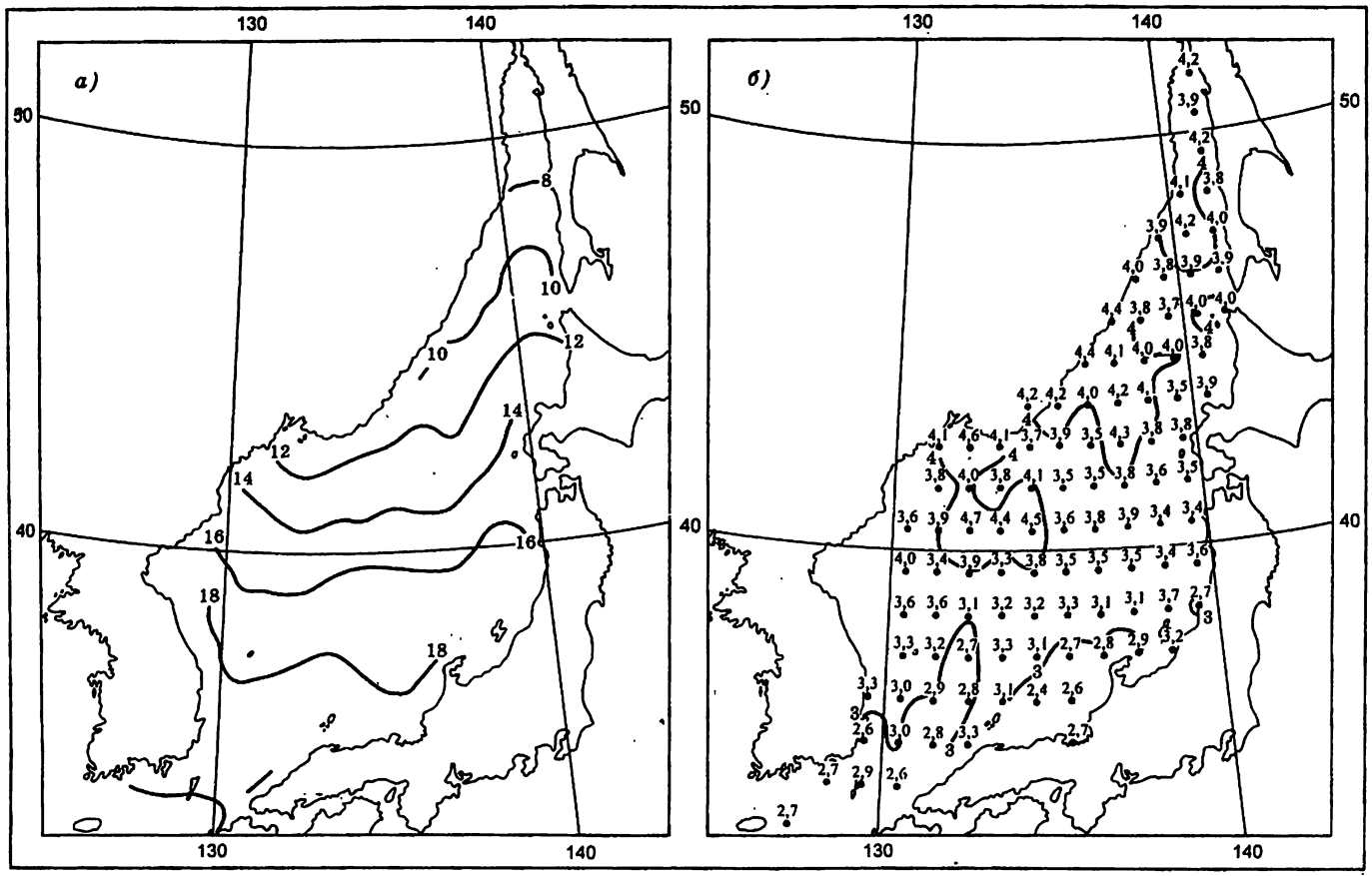


Рис. 7.6. Температура воздуха над Японским морем в октябре (*а*) и ее среднее квадратическое отклонение (*σ*), °С

Таблица 7.3

Повторяемость (%) срочных температур воздуха по градациям над Японским морем

Месяц	Температура воздуха, °С										
	−20 и ниже	−19,9... −15,0	−14,9... −10,0	−9,9... −5,0	−4,9... −0,1	0,0... 4,9	5,0... 9,9	10,0... 14,9	15,0... 19,9	20,0... 24,9	25 и выше
	Северо-восточная часть моря (район 1)										
Январь	1,2	6,9	18,7	27,3	21,6	15,4	6,2	3,2			
Февраль	0,2	3,3	13,4	30,5	25,4	18,5	6,8	2,0			
Март	(0,0)	0,2	2,2	13,9	33,0	41,4	8,6	0,8			
Апрель		(0,0)	(0,0)	0,5	9,7	60,5	26,3	3,0	0,1		
Май				(0,0)	0,7	34,0	52,1	12,0	1,2	(0,0)	
Июнь					(0,0)	2,5	35,2	48,3	12,6	1,3	(0,0)
Июль							2,9	42,1	47,0	7,4	0,6
Август							0,3	14,3	62,7	20,9	1,8
Сентябрь						0,2	4,7	36,6	49,5	9,0	(0,0)
Октябрь					1,7	16,9	36,4	35,7	8,5	0,6	
Ноябрь		0,2	1,9	9,4	19,6	41,9	22,0	4,4	0,5		
Декабрь	0,3	1,8	8,6	23,4	26,9	25,7	10,0	3,3			
	Северная половина моря (район 2)										
Январь	0,2	2,2	10,2	25,1	29,9	23,6	7,0	1,8			
Февраль	0,1	0,9	5,1	20,0	34,2	32,1	6,8	0,9			
Март			0,4	4,7	21,3	58,9	13,7	0,9	(0,0)		
Апрель				0,1	2,0	44,8	44,9	7,7	0,4	(0,0)	
Май					0,1	11,4	51,9	30,6	5,6	0,3	(0,0)
Июнь						1,0	18,7	54,3	22,9	3,0	0,2
Июль						(0,0)	1,2	24,9	50,7	20,8	2,5
Август						(0,0)	0,1	3,8	42,4	44,5	9,3
Сентябрь						(0,0)	1,5	18,0	57,6	21,2	1,6
Октябрь				(0,0)	0,5	8,6	26,3	43,2	19,5	1,9	0,1
Ноябрь			0,9	4,9	11,5	32,2	35,0	14,0	1,4	0,1	
Декабрь	0,1	1,1	6,2	18,4	25,6	33,6	12,6	2,1	0,2	(0,0)	

Окончание табл. 7.3

Месяц	Температура воздуха, °С										
	−20 и ниже	−19,9... −15,0	−14,9... −10,0	−9,9... −5,0	−4,9... −0,1	0,0... 4,9	5,0... 9,9	10,0... 14,9	15,0... 19,9	20,0... 24,9	25 и выше
	Южная половина моря (район 3)										
Январь			0,2	2,7	16,1	44,8	28,8	7,0	0,5		
Февраль			0,1	2,3	15,3	45,4	30,4	6,2	0,3		
Март				0,7	3,8	30,5	46,7	17,1	1,2	0,1	
Апрель					0,1	5,3	33,2	49,3	11,5	0,6	
Май						0,2	7,3	43,9	42,0	6,2	0,4
Июнь							0,5	9,3	53,2	34,0	3,0
Июль								0,7	14,9	60,5	24,0
Август								0,1	2,4	38,4	59,2
Сентябрь							(0,0)	1,0	17,5	62,8	18,6
Октябрь						0,2	2,7	20,3	52,7	23,0	1,2
Ноябрь					0,7	7,5	24,1	43,0	22,8	1,9	0,1
Декабрь			(0,0)	1,0	5,9	28,8	39,1	21,9	3,1	0,1	
	Западная часть моря (район 4)										
Январь		0,4	0,4	8,2	22,9	22,2	45,8	17,1	5,1		
Февраль			(0,0)	4,0	23,1	42,7	24,0	5,6	0,6		
Март				(0,0)	4,8	34,9	42,7	15,6	1,7	0,4	
Апрель					(0,0)	7,2	35,3	43,5	12,7	1,1	0,3
Май						0,6	6,5	53,4	33,2	5,1	1,2
Июнь							0,6	11,0	54,3	28,5	5,6
Июль								3,4	31,9	49,5	15,2
Август									5,7	65,2	29,1
Сентябрь								2,0	34,4	55,1	8,5
Октябрь						(0,0)	3,5	25,5	52,8	16,0	2,2
Ноябрь			0,2	0,5	2,4	16,7	33,0	32,1	13,4	1,7	
Декабрь		0,5	0,8	4,7	14,1	38,4	29,4	10,3	1,8		

Примечание. Повторяемость (0,0) означает менее 0,05 %.

Таблица 7.4

Выборочные средние значения температуры ($T_{ср}$ °С) и средние квадратические отклонения (σ °С) за различные периоды

Период	Величина	Январь	Апрель	Июль	Октябрь	Год
	Александровск-Сахалинский					
1901—1930	$T_{ср}$	−18,5	0,2	15,2	4,8	0,3
	σ	3,25	2,00	1,50	1,02	12,08
1931—1960	$T_{ср}$	−18,2	−0,4	15,5	5,0	0,4
	σ	2,83	1,17	1,40	1,12	12,03
1961—1990	$T_{ср}$	−17,8	0,4	15,1	4,5	0,4
	σ	2,60	1,38	0,97	1,08	11,75
	Владивосток					
1931—1960	$T_{ср}$	−13,8	4,3	17,4	9,2	4,2
	σ	2,09	0,81	1,68	0,82	11,40
1961—1990	$T_{ср}$	−13,3	4,4	17,3	8,2	4,2
	σ	2,27	1,14	1,30	0,98	10,98
	Пусан					
1904—1930	$T_{ср}$	2,1	12,1	23,7	16,2	13,5
	σ	1,68	0,56	1,17	0,66	7,94
1931—1960	$T_{ср}$	1,9	12,4	23,6	16,5	13,7
	σ	1,74	0,70	1,25	0,91	7,83
1961—1990	$T_{ср}$	2,2	13,0	23,8	17,1	14,1
	σ	1,87	0,75	1,18	0,91	7,94

Совместный анализ средних температур воздуха и изменчивости позволяет оценить интервал, в котором лежит истинное среднее значение по отношению к выборочному среднему. Часто при интервальной оценке используют средние квадратические отклонения (σ), и в качестве доверительного интервала принимают величины ±σ, ±2 σ или ±3σ. В нашем случае для средних месячных температур воздуха доверительные интервалы с учетом σ составят 0,7—1,5 для зимних месяцев и 0,4—0,7 °С для летних. Доверительные интервалы, построенные с помощью статистики Стьюдента, показывают, что в большинстве случаев с вероятностью 0,95 ошибка выборочного среднего не превышает 0,2—0,5 °С, а с вероятностью 99,9 % — 0,4—0,9 °С, для дисперсий — 1,6...2,2 (°С)^2.

Сопоставляя статистические характеристики выборки, можно судить о близости закона распределения метеорологической величины к нормальному закону, часто применяемому при анализе многих метеорологических величин и явлений погоды. Сравнение показывает, что наибольшие разности между выборочными средними и медианными и модальными значениями средних месячных температур воздуха над прибрежными районами составляют около 1 °С. В 65 % случаев по всем станциям разности не более 0,5 °С, при этом в подавляющем большинстве случаев средние и моды практически совпадают для всех месяцев (табл. 7.5).

В исследуемом случае выборочные распределения асимметричны, асимметрия в большинстве малая или умеренная (< 0,5). Практически одинаково встречаются распределения как с левосторонней (т. е. в вариационном ряду преобладают значения, меньшие средних), так и с правосторонней (преобладают значения, бо́льшие средних) асимметрией. Эксцесс чаще отрицательный.

Ранее полученные оценки [20, 21, 43 и др.] позволяют принимать предположение о нормальности распределения средних месячных температур воздуха без дополнительных исследований. В то же время математическая аппроксимация реального

Таблица 7.5

Статистические характеристики средней месячной температуры воздуха

Месяц	$T_{мин}$	$T_{макс}$	$T_{ср}$	Me	Mo	σ	As	E
			Александровск-Сахалинский, 96 лет (1900—1996)					
I	-24,8	-9,2	-18,0	-18,3	-18,3	2,98	0,58	0,64
IV	-3,2	6	-0,0	-0,2	-0,2	1,53	0,84	1,85
VII	12,2	18,3	15,2	15,2	13,7	1,32	0,01	-0,65
X	2,6	7,5	4,8	4,7	4,3	1,08	0,33	-0,11
Год	-24,8	19,6	0,4	3,0	12,6	11,90	-0,21	1,30
			Владивосток, 66 лет (1930—1996)					
I	-18,2	-8,1	-13,2	-13,4	-14,5	2,42	0,33	-0,20
IV	2,3	7,0	4,4	4,4	4,8	0,95	0,09	0,20
VII	14,4	20,0	17,5	17,4	18,4	1,48	-0,22	-0,77
X	6,7	11,2	8,8	8,8	8,6	1,02	-0,04	-0,33
Год	-18,2	22,8	4,3	6,2	9,8	11,16	-0,23	-1,25
			Пусан, 91 год (1904—1994)					
I	-2,2	6,0	2,2	2,1	2,1	1,76	-0,08	-0,18
IV	10,5	15,0	12,6	12,5	12,5	0,81	0,30	0,40
VII	21,4	27,9	23,8	23,8	23,7	1,25	0,32	0,20
X	20,1	24,0	21,7	21,7	21,7	0,79	0,28	-0,16
Год	-2,2	28,3	14,0	14,7	17,2	7,85	-0,10	-1,23

Примечание. $T_{мин}$, $T_{макс}$, $T_{ср}$ — минимальная, максимальная и средняя температура воздуха, °С; σ — среднее квадратическое отклонение, °С; Me и Mo — медианное и модальное значения, °С; As, E — коэффициенты асимметрии и эксцесса.

процесса нередко показывает его в более упрощенном виде, чем это имеет место в действительности. Даже в случае близости оценок эмпирического распределения к нормальному более или менее значительные отклонения все же имеются, что наглядно показывает анализ гистограмм эмпирического (частотного) распределения средних месячных температур воздуха (рис. 7.7, 7.8).

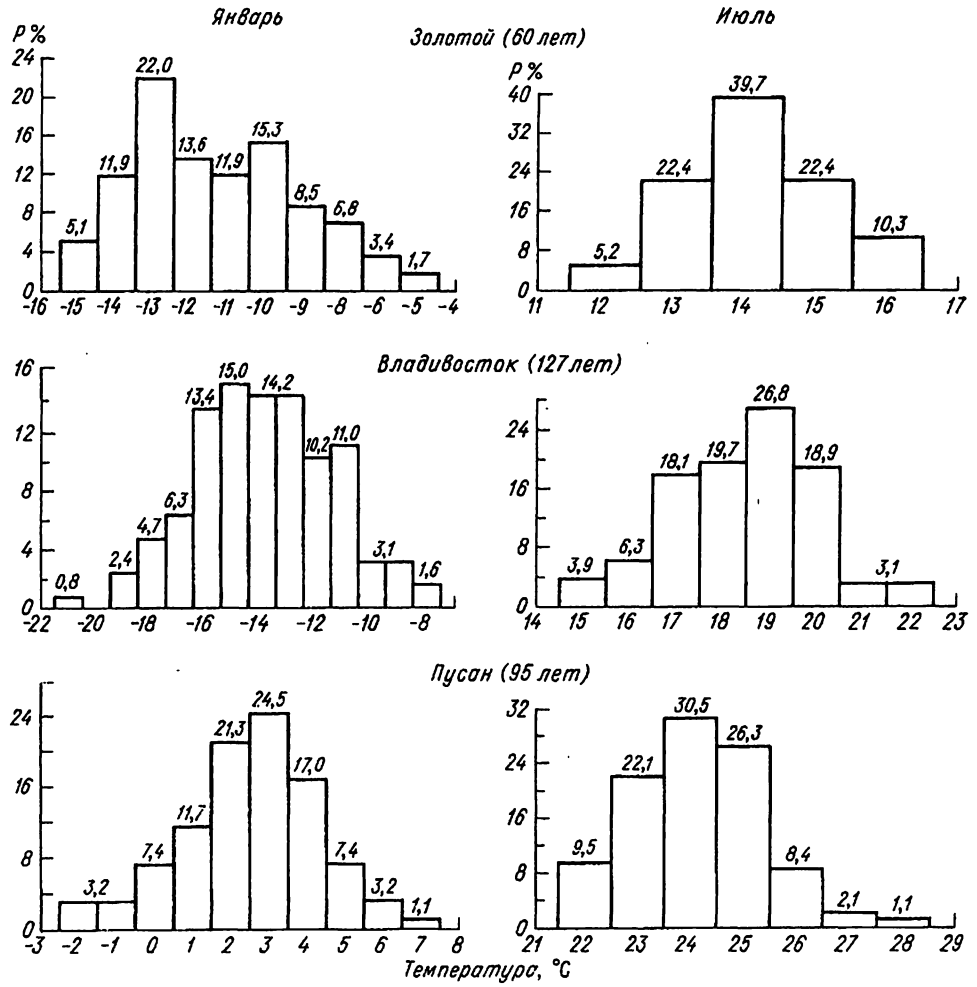


Рис. 7.7. Гистограммы эмпирического распределения средних месячных температур воздуха в январе и июле на западном побережье Японского моря

Гистограммы построены за имеющиеся ряды наблюдений по 1995—1997 гг. включительно — от 50—70 лет (Золотой, Вадзима), до 90—120 лет (Владивосток, Пусан, Александровск, Фукуока). Эмпирические распределения средних месячных температур воздуха на побережье Японского моря асимметричные, чаще с вершиной более пологой по сравнению с теоретической кривой нормального распределения. Как показал проведенный анализ, в конкретных случаях при подборе закона распределения для средних месячных температур воздуха возникают определенные трудности математического описания. Для одних прибрежных станций эмпирические распределения более или менее удовлетворительно аппроксимируются нормальным законом. Для других станций имеются существенные отклонения от нормального закона распределения. В большинстве случаев при определении вероятностных характеристик удобнее пользоваться гистограммами эмпирического распределения температуры воздуха.

Что касается распределения средних месячных температур воздуха по сезонам, то анализ эмпирических гистограмм показывает, что зимой распределение ближе к нормальному, летнее распределение характеризуется двухмодальностью и имеет существенные отклонения от нормального. Распределение средних месячных температур воздуха в целом за год характеризуется многомодальностью (4—5 мод) и состоит из нескольких распределений, различающихся по сезонам.

Анализ средних суточных температур воздуха за период 1961—1990 гг. по каждому месяцу, позволяет аппроксимировать их распределение нормальным законом. Разности средних, медианных и модальных оценок не превышают 0,5—1,0 °С. Распределения практически симметричные с малым эксцессом.

Статистический анализ срочных температур воздуха над открытой центральной акваторией Японского моря (всего около 44 тыс. наблюдений за 1960—1990 гг.) показывает, что годовая амплитуда температуры воздуха здесь составляет 48 °С (табл. 7.6). На тех же широтах для прибрежных станций годовая амплитуда составляет 55—60 °С.

Максимум срочных температур воздуха в течение исследуемого периода наблюдений положителен в течение всего года и даже в зимние месяцы составляет более 10 °С (на такие значения зимой приходится 1 % общего числа случаев). Летние максимумы могут достигать 29—32 °С. Наиболее высокие

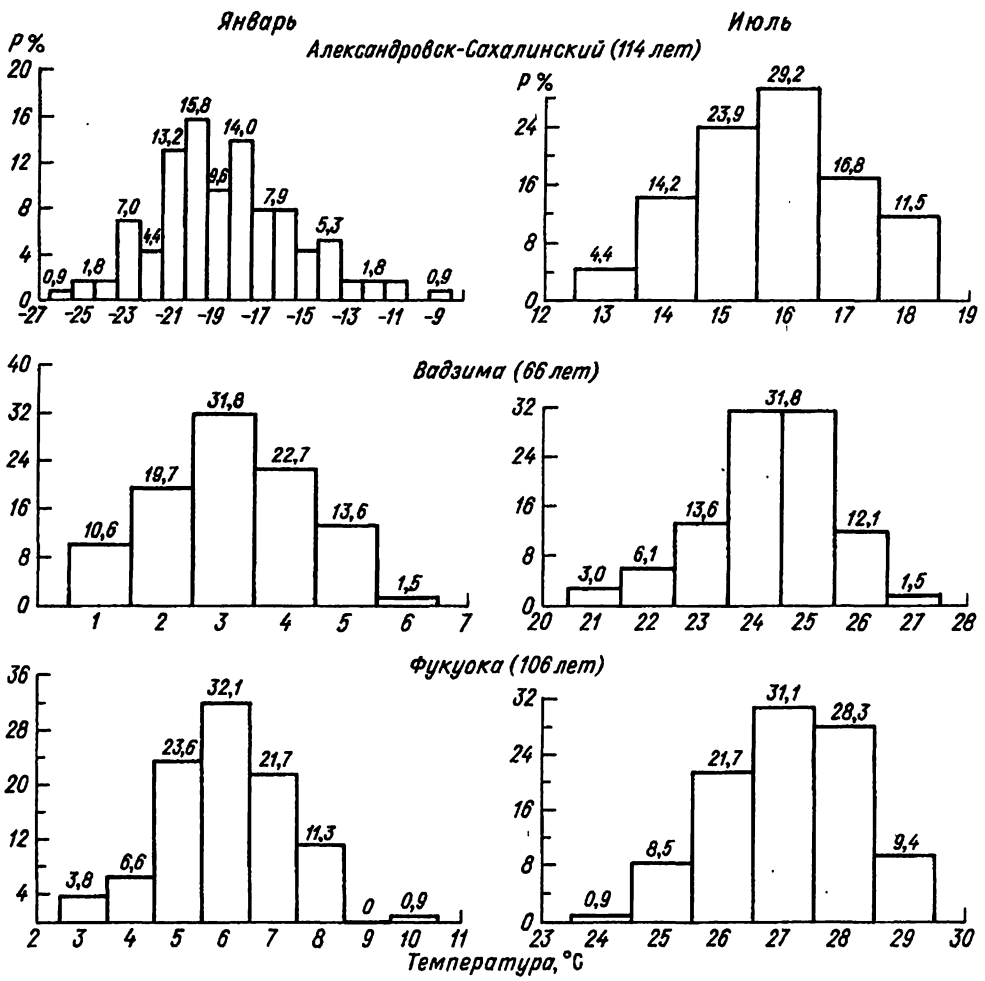


Рис. 7.8. Гистограммы эмпирического распределения средних месячных температур воздуха в январе и июле на восточном побережье Японского моря

Таблица 7.6

Статистические характеристики срочных температур воздуха над центральной акваторией Японского моря

Месяц	$T_{мин}$	$T_{макс}$	$T_{ср.}$	Me	Mo	σ	As	E
Январь	−15,5	11,6	0,0	0,0	0,0	4,27	−0,07	−0,14
Февраль	−15,5	11,8	0,3	0,3	0,9	3,94	−0,10	0,08
Март	−10,0	12,8	3,3	3,1	3,0	3,51	−0,21	0,43
Апрель	−4,3	16,6	7,5	7,3	4,9	3,35	0,04	−0,16
Май	−0,1	21,7	11,9	12,0	12,0	3,26	−0,11	0,35
Июнь	1,0	29,1	15,9	15,9	15,0	3,44	0,07	0,37
Июль	2,5	32,0	21,0	20,9	20,0	3,43	−0,30	0,08
Август	14,0	32,5	23,9	24,0	23,0	2,88	−0,10	0,15
Сентябрь	10,0	31,0	20,7	20,6	20,0	2,88	−0,04	−0,61
Октябрь	0,8	22,6	15,0	15,5	17,0	3,96	−0,59	0,09
Ноябрь	−9,4	18,9	8,3	8,8	10,0	4,74	−0,40	−0,14
Декабрь	−15,1	14,5	2,7	2,8	3,0	4,71	−0,13	−0,07

Примечание. Обозначения см. в табл. 7.5.

средние месячные, максимальные и минимальные срочные температуры воздуха относятся к периоду июль—сентябрь. В июне температуры воздуха почти на 5 °С ниже, чем в сентябре, и сравнимы с октябрьскими.

В начале лета на побережье Японского моря осуществляется вынос морских воздушных масс, обусловливающий здесь прохладную и сырую погоду, особенно при активизации антициклонической деятельности над Охотским морем. Ситуация с выносом морских воздушных масс может поддерживаться в течение 5—7 сут и является причиной наиболее низких срочных и средних суточных значений температуры на северном побережье Японского моря.

Средние месячные температуры воздуха над морем изменяются от 0 °С в январе (σ = 4,27 °С) до 23,9 °С в августе (σ = 2,88 °С). Выборочные средние и медианные оценки практически совпадают (в октябре и ноябре разности составляют 0,6 °С, в остальные месяцы — 0,0...0,2 °С). Разности между средними и величинами, при которых плотность распределения имеет максимум (модами), превышают 1 °С только в апреле, октябре и ноябре, причем в апреле модальные оценки ниже средних и медианных, осенью — выше.

Сравнительный анализ выборочных оценок, относящихся к мерам положения, указывает на возможность аппроксимации эмпирического распределения срочных температур воздуха над морем нормальным законом (рис. 7.9).

Оценки выборочных коэффициентов асимметрии и эксцесса показывают, что эмпирические распределения имеют небольшую скошенность (в основном левостороннюю), которая становится заметной только в октябре и ноябре (0,40...0,59); коэффициенты эксцесса, за исключением марта (0,43) мая (0,35), июня (0,37) и сентября (−0,61), не превышают $|0{,}14|$.

Вычисления по полигонам частот срочных температур воздуха над морем показывают, что здесь имеют место приблизительные равенства, определяемые правилом сигм — 68 % всех возможных значений случайной величины находятся в пределах ($T_{ср} \pm \sigma$), 95 % — в пределах ($T_{ср} \pm 2\sigma$) и 97 % — в пределах ($T_{ср} \pm 3\sigma$). Оценки интервалов по среднему квадратическому отклонению и по фактической повторяемости температуры воздуха, например, в январе и августе (табл. 7.7) если и различаются, то незначительно. Выделив 3 % (по 1,5 % с каждой стороны эмпирической гистограммы распределения), затем 5 и 32 %, получим интервальные границы, которые для вероятностей 68 и 95 % практически совпадают, что подтверждает правый столбец табл. 7.7. Для доверительной вероятности 97 % расхождения более значимы (около 3 %) как для января, так и для августа.

В январе в 10 % случаев температуры воздуха могут быть ниже −5 °С или выше 5 °С. В августе, когда размах (амплитуда) температур воздуха почти на 10 °С, или в 1,5 раза, меньше, чем зимой, в 40 % случаев можно ожидать значения ниже 23 °С и в 40 % выше 25 °С. Половина всех наблюдений в январе заключена в интервале температур −3...3 °С, в августе — в интервале 22...26 °С. В январе по 25 % случаев относятся к температуре воздуха от −3 °С до −15,5 °С и от 3 °С до 11,6 °С. В августе 25 % всех наблюдений может быть ниже 22 °С (14 °С) или выше 26 °С (32,5 °С).

По имеющимся оценкам, средние температуры воздуха в 1960-х годах составляли, например,

Таблица 7.7

Оценки интервалов по фактической повторяемости температуры воздуха и выборочному среднему квадратическому отклонению (°С)

По фактической выборке			По выборочному среднему квадратическому отклонению			Повторяемость ($T_{ср} \pm k\sigma$) по фактической выборке, %
Вероятность, %	Интервал, °С		$T_{ср} \pm k\sigma$	Интервал, °С		
	левая граница	правая граница		левая граница	правая граница	
			Январь			
68	−4,2	4,4	$T_{ср} \pm \sigma$	−4,3	4,3	68,0
95	−8,1	8,5	$T_{ср} \pm 2\sigma$	−8,6	8,6	95,6
97	−9,2	9,2	$T_{ср} \pm 3\sigma$	−12,8	12,8	99,7
			Август			
68	21,0	26,8	$T_{ср} \pm \sigma$	21,0	26,8	67,4
95	18,2	29,5	$T_{ср} \pm 2\sigma$	18,1	29,7	95,2
97	17,2	30,0	$T_{ср} \pm 3\sigma$	15,3	32,5	99,5

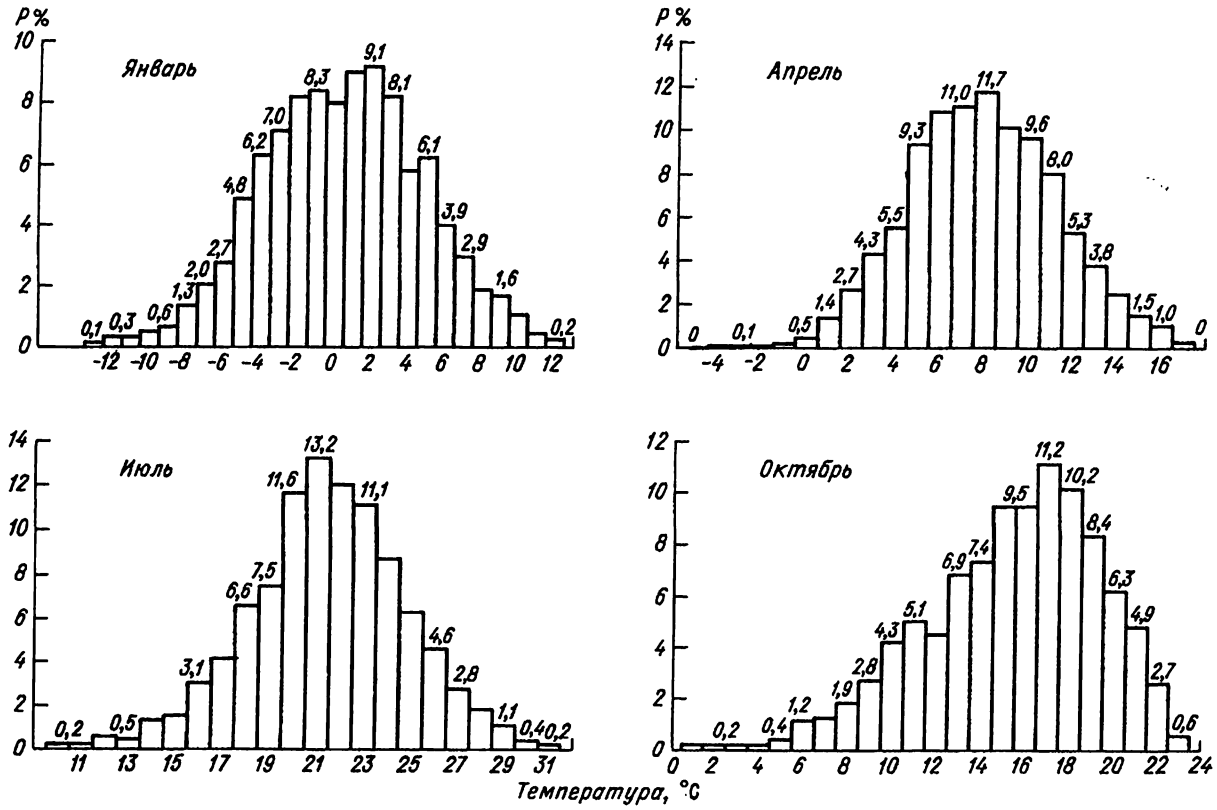


Рис. 7.9. Гистограммы эмпирического распределения срочных температур воздуха в центральные месяцы календарных сезонов

−1,2 °С для января и 23,0 °С для августа, в 1970-х годах — соответственно 0,2 и 23,9 °С, в 1980-х — 0,8 и 24,4 °С (табл. 7.8).

7.4. Оценки трендовых составляющих температуры воздуха

Дальневосточный регион является регионом активного хозяйственного освоения естественных ресурсов и в то же время может быть отнесен к зонам повышенной чувствительности природных условий к изменениям климатического режима. Обширное распространение в этом регионе имеют многолетнемерзлые породы, для морей характерно сезонное развитие ледяного покрова и др. Относительно замкнутое Японское море, расположенное на тихоокеанской границе Евразийского континента быстро реагирует на глобальные и локальные климатические изменения, если они имеют место.

Для оценки наблюдаемых тенденций изменения термического режима за исследуемый период для каждой станции побережья Японского моря был получен линейный тренд изменчивости температуры воздуха — наклон тренда α (°С/10 лет), характеризующий тенденцию изменения фона температуры воздуха, относительно которого происходят ее колебания от года к году. Значимость линейного тренда (R) оценивалась по критерию Фишера (F-критерий) для уравнений регрессии, и как ненулевые рассматривались только показатели тренда, значимые на 95 %-ном уровне. Коэффициент R (коэффициент детерминации) характеризует тесноту группирования фактических значений температуры воздуха около линейной кривой тренда во времени; он численно равен квадрату коэффициента корреляции. Для рядов в 57—95 лет на 5 %-ном уровне значимости это соответствует значению коэффициента детерминации $R \geq 0{,}068$—$0{,}041$ (табл. 7.9, 7.10).

Если рассматривать значимые на 5 %-ном уровне показатели линейного тренда, то для всего региона можно отметить тенденцию роста средних месячных температур воздуха с октября—ноября по июнь включительно, но значимые тренды (5 %) ха-

Таблица 7.8

Статистические оценки температуры воздуха по десятилетиям

Месяц	Период	$T_{мин}$	$T_{макс}$	$T_{ср}$	Me	Mo	σ	As	E
Январь	1960—1970	−12,8	11,2	−1,2	−1,5	0,0	4,41	0,21	−0,28
	1970—1980	−15,5	11,5	0,2	0,0	0,0	4,44	−0,15	−0,03
	1980—1990	−13,1	11,6	0,8	0,9	2,0	3,89	0,06	0,10
Август	1960—1970	14,0	31,2	23,0	23,0	23,0	2,92	−0,11	0,11
	1970—1980	14,0	32,5	23,9	23,9	22,0	2,79	−0,01	−0,22
	1980—1990	14,5	32,4	24,4	24,4	25,0	2,80	−0,13	0,12

Примечание. Обозначения см. в табл. 7.5.

Таблица 7.9

Оценки параметров линейного тренда для средних месячных температур воздуха (α °С/10 лет) и модуль коэффициента корреляции *R*

Месяц	Богополь, 1927—1995 (69)		Владивосток, 1930—1995 (66)		Пусан, 1904—1995 (90)		Александровск-Сахалинский, 1900—1995 (95)		Углегорск, 1931—1995 (64)		Ваканай, 1938—1994 (57)	
	α	*R*	α	*R*	α	*R*	α	*R*	α	*R*	α	*R*
Январь	0,31	0,108	0,30	0,070	0,07	0,012	0,13	0,015	0,43	0,071	0,24	0,060
Февраль	0,29	0,080	0,35	0,096	0,17	0,088	0,11	0,022	0,35	0,080	0,23	0,063
Март	0,26	0,110	0,23	0,072	0,18	0,161	0,10	0,023	0,29	0,088	0,12	0,030
Апрель	0,13	0,060	0,10	0,045	0,18	0,348	0,02	0,000	0,18	0,110	0,09	0,018
Май	0,12	0,049	0,12	0,051	0,20	0,405	0,06	0,025	0,16	0,070	0,08	0,016
Июнь	0,04	0,003	0,01	0,000	0,10	0,137	0,02	0,002	0,04	0,006	0,02	0,001
Июль	−0,04	0,003	0,01	0,000	0,08	0,028	0,03	0,005	0,07	0,014	0,00	0,000
Август	−0,08	0,016	−0,13	0,037	0,06	0,021	−0,05	0,015	−0,04	0,004	−0,01	0,010
Сентябрь	−0,06	0,023	−0,18	0,154	0,07	0,055	−0,06	0,040	0,01	0,000	−0,01	0,000
Октябрь	0,02	0,001	−0,16	0,091	0,14	0,159	−0,01	0,000	0,12	0,047	0,05	0,012
Ноябрь	0,12	0,026	0,01	0,000	0,18	0,120	0,03	0,003	0,20	0,063	0,10	0,017
Декабрь	0,28	0,069	0,22	0,031	0,16	0,054	0,18	0,035	0,50	0,150	0,29	0,088

Примечание. В скобках — число лет наблюдений.

Таблица 7.10

Критические оценки *R* для различных уровней значимости *p*

Станция	Период	*p*=99,9%	*p*=99,5%	*p*=99,0%	*p*=95%
Александровск-Сахалинский	95	0,111	0,082	0,069	0,041
Пусан	90	0,120	0,088	0,074	0,043
Богополь	69	0,152	0,112	0,095	0,056
Углегорск, Владивосток	64—66	0,161	0,120	0,102	0,061
Ваканай	57	0,181	0,135	0,115	0,068

рактерны более для холодного периода и наблюдаются в основном на станциях западного побережья. Например, для приморских станций значимые зимние тренды достигают 0,3—0,5 °С/10 лет. Для станции Богополь значимый рост средних месячных температур воздуха с максимумом в январе (0,3 °С/10 лет) отмечается с декабря по апрель включительно на 5 %-ном уровне, а без апреля — на 1 %-ном уровне значимости. Значимыми положительными трендами отличается вековой ход средних месячных температур воздуха в Пусане с сентября по июнь (исключая январь). И практически во все месяцы тренд значим на 0,5 %-ном уровне (кроме сентября, декабря, января). В летние месяцы тренды незначимы для всех станций побережья.

Указанные особенности могут свидетельствовать о климатических изменениях. Однако распространять полученные выводы на масштабы региона следует с осторожностью. Например, станция Пусан (Busan) расположена в крупнейшем промышленном центре Азиатско-Тихоокеанского региона. Ускоренный рост города, индустриализация, развитие автотранспорта также не могли не сказаться на формировании особенностей климата, которые, очевидно, отличаются от региональных показателей в целом. В связи с этим интересны оценки, полученные для станций Богополь, Углегорск, где окружающие условия за исследуемый период, а он составляет более 60 лет, практически не изменились. Эти оценки также свидетельствуют, что с ноября—декабря по апрель—май имеет место значимый положительный тренд (до 0,5 °С/10 лет) и наибольшие оценки приходятся на зимние месяцы.

При анализе векового хода целесообразно рассматривать характер временной изменчивости температуры воздуха не по отдельным станциям, а по районам побережья, включающим несколько приземных станций. Это позволяет за счет осреднения исключить локальную изменчивость, обусловленную местными эффектами и четче выявить происходящие изменения (если таковые имеются).

Анализ изменений термического режима на побережье Японского моря с использованием аномалий месячных температур воздуха для приземных станций по 5-градусным квадратам (база данных GHCN, Gridded data, см. раздел 4) приведен на рис. 7.10, 7.11. Аномалии рассчитывались относительно «нормального» 30-летнего периода 1961—1990 гг.

На фоне существенных межгодовых колебаний средней месячной температуры воздуха линейная тенденция векового изменения температуры в сторону роста прослеживается зимой в целом практически для всего побережья Японского моря. Значимый на 0,5 %-ном уровне линейный рост (R = = 0,20...0,50), достигающий 0,4—0,8 °С/10 лет, наблюдается в районах западного побережья Японского моря, расположенных на 40—45° с. ш. (Южное Приморье, Северная Корея). Над Восточной Японией и Северным Сахалином также отмечается тенденция роста температуры (0,1...0,3 °С/10 лет). Для станций, расположенных в широтной зоне 45—50° с. ш. на юго-западном побережье тренд незначим.

Летом тенденция векового хода температуры воздуха на побережье неоднородна по районам. Для западного побережья, за исключением Корейского полуострова, отмечается отрицательный тренд, значимый на 1 %-ном уровне для Приморского и Хабаровского краев (−0,1...−0,2 °С/10 лет). Для остальной территории характерна слабая тенденция роста температуры воздуха, значимая на 5 %-ном уровне только для Северного Сахалина и Корейского полуострова.

Одинаковая по знаку тенденция изменений температуры воздуха над Японским морем и его побережьем в зимний период, хотя и разная по величине, подтверждается и оценками тренда в целом за зимний период.

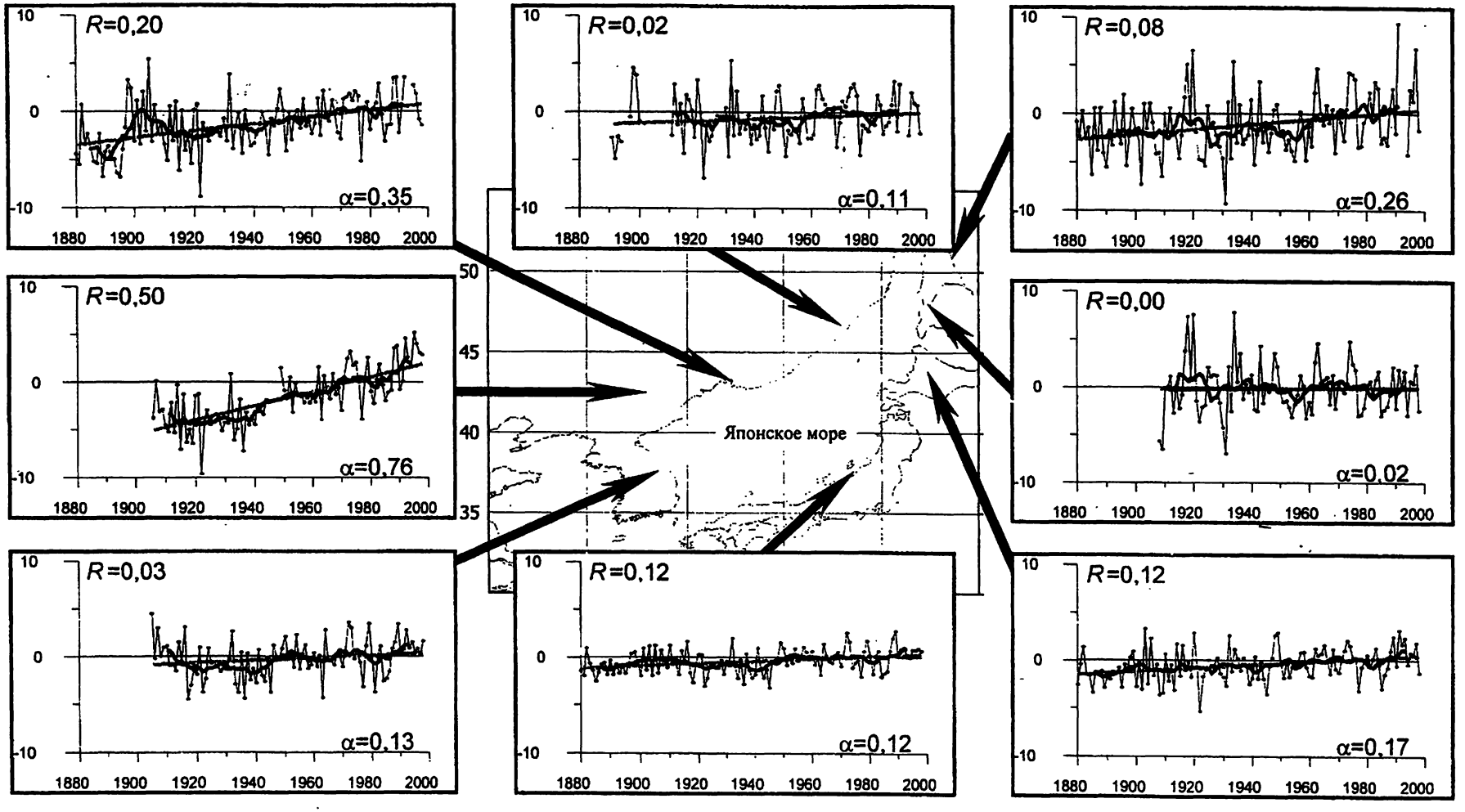


Рис. 7.10. Временной ход аномалий средних месячных температур воздуха в январе (по данным GHCN, Gridded data) со скользящим 11-летним осреднением и линейным трендом (R — коэффициент детерминации, α — значение тренда в °С/10 лет)

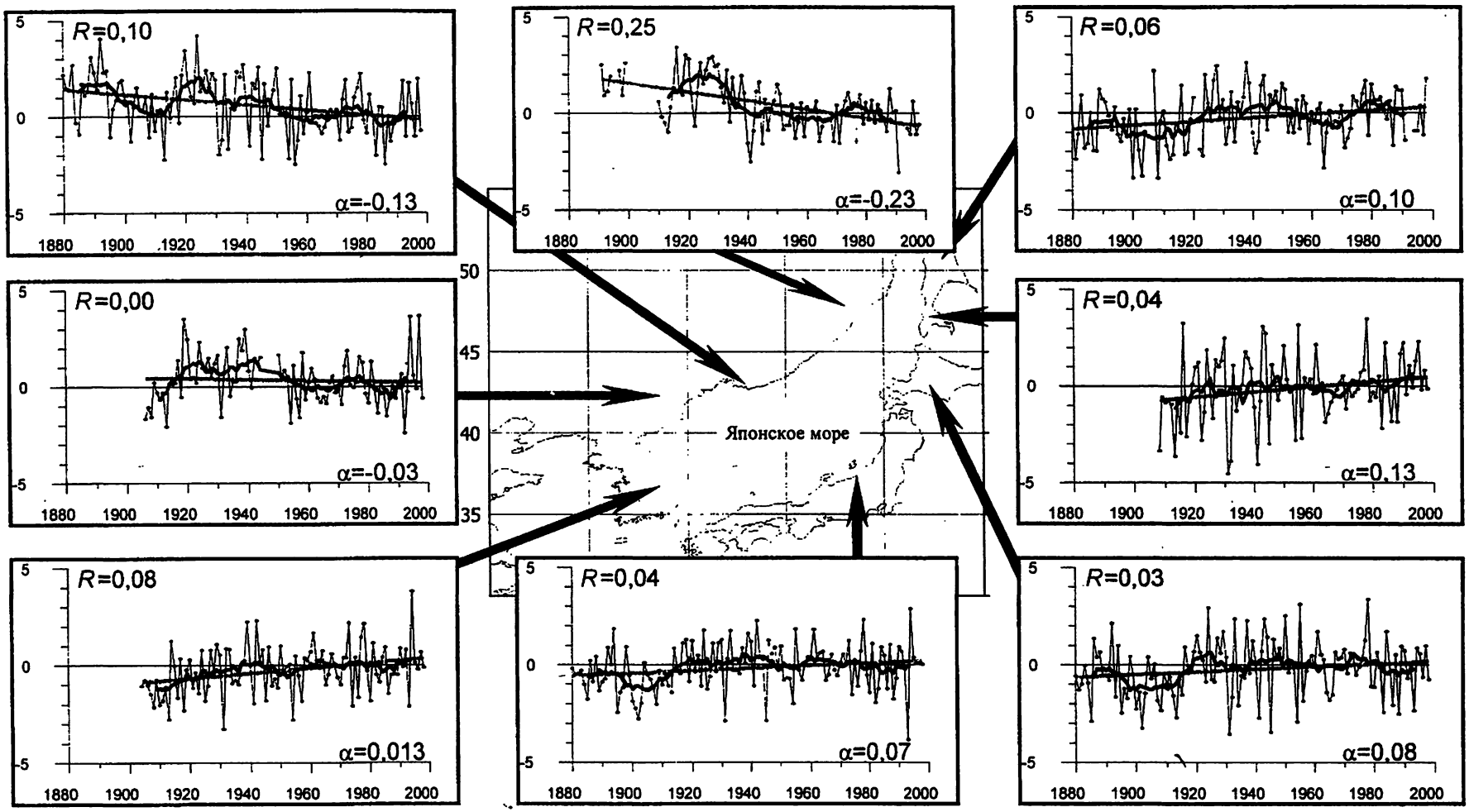


Рис. 7.11. Временной ход аномалий средних месячных температур воздуха в июле (база данных GHCN, Gridded data) со скользящим 11-летним осреднением и линейным трендом (R — коэффициент детерминации, α — значение тренда, °С/10 лет)

На основе автоматизированной базы данных ДВНИГМИ по срочным наблюдениям на станциях рассчитаны суммы отрицательных декадных температур воздуха и суммы декадных произведений TV (T — срочная температура воздуха, V — скорость ветра) за период с октября по апрель включительно в течение последних 50 лет. Анализ сумм отрицательных декадных температур воздуха как показателя суровости климата показывает (рис. 7.12), что на станциях северо-западного побережья от Советской Гавани до Посьета временной ход сумм отрицательных декадных температур воздуха имеет заметную тенденцию уменьшения (значимый на 5 %-ном уровне тренд достигает 3...7 °С/10 лет), что указывает на потепление в холодный период. На побережье Сахалина (Ильинский, Невельск) изменения неоднозначны: на юге (Невельск) отмечается рост отрицательных сумм (тенденция похолодания), значимый тренд здесь достигает −5,3 °С/10 лет, а к северу (Ильинский) имеет место тенденция уменьшения отрицательных сумм (1,6 °С/10 лет, тренд статистически незначимый).

Индекс (TV) косвенно отражает интенсивность теплопотерь и также служит показателем суровости климата в период отрицательных температур воздуха. Анализ временного хода отрицательных декадных сумм произведений (TV) за период с октября по апрель на прибрежных станциях Приморья показывает тенденцию к понижению. Это свидетельствует о том, что вместе с потеплением скорость ветра на северо-западном побережье существенно не

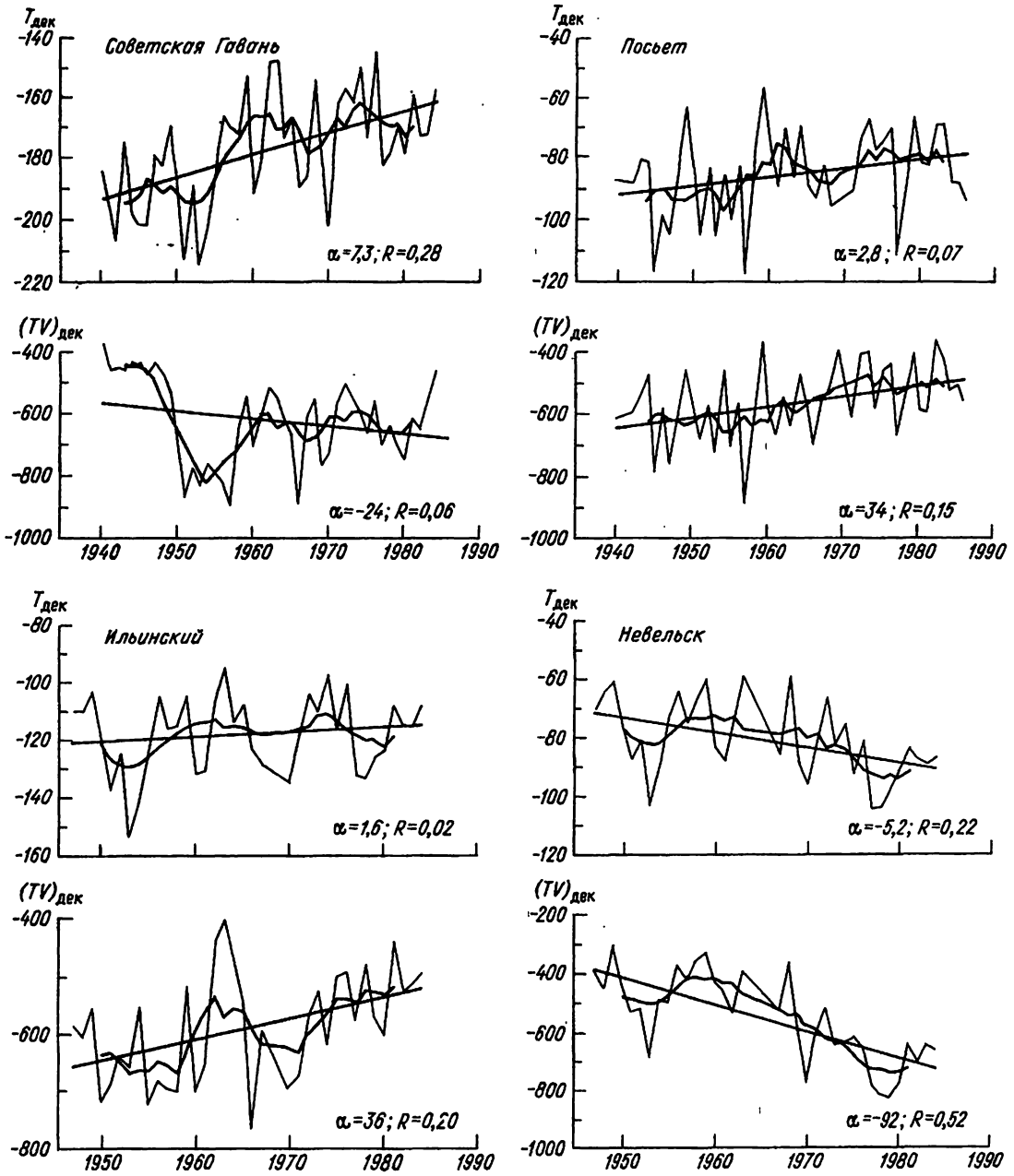


Рис. 7.12. Суммы отрицательных декадных температур воздуха ($T_{дек}$) и суммы декадных произведений срочных температур воздуха на скорость ветра $(TV)_{дек}$ за период с октября по апрель 1940—1986 гг. с линейными трендами и 11-летним осреднением

возрастает. В Советской Гавани значимый тренд отрицательных декадных сумм температур свидетельствует о потеплении в холодный период года (7,8 °С/10 лет), а показатель (*TV*) имеет тенденцию роста — вместе с потеплением в холодное полугодие наблюдается рост скорости ветра. В Невельске значимое увеличение отрицательных декадных сумм температур воздуха (похолодание) происходит на фоне роста скоростей ветра.

Вопрос об изменениях климатических условий и связанных с этим последствиях для окружающей среды и человека активно обсуждается в последние десятилетия. В качестве причины наблюдаемых изменений называется в первую очередь антропогенное воздействие, приводящее в усилению парникового эффекта за счет возрастания концентрации термодинамически активных примесей в атмосфере. Вырубание лесов, опустынивание одних районов, окультуривание и орошение других и прочие процессы, приводят к изменению свойств подстилающей поверхности и в частности ее альбедо.

Наблюдаемое в современный период во многих районах Северного полушария потепление обычно связывают с парниковым эффектом, вызванным ростом концентрации CO_2 и других термодинамически активных примесей в атмосфере. Учет данного эффекта в гидротермодинамических моделях климатической системы действительно приводит к росту моделируемой приземной температуры воздуха [86]. Однако географическая локализация зон максимального роста фоновой температуры воздуха в моделях приурочена к полярным районам [79] и снижается к зоне умеренных и южных широт.

По нашим данным, для восточной части Евразийского континента в целом за последние 50 лет можно отметить тенденцию к росту фоновой температуры воздуха, особенно заметную в зимний период [82]. Причем в северных регионах наблюдаемое повышение температуры воздуха статистически незначимо, а местами имеет место даже тенденция к похолоданию зимой. Кроме того, при явно выраженной тенденции к росту приземной температуры воздуха для большей части рассматриваемой зоны этот рост неоднороден по пространству и по сезонам [14]. Глобальная положительная тенденция наблюдается на фоне большой межгодовой изменчивости термических условий. Это позволяет предположить, что наблюдаемые изменения, в том числе и глобального тренда, связаны с определенным этапом в вековом колебательном процессе, характерном для нелинейных гидродинамических систем, к которым можно с полным правом отнести и атмосферную климатическую систему.

7.5. Зависимость температуры воздуха над морем от скорости и направления ветра

Исследование статистических закономерностей распределения метеорологических величин предполагает, в частности, выявление их комплексных показателей, например двухмерного распределения различных явлений и элементов погоды и климата. Одним из таких наиболее важных комплексных показателей является совместное распределение температуры воздуха и ветра над морем.

Как известно, термический режим в значительной степени определяется адвективным и трансформационным факторами. Так как зимой над морем велик вклад ветров со скоростью 10 м/с и более (35—50 %), можно предположить, что преобладает адвективный фактор. Следовательно, зимой термический режим над Японским морем будет во многом зависеть от термического режима очагов формирования воздушных масс, проходящих затем над морем. В теплом сезоне, когда в большинстве случаев (около 85 %) скорости ветра не превышают 9 м/с, а повторяемость слабых ветров (менее 5 м/с) увеличивается до 30—40 %, возрастает роль трансформации, когда воздушная масса, медленно пересекающая море, успевает подвергнуться его охлаждающему воздействию.

Зимой прослеживается более четкая зависимость температуры воздуха от направления переноса воздушных масс, тогда как летом при смене направления ветра фон температуры воздуха практически не изменяется (табл. 7.11). Температурные различия между воздушными массами, приходящими с континента и моря с октября по февраль включительно в среднем выше 4 °С.

Зимой холодная погода с наиболее низкими температурами воздуха над Японским морем связана с адвекцией воздушных масс с выхоложенного континента. Наиболее низкие температуры воздуха имеют место при северо-западных и северных ветрах, когда холодный воздух поступает непосредственно из центральной части азиатского антициклона (сибирский воздух). При западных ветрах на Японское море поступает континентальный умеренный воздух из более южных районов (Монголия и Китай), температура которого немного выше, чем температура сибирского воздуха.

Ветры юго-западные и южные в Японское море зимой приносят тепло (адвекция с Тихого океана), но в целом их повторяемость невелика, и существенного влияния на общий фон температуры воздуха они не оказывают.

С марта по сентябрь при различных направлениях ветра разность температур воздуха не более 1,5—2 °С, но в марте и сентябре, так же как и зимой, наиболее низким фоном температур отличается северо-западный перенос воздушных масс, с апреля по август — северо-восточный (ветры с Охотского моря и прилегающей акватории Тихого океана).

Наиболее высокие температуры воздуха в течение всего года характерны для южных, юго-восточных и юго-западных ветров. Даже над северной половиной моря зимой средние температуры при этих направлениях выше нуля: 2,9—3,2 °С в декабре, 0,5 и 1,2 °С в январе и феврале соответственно; летом средние значения достигают 13 (июнь) — 21 °С (август). Средние годовые температуры воздуха в зависимости от направления ветра различаются более чем на 2,5—3 °С.

Таблица 7.11

Средние температуры воздуха (T_0, °С) при различных направлениях ветра над Японским морем (по данным судовых наблюдений)

Месяц	Направление ветра								Средняя T_0
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
Северо-восточная часть моря (район 1)									
Январь	−6,3	−5,5	−4,4	−4,6	−2,7	−1,9	−3,5	−5,9	−5,1
Апрель	1,8	2,7	3,0	3,4	3,7	4,5	3,9	2,3	3,3
Июль	14,8	14,7	14,5	15,0	15,5	16,0	15,8	15,1	15,3
Октябрь	7,6	9,0	9,6	10,0	10,5	10,4	8,4	7,3	9,0
Год	4,7	5,5	5,7	6,1	6,8	7,2	6,1	4,8	
Северная половина моря (район 2)									
Январь	−3,7	−2,7	−0,9	−0,1	0,5	−0,5	−2,7	−4,0	−3,0
Апрель	4,6	4,3	5,3	6,1	6,0	5,4	4,9	4,7	5,2
Июль	16,4	15,9	16,9	17,9	18,1	17,6	17,8	17,4	17,2
Октябрь	10,5	11,7	12,8	13,1	13,3	12,0	10,1	9,3	11,2
Год	7,2	7,5	8,7	9,4	9,6	8,7	7,6	7,0	
Южная половина моря (район 3)									
Январь	2,4	4,0	5,1	5,5	6,6	6,5	3,8	1,8	3,4
Апрель	9,6	10,3	10,8	11,3	11,7	11,4	9,9	9,1	10,7
Июль	21,6	21,8	22,1	22,8	23,5	23,5	22,4	21,7	22,7
Октябрь	16,3	17,6	18,1	17,9	18,4	18,1	16,9	15,6	17,2
Год	12,6	13,5	14,1	14,4	15,1	15,0	13,3	12,2	
Западная часть моря (район 4)									
Январь	2,4	4,0	5,1	5,5	6,6	6,5	3,8	1,8	1,6
Апрель	9,2	8,9	11,5	11,6	12,2	10,4	10,5	10,1	10,5
Июль	21,6	21,8	22,1	22,8	23,5	23,5	22,4	21,7	21,0
Октябрь	16,7	15,7	16,6	18,0	17,9	17,0	16,0	16,6	16,6
Год	12,6	13,5	14,1	14,4	15,1	15,0	13,3	12,2	
Центральная часть моря (район 5)									
Январь	−0,7	1,0	2,3	2,8	3,7	3,9	1,0	−1,2	0,1
Апрель	6,1	7,2	7,7	8,6	8,7	8,4	6,9	6,4	7,7
Июль	19,9	19,8	20,1	21,3	22,1	22,2	20,9	19,9	21,0
Октябрь	13,9	15,6	17,0	16,5	16,6	16,7	15,0	13,1	15,2
Год	10,0	10,8	11,5	12,2	12,8	12,7	12,0	9,6	

При ветрах южной четверти горизонта наибольшая повторяемость в январе приходится на интервал температур 0—5 °С (43 % числа случаев ветров южной четверти) и ниже −20 °С температура не опускается. При данных направлениях переноса воздушных масс почти в 60 % случаев наблюдаются положительные температуры воздуха, в 70 % — температуры в интервале −5...5 °С и лишь около 4 % случаев сопровождается понижениями температуры до −10 °С и ниже.

При преобладающих ветрах зимнего муссона могут иметь место любые температуры воздуха, но модальный диапазон (на который приходится около 31 % числа случаев ветра данного направления) сдвигается в сторону более низких температур. Для северных и западных направлений — это 0...−5 °С, для северо-западных — это температуры воздуха от −5 до 10 °С. При ветрах северо-западных, западных или северных направлений в 65—75 % случаев температуры воздуха ниже нуля.

Летом при северо-восточных ветрах, повторяемость которых летом весьма значительна (более 20 %) фон температур ниже, чем при ветрах других направлений. Модальная градация приходится на диапазон 15—19,9 °С (58 % числа случаев северо-восточных ветров). При юго-западных или южных ветрах в 60 % случаев температура воздуха выше 20 °С, а более 10 % приходится на температуры выше 25 °С, тогда как при северо-восточных на данные значения приходится только 36 и 4 % случаев соответственно. Здесь адвективный фактор более ярко проявляется с ноября по март включительно, апрель—май и сентябрь—октябрь относятся к переходным периодам, когда температурный фон над морем формируется не под преобладающим воздействием какого-то одного фактора, а совместный вклад вносят адвекция и трансформация.

В районах, прилегающих к побережью Японского моря, в целом наблюдаются те же закономерности, но для района 1 наиболее холодными с января по июнь являются воздушные массы, поступающие с севера. Летом — это северо-восточный перенос, а более теплый воздух приходит сюда при юго-западных (январь—сентябрь) или южных потоках (октябрь—декабрь). Для западного района моря (район 4) разность между температурами воздуха по направлениям ветра практически в течение всего года остается довольно заметной (3—4 °С), за исключением июня и августа (1,5 °С).

Над центральной акваторией Японского моря с октября по март холодная погода с наиболее низкими температурами воздуха имеет место, как и в целом по морю, при адвекции воздушных масс с выхоложенного Евразийского континента (зимний

муссон), т. е. при северо-западных и северных потоках (январь, −0,7...−1,2 °С). Ветры с юга, особенно с западной составляющей, приносят тепло (январь, 2;8...3,9 °С, см. табл. 7.11). Такое положение сохраняется в течение почти всего года, только с мая по июль прохладная погода в большой степени определяется еще и влиянием холодного Охотского моря и прилегающей акватории Тихого океана, откуда происходит перенос воздушных масс на Японское море и его побережье. С мая по сентябрь Японское море накапливает тепло (разности температур вода—воздух отрицательны, охлаждающее воздействие моря проявляется в небольших различиях температур в зависимости от направления ветра (1—2 °С, рис. 7.13). Начиная с октября море отдает тепло, его влияние на воздушные массы также заметно, даже при адвекции холодного воздуха с северо-запада и высоких скоростях ветра. Зимой разности температур воздушных масс, приходящих с континента и с моря особенно велики и достигают в среднем 5—6 °С (рис. 7.14).

Зимой над северной половиной Японского моря наибольшая повторяемость (> 30 %) в целом приходится на ветры 5—9 и 10—14 м/с при температурах −0,1...−4,9 °С. При скоростях ветра более 20 м/с температуры воздуха практически не бывают ниже −20 °С, а наибольшая повторяемость (почти 30 %) при ветре 15—19 м/с приходится на интервал температур −5...−9,9 °С (табл. 7.12).

Ветры до 15 м/с и выше 20 м/с чаще всего (30 %) наблюдаются при температурах воздуха −0,1...−4,9 °С. Температуры воздуха выше 10 °С зимой с повторяемостью около 2 % могут отмечаться практически при любой скорости ветра, за исключением штормов (≥ 30 м/с), при которых имеют место отрицательные температуры воздуха от 0 до −15 °С.

Над южной половиной Японского моря также чаще всего зимой имеют место ветры 5—9 и 10—14 м/с (45 % случаев), но уже в интервале положительных температур воздуха — от 0 до 5 °С. Эта градация температуры имеет наибольшую эмпирическую вероятность при всех скоростях ветра. При штилях в подавляющем большинстве случаев (84 %) температура воздуха составляет от 0 до 10 °С.

В теплый период на юге моря наибольшая повторяемость относится к ветрам 5—10 м/с (58 %) при температуре выше 25 °С (табл. 7.13). С другой стороны, при таких температурах воздуха могут иметь место ветры любой скорости. При штилях температура воздуха в основном выше 20 °С (98 % случаев), а в 67 % случаев — выше 25 °С. Жаркие дни с температурой воздуха выше 30 °С в основном отмечаются при ветрах менее 10 м/с (83 %).

При анализе средних годовых температур воздуха при различных скоростях ветра по данным судовых наблюдений зимой можно отметить тенденцию роста температуры воздуха при уменьшении

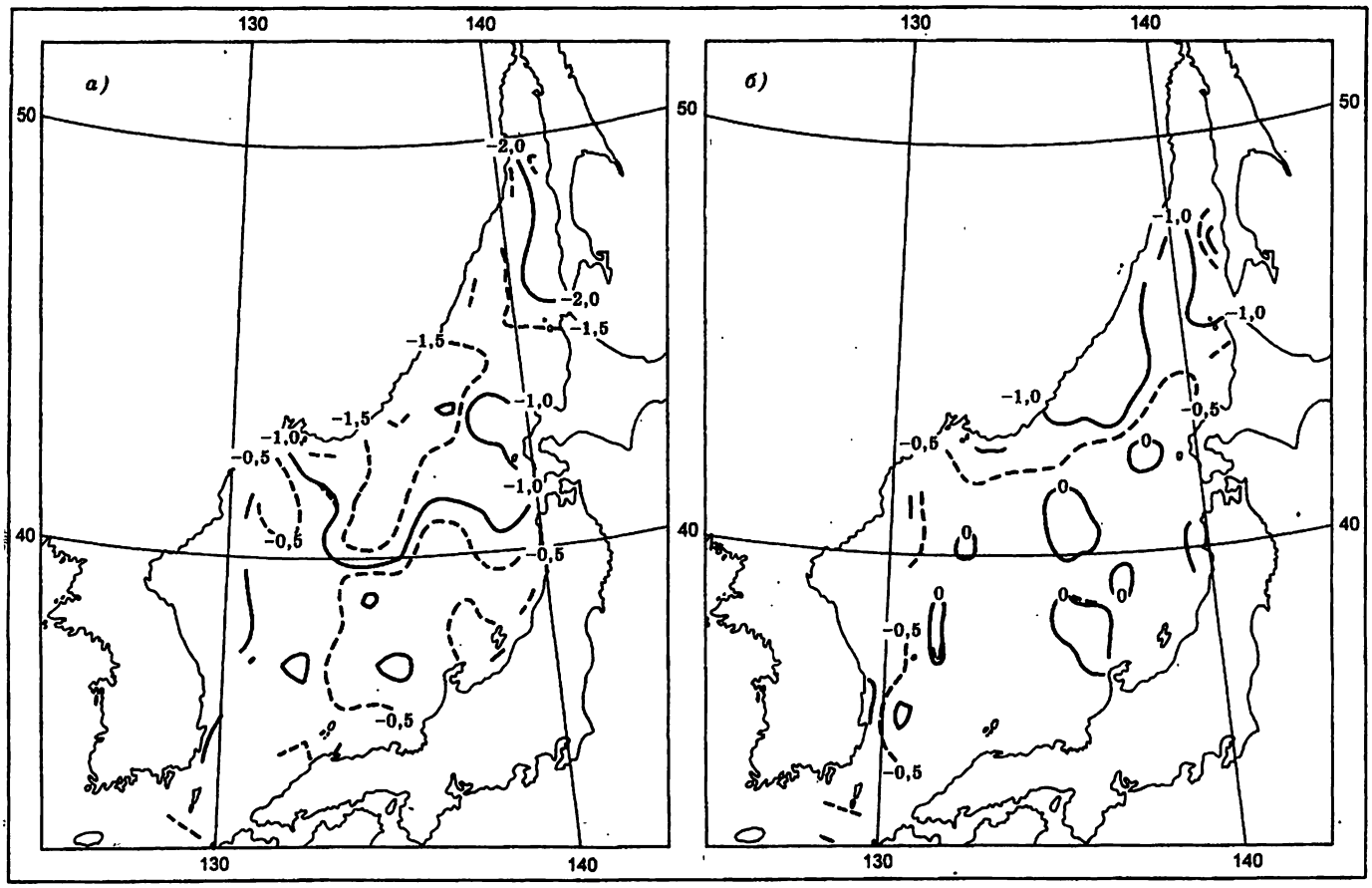


Рис. 7.13. Разность температур воды и воздуха над Японским морем в июне (*а*) и августе (*б*)

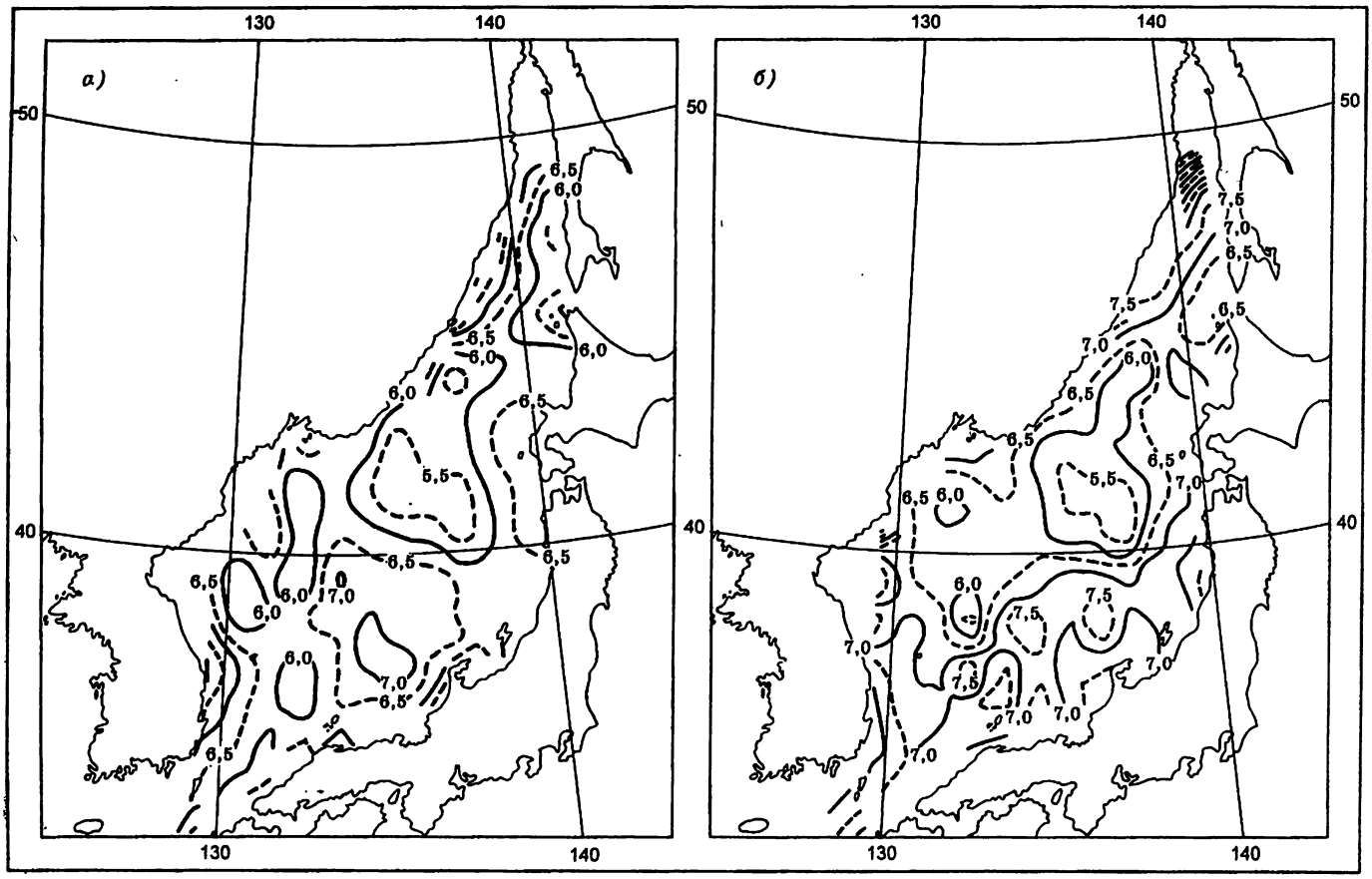


Рис. 7.14. Разность температур воды и воздуха над Японским морем в декабре (*а*) и январе (*б*)

скорости ветра (табл. 7.14). Слабее данная зависимость проявляется для северной акватории Японского моря и Татарского пролива, где разность между средними годовыми температурами воздуха при штиле и штормовом ветре не превышает 2,5 °С. Над центральной акваторией Японского моря данная разность составляет 6 °С, а у западных его берегов — 8 °С. Рост температуры воздуха при уменьшении скорости ветра наблюдается во все сезоны практически над всей акваторией Японского моря, за исключением северо-востока, но наиболее ярко проявляется зимой, когда заметно увеличивается повторяемость сильных ветров (табл. 7.15). Над северо-восточной акваторией с Татарским проливом

Таблица 7.12

Повторяемость (%) градаций скорости ветра при различных температурах воздуха в январе

Градация температуры воздуха, °С	Штиль	Скорость ветра, м/с					
		1—4	5—9	10—14	15—19	20—24	≥ 25
	Северная половина моря						
≤ −20	0,2	0,1	0,1	0,3	0,3		
−15...−19,9	2,1	1,5	1,7	2,5	4,2	7,1	
−10...−14,9	9,8	8,7	9,2	11,1	12,9	11,8	15,8
−5...−9,9	21,9	22,6	24,4	26,5	28,7	22,8	25,0
−0,1...−4,9	31,7	32,0	30,6	29,0	26,7	28,9	40,1
0...4,9	27,9	27,3	25,0	21,4	19,8	23,1	9,1
5...9,9	4,7	6,8	7,3	7,3	5,5	4,7	4,5
≥ 10	1,7	1,0	1,7	1,9	1,9	1,6	4,5
	530	**3711**	**9880**	**8596**	**2490**	**381**	**44**
	Южная половина моря						
≤ −10			0,2	0,3			
−5...−9,9	1,9	1,4	1,9	3,9	3,5		
−0,1...−4,9	5,7	9,0	13,0	20,5	22,5	19,5	
0...4,9	42,4	42,5	45,0	44,4	46,8	52,1	31,6
5...9,9	41,8	37,1	31,4	24,6	22,5	23,1	52,6
10...14,9	6,3	9,3	8,0	5,9	4,1	5,3	15,8
≥ 15	1,9	0,7	0,5	0,4	0,6		15,8
	158	**1738**	**5027**	**4561**	**1370**	**169**	**19**

Примечание. В табл. 7.12, 7.13 полужирным шрифтом выделено число случаев.

Таблица 7.13

Повторяемость (%) градаций скорости ветра при различных температурах воздуха в августе

Градация температуры воздуха, °С	Штиль	Скорость ветра, м/с				
		1—4	5—9	10—14	15—19	≥ 20
	Северная половина моря					
< 15	3,5	3,2	3,7	5,2	11,6	8,6
15—19,9	39,4	41,7	41,6	48,0	51,8	55,9
20—24,9	47,2	46,0	44,8	39,0	32,5	31,2
≥ 25	9,9	9,1	9,9	7,8	4,1	4,3
	1724	**7448**	**8863**	**2684**	**412**	**93**
	Южная половина моря					
< 20	1,9	2,6	2,4	2,1	4,6	7,4
20—24,9	30,6	37,6	39,2	40,9	44,9	44,4
25—29,9	60,3	54,4	53,2	53,6	50,5	48,2
≥ 30	7,2	5,4	5,2	3,4		
	468	**2551**	**3387**	**871**	**107**	**27**

Таблица 7.14

Средние годовые температуры воздуха (°С) при различных скоростях ветра

Район	Штиль	Скорость ветра, м/с					
		1—4	5—9	10—14	15—19	20—24	≥ 25
Северо-восточная часть (район 1)	6,0	5,7	5,6	5,4	5,2	4,9	4,6
Северная акватория (район 2)	8,4	8,1	7,9	7,2	6,5	6,2	6,0
Южная акватория (район 3)	14,5	14,0	13,7	13,1	12,6	12,4	11,0
У берегов Кореи (район 4)	12,1	12,6	12,7	12,1	10,7	6,1	3,1
Центральная акватория (район 5)	11,7	11,5	11,1	10,3	9,7	7,4	5,7

Таблица 7.15

Средние месячные температуры воздуха (°С) при различных скоростях ветра

Район	Месяц	Штиль	Скорость ветра, м/с			
			1—4	5—9	10—14	15—19
Татарский пролив	Январь	−5,8	−5,3	−5,5	−5,1	−4,5
	Апрель	3,1	3,2	3,3	3,3	3,2
	Август	18,0	17,8	17,8	17,5	17,0
	Октябрь	9,3	9,1	9,1	8,8	8,2
Северная акватория	Январь	−2,8	−2,6	−2,7	−3,3	−4,1
	Апрель	5,5	5,2	5,3	5,2	4,8
	Август	20,3	20,3	20,3	19,7	18,6
	Октябрь	12,3	11,7	11,4	10,4	9,4
Южная акватория	Январь	4,8	4,5	3,8	2,7	2,3
	Апрель	11,1	10,7	10,8	10,3	10,3
	Август	25,9	25,4	25,3	25,1	24,6
	Октябрь	17,7	17,7	17,4	16,4	15,0

имеет место обратная картина — с увеличением скорости ветра происходит рост температуры воздуха.

В течение зимнего периода примерно пятая часть всех рассмотренных ситуаций над Татарским проливом приходится на интервал температур воздуха от −0,1 до 9,9 °С при скоростях около 7 м/с. В 18 % случаев сильные ветры (≥ 15 м/с) наблюдаются при температуре воздуха ниже −10 °С, а в 32 % — выше 0 °С.

Пониженный фон температуры воздуха при сильных ветрах заметен над северо-восточной акваторией и летом, когда, например, в июне модальной является градация 10—14,9 °С, а при сильных ветрах — 5—9,9 °С. Даже в июле, когда наибольшую эмпирическую вероятность имеет диапазон температур воздуха 15—19,9 °С (около 50 %), при сильных ветрах модальной является градация температуры 10—14,9 °С, а на ситуации с сильными ветрами при температуре воздуха ниже 10 °С приходится около 4 % случаев.

О наличии статистически значимой связи свидетельствует корреляция между температурой воздуха и скоростью ветра у поверхности Японского моря в зимний период (рис. 7.15). Коэффициенты корреляции значимы на 95 %-ном уровне. Пространственная однородность знака коэффициентов корреляции подтверждает выявленные закономерности: для большей части Японского моря с увеличением скорости ветра имеет место понижение температуры воздуха, для Татарского пролива при увеличении скорости ветра имеет место рост температуры воздуха. Это свидетельствует о том, что, хотя причины усиления ветра зимой для Японского моря в целом и Татарского пролива могут быть общие (например, увеличение градиента в пограничной зоне между азиатским антициклоном и алеутской депрессией), адвекция температуры различается.

При усилении ветра Японское море, за исключением северо-восточной акватории, оказывается под воздействием передней части азиатского антициклона с континентальным переносом, при температурах ниже, чем в арктическом бассейне. Над северо-восточной акваторией в этот период обычно располагается периферия алеутской депрессии с тыловым переносом, берущим начало с морских акваторий.

Для летнего сезона однозначной статистически значимой связи между скоростью ветра и изменениями температуры над Японским морем выявить не удается (коэффициенты корреляции не превышают 0,2).

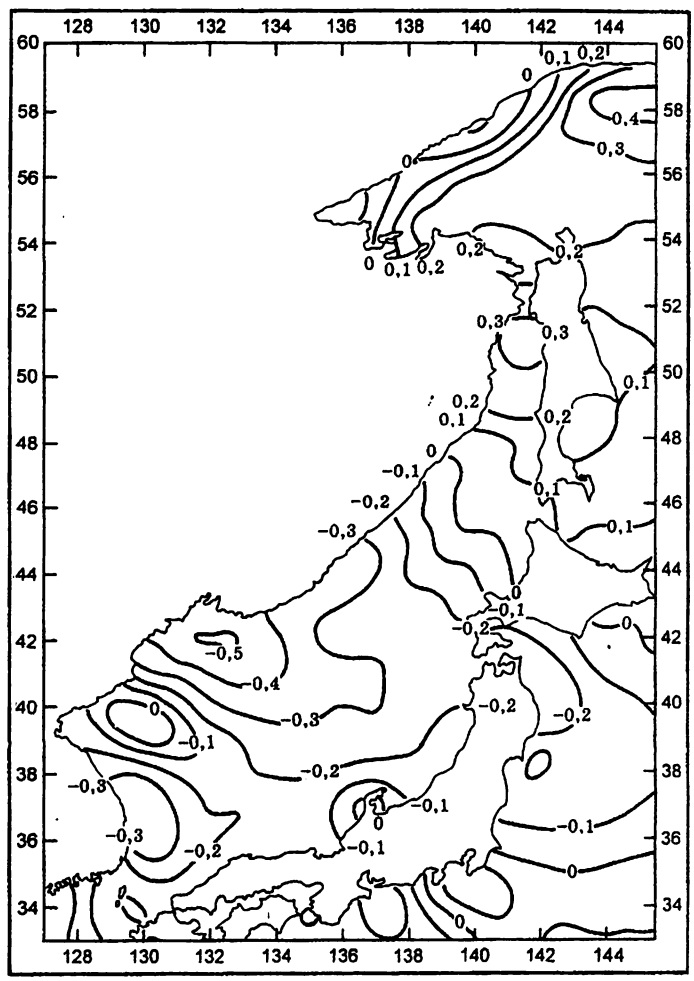


Рис. 7.15. Корреляционные коэффициенты между скоростью ветра и температурой воздуха у поверхности Японского моря зимой (1991—1998 гг., по данным анализа ECMWF)

Анализ, проведенный по данным наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях (1966—1986 гг.), совпадает с расчетами, полученными по данным анализа ECMWF для акватории Японского моря. Коэффициенты корреляции между скоростью ветра и температурой воздуха для станций северо-западного побережья Японского моря также отрицательны (например, для Посьета, Владивостока коэффициенты корреляции значимы на 95 %-ном уровне и составляют −0,3).

Зимние условия атмосферной циркуляции благоприятствуют адвекции холода с континента на северную часть Японского моря, что при значительной повторяемости здесь сильных и штормовых ветров (10—12 %) увеличивает суровость погоды и создает условия, благоприятствующие обледенению морских судов с ноября—декабря по март включительно. Особо неблагоприятные условия создаются в районе Татарского пролива. Над его северной частью уже в ноябре возможны ситуации с быстрым и очень быстрым обледенением. С декабря по март северная часть Татарского пролива покрыта льдом и зона быстрого и очень быстрого обледенения занимает более южное положение, достигая в феврале 43° с. ш. на западе и востоке моря и 45° с. ш. в центре рассматриваемой акватории. Наибольшая интенсивность обледенения отмечается в январе.

Комплексный анализ метеорологических условий позволил выявить наиболее существенные признаки, при которых наблюдается обледенение морских судов, в большой степени определяющее ся сочетанием температур воды и воздуха, скорости и направления ветра и высоты волн. Дополнительным фактором, увеличивающим опасность обледенения, является наличие парения моря, тумана, атмосферных осадков, когда обледенение возникает даже при слабых ветрах, иногда и в безветренную погоду.

Как показывает анализ конкретных ситуаций на северной акватории Японского моря, обледенение зимой возможно при значительном диапазоне гидрометеорологических характеристик, но более типичными гидрометеорологическими условиями являются: северо-западные, северные и западные ветры при скорости 10—14 м/с, температура воздуха −5...−9 °С, температура воды ниже 4 °С. Обледенению сопутствуют сильные ветры (примерно 4-я часть всех случаев обледенения приходится на ситуации при ветрах 15 м/с и более) и низкие температуры воздуха. Начаться обледенение может при любой высоте волн, но, как правило, интенсивность его возрастает с увеличением их высоты.

Редкие случаи обледенения (около 4 %) зафиксированы попутными судовыми наблюдениями при слабо положительных температурах воздуха. Эти случаи в основном относились к восточным, юго-восточным и южным направлениям ветра при скоростях до 15 м/с и связаны были, очевидно, с переходом судов в район угрозы обледенения из областей с более низкими, отрицательными, температурами воздуха.

8. ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕ ВОЗДУХА

Содержание водяного пара в воздухе определяется условиями атмосферной циркуляции, термическим состоянием воздушных масс, физико-географическими особенностями района. К показателям влагосодержания воздуха относятся: парциальное давление (упругость) водяного пара, относительная влажность воздуха, дефицит влажности и др.

В зимнее время на влагосодержание воздуха над Японским морем большое влияние оказывает перемещающийся с Евразийского континента континентальный умеренный воздух, обладающий малой влажностью и низкими температурами. В то же время дальневосточные моря и южные прибрежные районы находятся на пути движения активных циклонов, с которыми сюда вторгаются массы влажного морского умеренного воздуха. Поступая с теплого Тихого океана на более холодное Японское море, морской умеренный воздух приобретает устойчивую стратификацию [62—64, 75, 76 и др.], и при достаточном влагосодержании в нем образуются слоистые облака и могут выпадать осадки. Эти условия более выполняются для восточной половины моря, южнее Сахалина, где образование облачности и осадков в зимнее время в большой степени определяется эффектами запруживания воздушных масс.

Летом по периферии северотихоокеанского антициклона на Японское море поступает относительно теплый и влажный морской умеренный воздух с Тихого океана, который, перемещаясь над Японским морем, выхолаживается, увеличивает свою устойчивость. Он характеризуется слоистой облачностью, моросью и густыми туманами, сохраняющимися по несколько дней.

8.1. Парциальное давление водяного пара

Парциальное давление (упругость) водяного пара e (гПа) является основной характеристикой влажности воздуха и показывает ту часть общего давления воздуха, которая обусловлена водяным паром, содержащимся в воздухе. Парциальное давление водяного пара растет к югу Японского моря соответственно росту температуры воздуха и способности атмосферы вследствие этого удерживать все большее количество водяного пара (рис. 8.1, по данным [39]).

Зимой значение парциального давления водяного пара изменяется от 2—3 гПа на севере до 5—6 гПа на юге моря. Наибольшее значение характерно для летних месяцев в целом с максимумом в августе — от 12—16 гПа на севере до 20—22 гПа на

юге моря. В сентябре парциальное давление водяного пара превышает соответствующие показатели для июня на 15—20 %. Аналогичное распределение в течение года имеет парциальное давление водяного пара на побережье (см. рис. 8.1), причем с октября по март значения еще меньше, чем на море [56].

Суточный ход парциального давления водяного пара имеет сглаженный характер. Изменения от срока к сроку не превышают 0,1—0,3 гПа, различия между максимумом, который относится к времени наступления максимума температуры воздуха (местный полдень), и минимумом, относящимся к времени наступления минимума температуры воздуха (около времени восхода Солнца), составляют 1—1,6 гПа осенью и 0,2—0,7 гПа в остальное время года (по данным [56]).

8.2. Относительная влажность воздуха

Распределение относительной влажности воздуха (f %), которую можно определить как отношение фактического парциального давления водяного пара (e) к парциальному давлению при насыщении для той же температуры воздуха, над различными районами побережья и моря имеет как общие черты, так и особенности.

Простой годовой ход относительной влажности воздуха с минимумом в один из зимних месяцев, чаще в январе (50—60 %), и максимумом в июле (80—90 %) имеет место на западном побережье. Заметно некоторое уменьшение средних месячных значений относительной влажности воздуха при движении от северных районов побережья к югу (рис. 8.2).

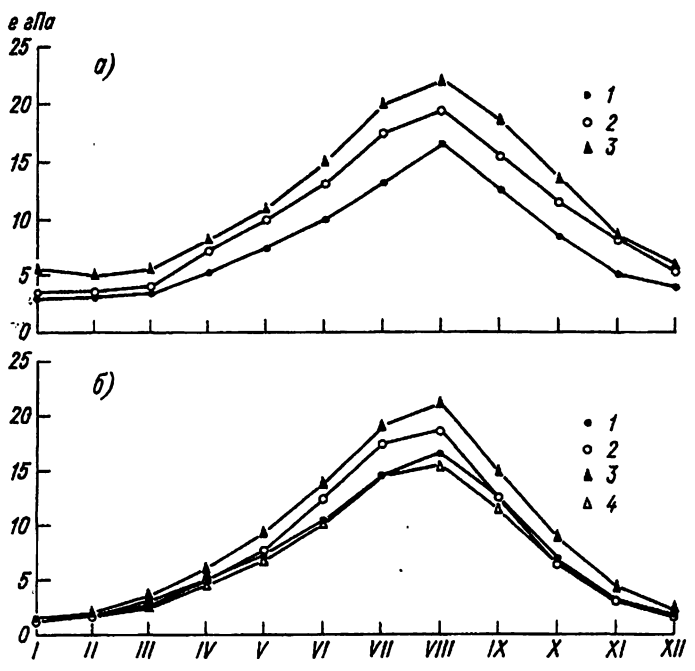


Рис. 8.1. Годовой ход парциального давления водяного пара над Японским морем (*а*) и на побережье Приморского края и Сахалина (*б*)

а: *1* - север моря (район 2), *2* — центральная часть, *3* — юг моря (район 3); *б*: *1* — Золотой, *2* — Богополь, *3* — Владивосток, *4* — Александровск-Сахалинский

Для восточного побережья различия в годовом ходе над его северными и южными районами касаются временного положения минимума относительной влажности воздуха, поскольку максимум и для прибрежных районов и для акватории моря относится к июлю (80—95 %). На севере восточного побережья в годовом ходе имеются два минимума (основной и вторичный), приходящиеся октябрь—ноябрь и март—апрель (67—73 %). На юге восточного побережья минимум относительной влажности воздуха наблюдается в марте—апреле (74 %), а на крайнем юге — в январе (66—70 %).

Годовая амплитуда относительной влажности воздуха на западном побережье составляет 30—40 %, на восточном 10—15 % с увеличением от южных районов к северным. Над центральной акваторией Японского моря и в его восточной части в течение всего года сохраняются высокие значения относительной влажности воздуха (70—95 %) с минимумом в феврале, максимумом в июле [39]. На западе моря зимой под воздействием сухого зимнего муссона средняя месячная относительная влажность уменьшается до 50—60 % (январь), что наиболее ярко проявляется у побережья Приморского края.

Наиболее высокие значения относительной влажности над западной половиной Японского моря

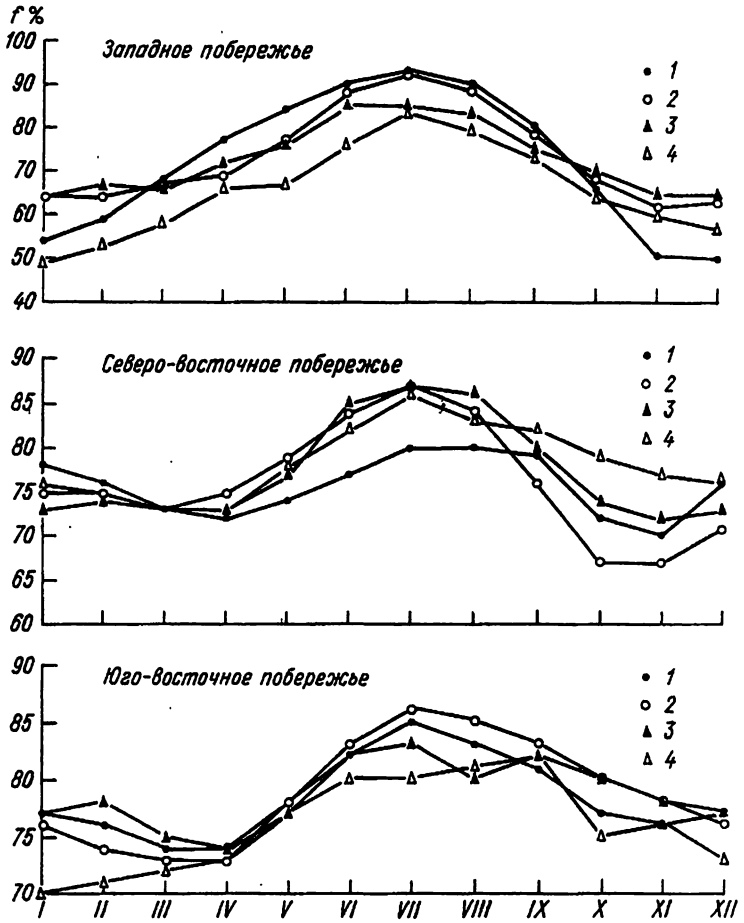


Рис. 8.2. Средняя месячная относительная влажность воздуха (%) на побережье Японского моря

Западное побережье: *1* — Золотой, *2* — Владивосток, *3* — Ким-Чак, *4* Пусан; северо-восточное побережье: *1* — Александровск-Сахалинский, *2* — Вакканай, *3* — Суццу, *4* — Акита; юго-восточное побережье: *1* — Сакката, *2* — Вадзима, *3* — Мацуэ, *4* — Фукуока

приходятся на период активности летнего муссона (июнь—август). В это время одновременно наблюдаются высокие значения парциального давления водяного пара и температуры воздуха, а средние месячные значения относительной влажности составляют около 90 %. Эти условия не отнесешь к комфортным, и они довольно трудно переносятся человеком. По сочетанию температуры воздуха и высокой относительной влажности Японское море относится к зоне периодической духоты [13]. Здесь наблюдаются ситуации с устойчиво стратифицированными воздушными массами при небольшой скорости ветра.

Эмпирическая вероятность относительной влажности более 70 % над западной половиной моря летом превышает 80 % (а в июле — 92 %), а значения 90 % и выше встречаются в 54—70 % случаев. Зимой, наоборот, в преобладающем большинстве случаев (72—77 % общего числа наблюдений в данном месяце) относительная влажность менее 70 %, а в 30—35 % из них — ниже 50 %. С марта начинается быстрое увеличение повторяемости относительной влажности, превышающей 90 %. Летом, особенно в первой половине, значения относительной влажности отличаются заметной устойчивостью, связанной с муссонной деятельностью. С начала августа и в течение осени относительная влажность уменьшается.

Над восточными районами моря относительная влажность практически в течение всего года выше 65—70 %. Не являются исключением и зимние месяцы, поскольку при перемещении к востоку сухой и холодный континентальный воздух существенно трансформируется — нагревается и увлажняется; в восточной части моря и над восточным побережьем он характеризуется относительной влажностью, превышающей 70—80 %.

Для суточного хода относительной влажности воздуха характерен послеполуденный минимум и утренний максимум. Нередко такой суточный ход нарушается вследствие непериодических изменений относительной влажности воздуха, как и других метеорологических величин, что обусловлено многообразием процессов со сменой воздушных масс, обладающих специфическими свойствами. Например, зимой, а также в переходные сезоны года периоды высокой относительной влажности (выше 70 %) в прибрежных районах Японского моря связаны с циклонической деятельностью.

Анализ связи температуры и относительной влажности воздуха показывает, что рост температуры воздуха сопровождается увеличением относительной влажности воздуха, хотя для зимы эта зависимость не является линейной. Наиболее высокие значения относительной влажности воздуха над западной частью моря и его западным побережьем в течение всего года наблюдаются при ветрах южных румбов — юго-восточных, южных и юго-западных направлений. Летом фон относительной влажности сохраняется на уровне 70—100 % при любых направлениях ветра с сохранением вышеуказанной тенденции. Заметен рост относительной влажности с увеличением скорости ветра зимой, когда циклоническая деятельность над морем, с которой связано усиление ветра, благоприятствует выносу на побережье влажного воздуха.

Для восточного побережья Японского моря и его восточной акватории ход относительной влажности при различных направлениях ветра в целом такой же, как для западных районов, но здесь в течение всего года устойчиво сохраняются высокие средние месячные значения относительной влажности воздуха, даже при ветрах зимнего муссона, которые выносят на Японское море первоначально холодные и сухие воздушные массы.

Поскольку архивы срочных судовых наблюдений не позволяют получить статистические характеристики относительной влажности над морем, последние рассчитывались по срочным данным станции Владивосток, которые отражают общие особенности годового хода для западного побережья, а также западной части моря (см. рис. 8.2). Анализ статистических характеристик относительной влажности воздуха показывает резкие различия эмпирических распределений для зимы и лета (рис. 8.3, табл. 8.1). В январе и феврале разности между выборочными средними, медианными и модальными значениями относительной влажности не превышают 9 %, в декабре больше — до 19 %, эмпирическое распределение ограниченное колоколо-

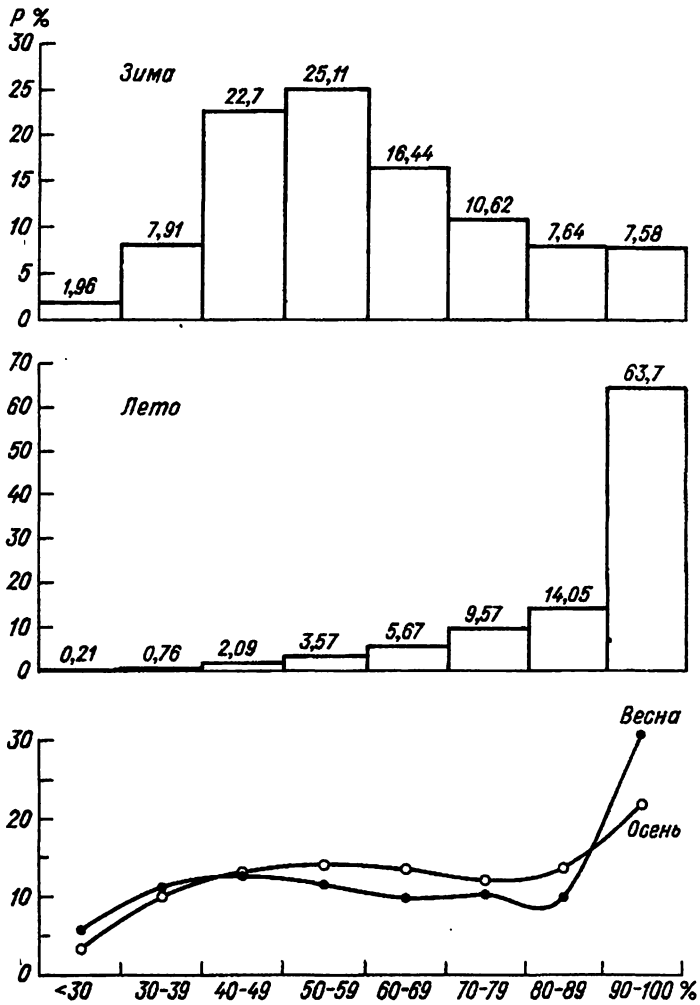


Рис. 8.3. Эмпирическое распределение относительной влажности над западным побережьем Японского моря воздуха по сезонам

Таблица 8.1

Статистические характеристики относительной влажности воздуха по срочным данным (Владивосток, 1960—1990 гг.)

Месяц	$f_{ср}$	Me	Mo	σ	As	E	Повторяемость (%) наблюдений в интервале «среднее ± σ»
Декабрь	60	55	41	17,9	0,46	−0,68	64
Январь	59	56	53	15,7	0,64	−0,12	69
Февраль	60	54	51	18,0	0,59	−0,46	70
Июнь	89	97	99	16,3	−1,77	2,49	85
Июль	91	96	99	12,2	−1,74	2,86	85
Август	86	91	99	15,6	−1,15	0,55	82

образное с положительной асимметрией и отрицательным эксцессом. Летом распределение также одномодальное, островершинное, но с большой асимметрией (J-образное). Разности между выборочными мерами положения составляют от 2 до 13 %. В интервале «среднее ± σ» сосредоточено более 80 % наблюдений, тогда как зимой — 64—70 % наблюдений.

Наблюдения над морями предусматривают инструментальные измерения характеристик влажности, однако большая часть информации (около 80 %), судов, проводящих наблюдения, по различным причинам не содержит оценок влажности. Для получения ориентировочных оценок влажности над морем иногда достаточно имеющейся инструментальной информации, но, например, для расчета составляющих теплового баланса, особенно затрат тепла на испарение, имеющаяся информация часто является неполной. Для восстановления характеристик влажности над морями используются различные эмпирические соотношения, полученные с помощью анализа соответствующих оценок по данным прибрежных станций, по имеющимся неэквидистантным наблюдениям над морскими акваториями. Например, при разработке методики расчета эффективного излучения поверхности океана Г. В. Гирдюк, С. П. Малевский-Малевич (Труды ГГО, 1973, вып. 297) предлагают расчетный путь влажности на основании зависимости

$$\sigma T_a^4 = 0{,}018a^{0.614} + 0{,}126a^{0.307} + 0{,}226,$$

где a — абсолютная влажность воздуха (плотность водяного пара в воздухе, г/м^3) — величина, близкая к парциальному давлению водяного пара; T_a — температура воздуха над морем.

На основании использования информационной базы COADS Naoki Hirose, Jong-Hwan Yoon, Ternynki Takata (Kyushu University, Japan, 1997) предлагают эмпирическую зависимость между температурой точки росы T_d и температурой воздуха над морем T_a:

$$T_d = 1{,}05T_a - 5{,}07.$$

Точка росы характеризует температуру, при которой воздух достигает состояния насыщения (по отношению к воде) при данном содержании водяного пара и неизменном давлении. Разность между фактической температурой воздуха и точкой росы называется дефицитом точки росы. Дефицит точки росы показывает, на сколько градусов должна понизиться фактическая температура воздуха, чтобы водяной пар, содержащийся в нем, достиг состояния насыщения (т. е. состояния с максимально возможным содержанием водяного пара при данной температуре воздуха).

Оценки, полученные авторами данного раздела при использовании объединенного архива на основании данных COADS и отечественных наблюдений (всего около 10 тыс. наблюдений после исключения недостоверных характеристик), показывают наличие линейной связи при мере обусловленности (направлении корреляции) 0,75—0,79, например, в январе и августе:

$$T_d = 0{,}97T_a - 4{,}82 \text{ (январь)};$$

$$T_d = 0{,}90T_a - 0.45 \text{ (август)},$$

что в среднем дает (при выборочных средних температурах воздуха над морем) дефициты точки росы для зимы — около 4—5 °С, для лета — около 1—2 °С и соответствует средним выборочным оценкам.

9. ДАЛЬНОСТЬ ВИДИМОСТИ, ОБЛАЧНОСТЬ И ТУМАНЫ

9.1. Метеорологическая дальность видимости

Над морем определение метеорологической дальности видимости производится визуально и имеет свои особенности. При плавании вблизи берегов для определения дальности видимости используют имеющиеся в поле зрения и обозначенные на карте отдельные горы, мысы, маяки и другие объекты, расстояние до которых известно. В открытом море при отсутствии в поле зрения каких бы то ни было объектов, допускается оценка реальной видимости поверхности моря по четкости линии горизонта или по дальности видимости поверхности моря (при этом на глаз определяют, на каком расстоянии поверхность моря становится невидимой). В темное время суток понятие «метеорологическая дальность видимости» применяется как условная характеристика прозрачности воздуха и определяется или по дневной видимости с учетом наблюдающихся атмосферных явлений и их интенсивности [72]. При невозможности визуального определения видимости следует руководствоваться статистическими данными связи метеорологической дальности видимости с атмосферными явлениями. Например, при тумане в зависимости от ин-

тенсивности явления видимость меняется от 1000 до 0 м и относится к категории «очень плохая», при дымке в зависимости от ее интенсивности видимость может быть от 10 до 1 км. Ухудшение видимости может быть вызвано осадками — например, при сильном снегопаде видимость может быть снижена до 200—50 м, при снежных зарядах — даже до 0 м, при сильном дожде видимость ухудшается — до 2—1 км, при мороси — 10—4 км.

При визуальном определении дальности видимости в морской практике используется 10-балльная шкала (табл. 9.1), каждый балл которой означает нижнюю границу интервала, в пределах которого находится дальность видимости в срок наблюдения. Например, видимость 5 баллов (1 миля, или 2 км) означает, что береговые признаки, четкость горизонта в открытом море (или признаки погоды), с помощью которых определяется дальность видимости, находятся на расстоянии 1—2 мили (или соответствуют условиям видимости 1—2 мили, или 2—4 км).

Таблица 9.1

Шкала метеорологической дальности видимости, определяемой визуально

Характеристика видимости	Код	Балл	Дальность видимости, км	Интервал
Очень плохая	90	0	Менее 0,05	0—50 м (0—1/4 кб)
	91	1	0,05	50—200 м (1/4—1 кб)
	92	2	0,2	200—500 м (1—3 кб)
	93	3	0,5	500—1000 м (3—5 кб)
Плохая	94	4	1	1—2 км (1/2—1 миля)
Средняя	95	5	2	2—4 км (1—2 мили)
	96	6	4	4—10 км (2—5 миль)
Хорошая	97	7	10	10—20 км (5—11 миль)
Очень хорошая	98	8	20	20—50 км (11—27 миль)
Исключительная	99	9	50 и более	Более 50 км (более 27 миль)

Примечание. 1 кб (кабельтов) = 0,1 морская миля = = 185,2 м.

Основным метеорологическим явлением, ухудшающим видимость летом, являются туманы, повторяемость которых велика над северной половиной моря, особенно вдоль южного побережья Приморья, где проходит Приморское холодное течение, и над водами Татарского пролива. Зимой видимость ухудшается в основном при снегопадах и метелях (зимние туманы над морем наблюдаются нечасто).

Суммарная повторяемость дальности видимости до 0,5 мили (до 1000 м — очень плохая видимость) для всех районов Японского моря имеет максимум в июле, который составляет 5—10 % общего числа наблюдений над южной половиной моря и 20—38 % над северной акваторией. Наиболее неблагоприятные условия по дальности видимости имеют место летом у берегов Приморского края и в Татарском проливе, зимой — у восточных берегов Японского моря, особенно у Южного Сахалина и Хоккайдо (рис. 9.1). Над северо-восточной акваторией и южной половиной моря наблюдается слабо выраженный вторичный максимум (в январе), в среднем достигающий 6 % в северо-восточной части моря (рис. 9.2, табл. 9.2). Очень плохой видимости над морем сопутствуют такие атмосферные явления, как туманы и интенсивные снегопады, а вблизи побережья — сильная мгла.

Плохая видимость 0,5—1 миля (1—2 км) связана обычно с дымкой, снегопадами или очень сильным дождем интенсивностью более 10 мм/ч. В целом ее повторяемость по судовым данным невелика (не более 4,5 %) и чаще она наблюдается в холодное время года, хотя у берегов Корейского полуострова основной максимум повторяемости приходится на летний период.

При слабой дымке, слабом снеге, умеренном или сильном дожде отмечаются средние условия видимости (1—2 и 2—5 миль) с максимальной повторяемостью, как и плохой видимости, зимой (до 5 % общего числа случаев).

Таким образом, суммарная повторяемость неблагоприятных условий по дальности видимости (очень плохой и плохой и средней 1—2 мили) для всех районов Японского моря имеет основной максимум в июле и вторичный — в январе. Летний максимум повторяемости дальности видимости до 2 миль составляет 10, 22 и 28 % общего числа наблюдений над южной половиной моря, северо-восточной и северной акваториями соответственно. Средние условия дальности видимости от 2 до 5 миль (4—10 км) над северо-восточной частью моря имеют наибольшую повторяемость в зимние месяцы (до 14 % в январе), над остальной акваторией Японского моря — летом (в июне или июле, 11—14,5 %).

Наиболее благоприятными условиями по дальности видимости отличается осень, когда суммарная повторяемость очень хорошей и исключительной видимости (11 миль и более) превышает 65—70 %, а в октябре достигает 75—80 %. Кроме того, имеется локальный максимум высокой повторяемости хорошей видимости в марте — около 70 %. Отметим, что основной минимум неблагоприятных условий по дальности видимости также относится к октябрю (1—3 %), вторичный — к марту (4—8 %). При этом осенью повторяемость очень плохой видимости составляет не более 2 % (в октябре над южной половиной моря видимость менее 0,5 мили может наблюдаться не каждый год). Пик исключительно хорошей видимости (более 27 миль) также приходится на осень (правда, ее повторяемость даже в осенние месяцы над морем невелика — от 5—6 до 8 %).

Летом повторяемость дней с очень хорошей видимостью снижается до 50—60 %, а в июле, например, условия с очень хорошей видимостью наблюдаются в среднем менее чем в половине случаев (до 41 %). Над центральной открытой акваторией Японского моря (район 5) прослеживаются те же особенности распределения повторяемости различных градаций метеорологической дальности видимости, что и над другими районами Японского моря. Однако максимум повторяемости видимости до 3 кб (до 500 м) сдвигается на май (табл. 9.3).

В связи с тем что при требованиями техники безопасности выход в море при плохих условиях видимости откладывается, при анализе данных су-

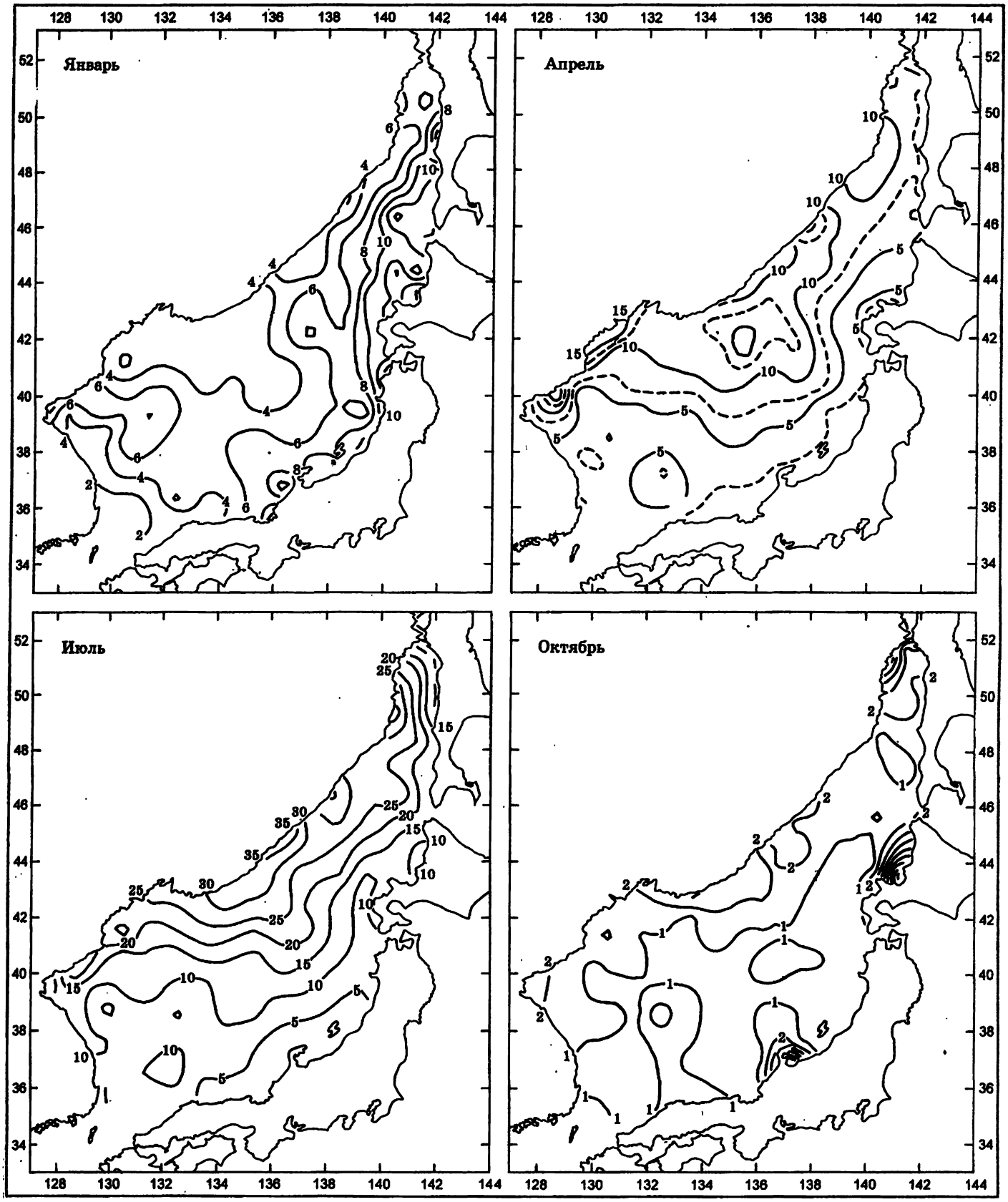


Рис. 9.1. Повторяемость (%) видимости 0—4 балла (менее 1 мили) над Японским морем

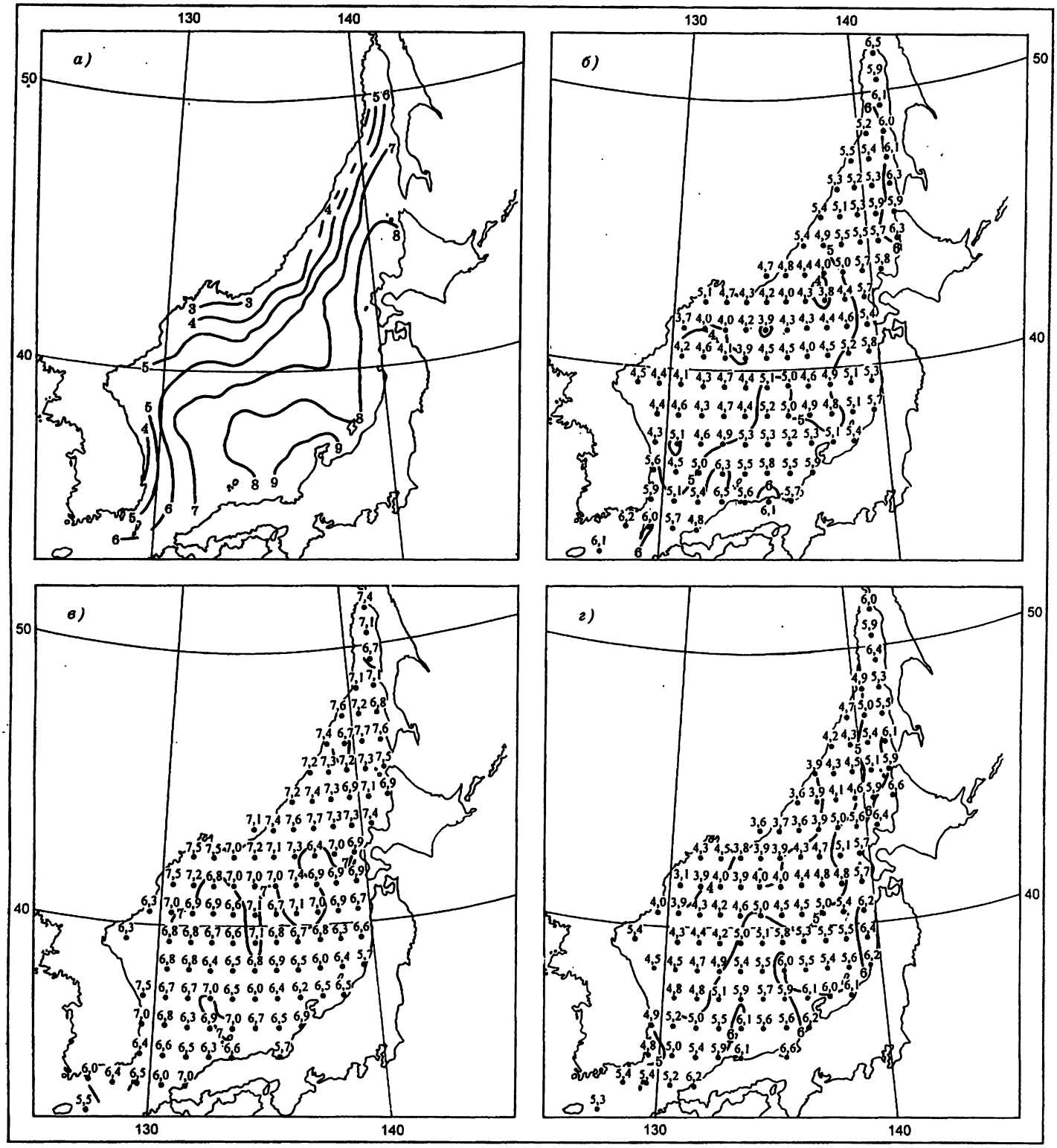


Рис. 9.2. Общее количество облаков над Японским морем в январе (*а*), апреле (*б*), июле (*в*) и октябре (*г*), по судовым данным

Таблица 9.2

Повторяемость (%) градаций метеорологической дальности видимости над Японским морем

Месяц	Дальность видимости (нижняя граница интервала), км									
	0,01	0,05	0,2	0,5	1	2	4	10	20	50
	Северо-восточная часть (район 1)									
Год	0,4	1,4	2,7	3,0	1,8	2,5	9,4	17,8	57,5	3,5
Январь	0,1	0,6	2,2	2,8	4,5	5,1	13,9	19,0	50,2	1,5
Апрель	0,3	0,9	1,9	2,6	1,6	2,6	9,9	20,3	56,8	3,0
Июль	1,0	3,4	6,5	6,7	1,8	2,6	9,9	18,6	47,5	2,1
Октябрь	(0,0)	0,1	0,2	0,4	0,8	1,5	7,4	16,2	67,5	5,9
	Северная часть (район 2)									
Год	0,6	1,4	2,5	2,7	1,4	2,0	8,3	16,5	59,5	5,0
Январь	0,1	0,3	1,0	1,3	2,2	2,8	8,2	16,4	62,6	5,0
Апрель	0,7	1,7	3,0	3,2	1,2	1,9	11,1	18,0	55,4	3,7
Июль	2,1	4,9	8,0	7,9	1,9	2,8	11,2	19,9	38,9	2,4
Октябрь	0,2	0,2	0,5	0,6	0,4	0,8	5,5	13,0	71,2	7,7
	Южная часть (район 3)									
Год	0,2	0,4	0,8	1,2	1,1	2,0	9,7	22,4	58,6	3,5
Январь	0,1	0,3	1,2	1,3	2,6	3,1	11,4	24,7	53,2	2,1
Апрель	0,2	0,6	0,9	1,5	0,8	1,9	10,9	21,9	57,5	3,7
Июль	0,6	1,1	1,6	3,1	1,2	2,7	13,9	25,9	47,5	2,3
Октябрь	(0,0)	(0,0)	0,2	0,2	0,3	0,6	5,4	17,7	69,7	5,9
	Западная часть (район 4)									
Год	0,2	0,4	0,8	1,1	1,0	1,5	7,0	19,4	65,2	3,5
Январь	(0,0)	0,4	0,4	0,6	1,2	2,6	4,5	16,3	69,9	4,1
Апрель	0,3	(0,0)	0,3	2,5	0,5	0,5	11,3	23,3	59,6	1,8
Июль	0,9	1,3	5,0	3,1	1,9	2,2	14,5	23,0	46,5	1,6
Октябрь	(0,0)	(0,0)	0,3	0,3	(0,0)	0,6	3,3	18,2	72,5	4,8

Примечание. В табл. 9.2, 9.3 (0,0) означает менее 0,05 %.

Таблица 9.3

Повторяемость (%) градаций метеорологической дальности видимости (VV — нижняя граница интервала, км) над центральной акваторией Японского моря

VV	Год	Месяц											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,01	0,4	0,1	(0,0)	0,2	0,6	1,1	1,0	1,0	(0,0)	0,1	0,1	0,1	(0,0)
0,05	0,9	0,2	0,2	0,5	1,4	2,4	1,8	2,2	0,9	0,1	(0,0)	0,1	0,4
0,2	1,5	0,8	0,9	0,7	2,4	3,9	3,6	3,1	0,8	0,3	0,1	0,2	0,7
0,5	2,0	1,4	1,1	1,0	2,9	3,8	5,3	4,8	1,6	0,3	(0,0)	0,3	0,9
1	1,2	2,1	1,8	1,0	0,8	1,3	1,2	1,3	0,8	0,2	0,4	0,7	1,8
2	2,1	2,8	2,8	1,6	1,9	2,1	2,7	3,1	2,1	0,8	0,6	1,2	2,8
4	9,2	11,5	9,1	8,1	11,5	10,0	11,4	12,6	10,2	6,1	4,9	5,8	8,5
10	20,7	22,8	20,6	18,5	20,5	22,1	23,4	22,5	22,0	16,4	17,1	18,9	21,9
20	58,3	55,7	60,0	63,9	54,1	49,8	46,6	46,7	57,2	69,3	70,2	68,3	59,9
50	3,9	2,6	3,5	4,5	3,7	3,5	3,2	2,5	4,5	6,3	6,5	4,4	3,0

довых наблюдений следует учитывать смещение выборки в сторону хороших условий видимости. Тем не менее выводы, полученные на массовом материале (около 680 тыс. судовых наблюдений), подтверждаются анализом годового хода различных градаций метеорологической дальности видимости для береговых станций, а также распределением характеристик погоды (облачности, осадков, туманов), при которых наблюдаются те или иные значения видимости.

9.2. Облачность

Распределение облачности и повторяемость форм облаков имеют сезонные особенности. Над прибрежными районами и морями летом чаще наблюдаются слоистые облака; кучевая облачность над морем имеет максимум осенью или зимой, над сушей — летом. Кучево-дождевая облачность наиболее распространена с сентября по декабрь с максимумом в ноябре. Слоисто- и кучевообразные формы широко распространены во все сезоны с наибольшей повторяемостью весной и осенью, а на юге — и зимой. Слоисто-дождевые облака связаны с прохождением атмосферных фронтов над морем (теплого или холодного 1-го рода). Максимум слоисто-дождевой облачности связан с увеличением циклонической деятельности в этот период.

Годовой ход общей облачности над побережьем Японского моря отражает соответствующие особенности сезонной смены барических систем. Западное побережье Японского моря, находящееся зимой под преобладающим воздействием континентальных воздушных масс, отличается небольшой облачностью — 4—5 баллов (зимний минимум). Летом здесь большую повторяемость имеет пасмурная погода — 8 баллов и выше (летний максимум). Над восточным побережьем годовой ход облачности сложный — с несколькими локальными экстремумами, но практически в течение всего года количество об-

щей облачности превышает 5—6 баллов. Основной максимум над северной половиной восточного побережья приходится на зимние месяцы, над южной — на июль, а на крайнем юге — на июнь.

Анализ хода облачности внутри сезонов показывает наличие периодов повышенного и пониженного количества облачности. Зимой это определяется развитием или отсутствием циклонической деятельности, летом периоды пасмурной погоды обусловливаются распространением на дальневосточные моря гребня от северотихоокеанского антициклона и выносом по его периферии на побережье влажных и прохладных масс морского воздуха, что особенно ярко проявляется в июне—июле. При изменении циркуляционных условий (переносе воздушных масс с континента) отмечается уменьшение количества облачности. Во второй половине лета пасмурная погода в большой степени связана с тайфунной деятельностью над Тихим океаном и дальневосточными морями.

Число ясных дней по общей облачности уменьшается с севера на юг. На западном побережье Японского моря минимальное среднее месячное число ясных дней относится к летнему периоду (1—2 дня). Наибольшее среднее месячное число ясных дней наблюдается зимой — от 9 до 16 дней. Для пасмурного неба среднее число дней, наоборот, увеличивается от зимы к лету от 2—4 дней за месяц до 20—22 дней.

По данным станций восточного побережья число ясных дней здесь небольшое и обладает определенной устойчивостью в течение года, разность между наибольшим и наименьшим числом ясных дней равна примерно 5. Можно отметить основной максимум весной или осенью (5—7 дней), минимум — зимой (от 1 дня за месяц до 1—2 дней за 10 лет). Число дней с пасмурной погодой, которая наблюдается чаще всего составляет от 10—16 в Александровске-Сахалинском до 11—28 в Вакканае и Суццу. Основной максимум приходится на зимний период, вторичный — на летний. Месяцы с минимальным числом пасмурных дней здесь чаще всего — сентябрь и апрель.

Закономерности, отмеченные выше при анализе распределения характеристик облачности над прибрежными районами, сохраняются и над морем. Годовая общая облачность изменяется от 5—6 баллов на западе моря до 6—8 баллов на востоке, причем наибольшие годовые значения относятся к акватории, прилегающей к о. Хоккайдо и центральной части о. Хонсю.

Зимой наибольшее количество облачности относится к восточным районам Японского моря, прилегающим к побережью Японии — 7—8 баллов. На западе моря среднее месячное количество облачности составляет 5 баллов и менее (рис. 9.2). Весной и летом для моря характерна относительная однородность количества облаков: весной — около 5 баллов, летом — около 7 баллов. Отметим весной увеличение среднего месячного количества облачности от западных районов к восточным, летом, наоборот — от восточных к западным. Осенью с началом перестройки синоптических процессов на зимний режим становится заметным влияние континентальных воздушных масс на западную акваторию моря (3—4 балла). Восточные районы находятся под влиянием Тихого океана, кроме того, воздушные массы зимнего муссона при пересечении теплого Японского моря увлажняются и приносят сюда влажную и облачную погоду (5—6 баллов), что особенно выражено в зимний период.

Над районами моря, прилегающими к западному побережью, наибольшая вероятность ясного неба по общей облачности (48—69 %) характерна для зимнего периода, а пасмурное небо (8—10 баллов) преобладает в летние месяцы (69—82 %, июль). Здесь имеет место простой годовой ход повторяемости как ясного, так и пасмурного неба с одним максимумом (зима и лето соответственно) и минимумом (лето и зима соответственно).

Над восточными районами Японского моря максимум повторяемости ясного неба по общей облачности не превышает 17—25 % (октябрь), повторяемость пасмурного неба зимой составляет более 80 %, но и летом его вероятность выше 60 %. Годовой ход повторяемости ясного и пасмурного неба более сложный — с несколькими экстремумами.

Зимой повторяемость ясного неба уменьшается от западных районов моря к восточным (от 40—50 % до 2—10 %). Летом вероятность ясного неба над морем не превышает 10—20 %. Повторяемость пасмурного неба имеет обратное распределение в течение года — в июне—июле, например, синоптические процессы благоприятствуют пасмурной погоде с вероятностью 80—90 %.

Годовая амплитуда количества общей облачности над восточным побережьем и прилегающей акваторией моря составляет 2—3 балла. Над западными районами амплитуда превышает 6 баллов — здесь летом облачно, зимой преобладает ясное небо.

Для анализа эмпирических распределений общей облачности использованы данные ст. Владивосток, которые могут быть аппроксимированы на западную часть моря, где количество облачности имеет ярко выраженный годовой ход, в отличие от восточной половины моря, где годовой ход сглажен и количество облачности от месяца к месяцу изменяется в небольшом диапазоне (6—9 баллов). Эмпирические распределения общей облачности для зимы и лета резко асимметричные (рис. 9.3).

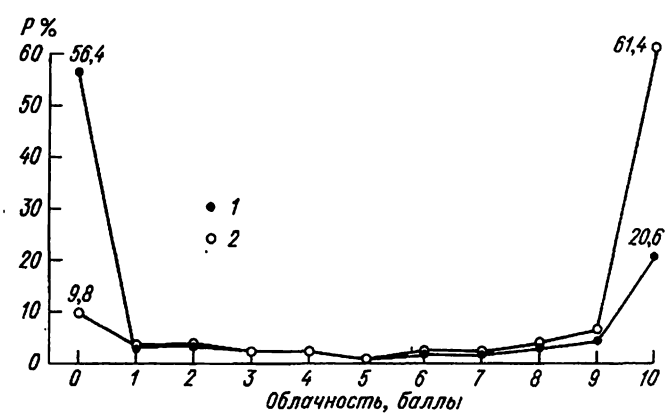


Рис. 9.3. Повторяемость количества облачности во Владивостоке зимой (*1*) и летом (*2*)

На концах распределений имеются по две моды: основная — 0 баллов для зимы (ясное небо, 56,4 %) и 10 баллов для лета (сплошная облачность, 61,4 %) и вторичная — 10 баллов для зимы (20,6 %) и 0 баллов для лета (9.8 %). Средний балл облачности является редко повторяющимся и не отражает состояние неба по условиям облачности.

Состояние неба в значительной степени определяет термические условия. В среднем при ясном небе температура воздуха зимой может быть на 3 °С и более ниже, чем при пасмурном. Летом, наоборот, температура при ясном небе на 2—3 °С выше, чем при пасмурном.

Анализ хода внутрисезонного распределения облачности показывает наличие периодов повышенного и пониженного количества облачности, что определяется зимой развитием или отсутствием циклонической деятельности над морем. Летом периоды пасмурной погоды обусловливаются распространением на дальневосточные моря гребня от северотихоокеанского антициклона и выносом по его периферии на побережье влажных и прохладных масс морского воздуха, что особенно ярко проявляется в июне—июле. При изменении циркуляционных условий с возможностью переноса воздушных масс с континента отмечается уменьшение количества облачности. Во второй половине лета пасмурная погода в большой степени связана с тайфунной деятельностью над Тихим океаном и дальневосточными морями.

9.3. Туманы

Туманы над Японским морем могут наблюдаться в течение всего года, но наиболее благоприятные условия для их образования и развития создаются в мае—июле, т. е. в период развития антициклонической деятельности над морями. С сентября по март повторяемость туманов над морем составляет не более 5 %. С апреля процессы туманообразования активизируются и их повторяемость в северной половине моря возрастает от 20—25 % в апреле до 35—40 % в июне—июле (по данным [39]). Наибольшая повторяемость туманов отмечается над северной и западной акваториям Японского моря — в Татарском проливе, у побережья Приморья и Северной Кореи, где низкие температуры Приморского течения благоприятствуют охлаждению воздушных масс до температуры точки росы и конденсации водяного пара. С мая по август включительно повторяемость туманов здесь составляет 70—87 %: от 5—11 дней с туманом в мае до 14—20 дней в июле (рис. 9.4).

Образующиеся здесь туманы выносятся на побережье юго-восточными и южными ветрами высокими скоростями ветра, они связаны с пониженным фоном температур воздуха и моросящими осадками. Максимальное число дней с туманом в мае составляет 19—22, в июне 23—28, июле 28—30 дней. Велика и общая продолжительность туманов — до 300 ч за месяц в июне и июле и более 100 ч в мае и августе. В июне и июле непрерывная продолжительность тумана может составлять 4 сут и более.

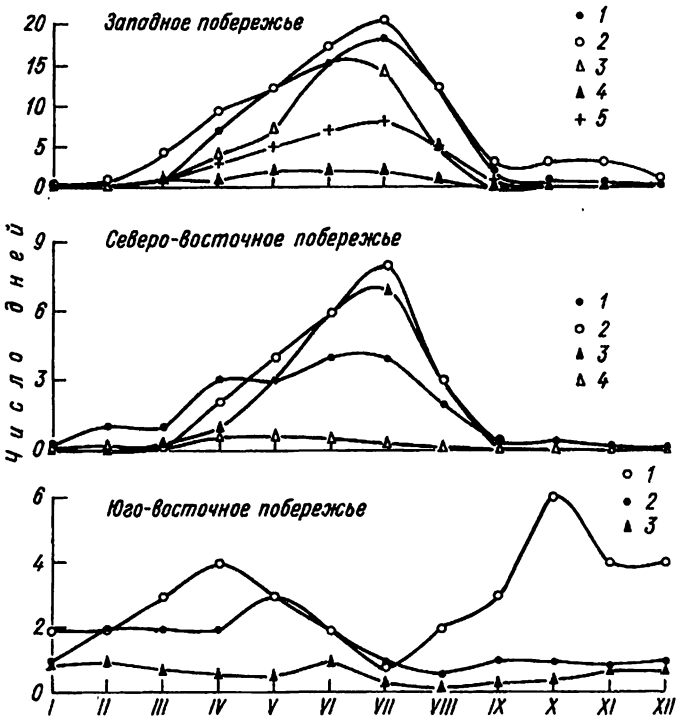


Рис. 9.4. Годовой ход числа дней с туманом на побережье Японского моря

Западное побережье: *1* — Золотой, *2* Владивосток, *3* Ким-Чак, *4* - Вонсан, *5* Уллындо; северо-восточное побережье: *1* Александровск-Сахалинский, *2* - Холмск, *3* - Вакканай, *4* Вадзима; юго-восточное побережье: *1* – Мацуэ, *2* – Симоносеки, *3* - Фукуока

По мере приближения к восточным берегам Японского моря повторяемость туманов резко сокращается. У берегов Сахалина и Хоккайдо наблюдается около 10—20 дней с туманом за год. В июне и июле в среднем может быть от 2 до 8 дней с туманом. Исключением является прол. Лаперуза, где большое влияние оказывают воды холодного Охотского моря. Здесь в среднем в течение года число дней с туманом достигает 60—70. Максимум повторяемости приходится также на летний период (более 80 %); например, в течение июля может быть от 18 до 26 дней с туманом.

Над южной половиной моря (ниже 40° с. ш.) туманы образуются гораздо реже. Даже в наиболее благоприятный для туманообразования период (июнь—июль) их повторяемость здесь не превышает 10—15 % и они локализованы в западной части моря у берегов Корейского полуострова. На побережье южной половины моря летом повторяемость туманов составляет 1—2 дня за месяц и менее.

В абсолютном большинстве случаев туманы Японского моря имеют адвективную природу, они образуются вследствие выноса относительно теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность. Летом — это адвекция относительно теплого воздуха с южной половины моря на более холодную северную, особенно в северо-западные районы с холодным течением, понижающим температуру воздуха и благоприятствующим образованию здесь густых и устойчивых туманов. Зимние туманы могут быть связаны с выносом морского умеренного воздуха в

теплых секторах южных циклонов на северную часть Японского моря. Некоторую роль в образовании туманов может играть перенос льдов из Татарского пролива к югу во время их таяния в начале теплого периода. Могут также образовываться ледяные туманы, состоящие из ледяных кристаллов, — результат выхолаживания воздуха над покрытой льдом поверхностью моря при антициклоническом поле. Иногда в холодное время года при положительной разности температур между водной поверхностью и воздухом образуются туманы испарения. Причиной тумана испарения, хотя и в редких случаях, может быть перенос холодного воздуха со льда на открытую относительно теплую часть моря.

10. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

10.1. Средние месячные, сезонные и годовые суммы осадков

Формирование полей осадков над Японским морем определяется прежде всего наличием муссонной циркуляции, обусловленной взаимодействием сезонных и перманентных центров действия атмосферы, их географическим положением и интенсивностью.

Несмотря на то что Японское море на востоке отделено от Тихого океана Японскими островами, адвекция влажного умеренного воздуха с Тихого океана играет роль основного осадкообразующего фактора в теплый период. Над Японским морем господствует влажный тихоокеанский воздух с ветрами с южной составляющей. Над соседними континентальными районами преобладает циклоническая деятельность. Данные условия способствуют увеличению осадков как над побережьем, так и над морем.

Зимой имеет место устойчивый перенос континентального воздуха умеренных широт, который обладает малым влагосодержанием и низкими температурами. Но по мере перемещения через Японское море влагосодержание воздушных масс увеличивается, и они приносят в восточные районы моря и на побережье ощутимое количество осадков.

Кроме того, при нарушениях зимнего муссона, связанного с циклонической деятельностью над Японским морем, сюда вторгаются массы влажного морского воздуха из южных дальневосточных морей и Тихого океана. Осадки носят фронтальный характер. В отдельных случаях процессы осадкообразования связаны с континентальными циклонами, перемещающимися сюда с запада во время ослабления антициклона над Азией.

Поскольку измерения количества осадков судовыми наблюдениями не предусмотрены, при анализе распределения осадков на побережье Японского моря использовались сведения, опубликованные в отечественных изданиях [37, 38, 41, 56, 68], архивные материалы по станциям Приморского и Хабаровского краев и Сахалинской области, а также зарубежная информация [89]. Над морем оценка осадков производилась с использованием данных ECMWF [90].

К сожалению, приводимая информация не всегда является однородной. Сведения об осадках для станций Японии и Северной Кореи, приведенные в [37, 38, 41], ограничены 1954 г. В научно-прикладных справочниках по климату СССР [56 и др.] в отличие от изданий [68] приводятся данные для ограниченного числа станций и разных периодов. Из-за различий в длине рядов неизбежно следует несопоставимость результатов (табл. 10.1), что неизбежно сказывается на анализе результатов для конкретного района.

Таблица 10.1

Среднее месячное количество осадков (мм) по различным источникам

Станция	Источник	Период	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
Золотой	[68]	1936—1960	12	48	101	92
	[56]	1936—1980	13	65	111	79
Владивосток	[68]	1936—1980	13	50	114	64
Пусан	[68]	1905—1934	48	144	306	69
	[89]	1904—1994	36*	135	266	66

* Январь 1905—1994 гг.

Для устранения этого недостатка были рассчитаны выборочные показатели за имеющийся в нашем распоряжении период наблюдений (46—50 лет и более) и даны предварительные оценки по рекомендованному ВМО последнему в XX в. нормальному ряду (1961—1990 гг.). Период 1961—1990 гг., на наш взгляд, является более репрезентативным, чем, например, 1931—1960 или 1951—1980 гг., включающие в себя годы измерений осадков по различным приборам: дождемер с защитой Нифера (до 1952—1954 гг.), с начала 50-х — осадкомер Третьякова. Кроме того, начало устойчивой работы некоторых прибрежных станций (Золотой, Владивосток и др.) относится ко второй половине 30-х годов или к более позднему периоду. Однородность ряда отдельных станций вследствие их переноса в 50-х годах нарушалась.

Годовые суммы осадков на побережье Японского моря изменяются от 600—900 мм на севере до 1200—1400 мм на юго-западе и 1500—2000 мм на юго-востоке (табл. 10.2). В период с апреля по октябрь на западном побережье выпадает 80—95 % годовой суммы осадков, на восточном — 60—75 %. Стандартная ошибка выборочного среднего для годовых сумм осадков составляет примерно 2—5 % среднегодовой суммы. Максимум годовых сумм осадков на северном побережье Японского моря находится в пределах 800—1500 мм, на южном — достигает 3000 мм (Япония) и может в 1,5—2 раза превысить среднее значение.

Наибольшее количество осадков на Дальнем Востоке выпадает в теплый период с максимумом

Таблица 10.2

Статистические характеристики среднего годового количества осадков за период наблюдений 1961—1990 гг.

Статистическая характеристика	Западное побережье						Восточное побережье					
	Золотой	Терней	Владивосток	Уллындо	Улсан	Пусан	Погиби	Александровск-Сахалинский	Вакканай	Вадзима	Ниигата	Фукуока
Среднее	874	724	806	1228	1271,3	1470	559	637	1132	2278	1787	1606
Медиана	840	708	782	1256	1216,0	1360	558,5	636	1089	2210	1830	1440
Мода	802	667	572	—	—	—	412	636	1064	2210	2028	—
СКО	200	165	222	242	304,3	390	106	71	236	304	221	406
Стандартная ошибка среднего	37	30	40,5	44	56	72	19	13	44	57	42	74
Минимум	578	371	405	770	832	902	294	485	779	1683	1467	1084
Максимум	1333	1038	1268	1627	1936	2200	741	791	1755	2848	2230	2980

либо в летние, либо в осенние месяцы [37—39, 40—42, 49 и др.]. При продвижении с севера на юг количество осадков заметно возрастает, но имеются особенности в годовом ходе для западного и восточного побережий (рис. 10.1, табл. 10.3). На северо-восточном побережье годовой ход осадков более сглаженный — годовая амплитуда средних месячных значений составляет около 76 мм (на северо-западном побережье — 130 мм). Заметно преобладание количества осадков во второй половине года. На юго-восточном побережье годовой ход сложный — с несколькими локальными максимумами и минимумами.

На западном побережье летом выпадает в 5—10 раз большее количество осадков, чем зимой, на севере и юге восточного побережья в 2—4 раза больше, над остальной частью восточного побережья количество осадком распределено в течение го-

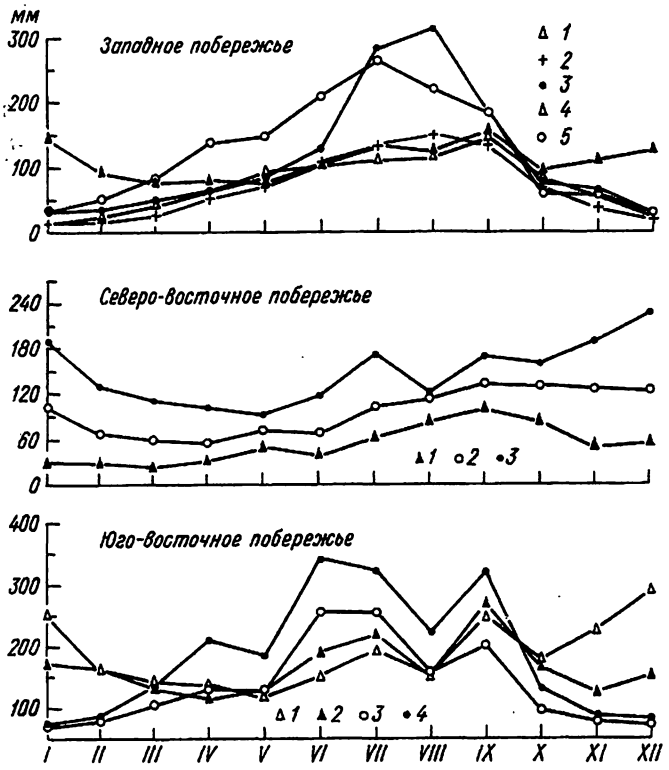


Рис. 10.1. Годовой ход средних месячных сумм осадков (мм) на побережье Японского моря

Западное побережье: *1* — Золотой, *2* — Владивосток, *3* — Вонсан, *4* — Уллындо, *5* — Пусан; северо-восточное побережье: *1* — Александровск-Сахалинский, *2* — Вакканай, *3* — Ниигата; юго-восточное побережье: *1* — Вадзима, *2* — Мацуэ, *3* — Фукуока, *4* — Идзухара

Таблица 10.3

Статистические характеристики среднего месячного количества осадков

Месяц	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана	Мода	СКО
	Золотой, 1947—1996 гг.					
Январь	0	83	15,4 (15,6)	7,9	8,1	18,6
Апрель	2	221	62,4 (65,7)	53,5	13,5	48,1
Июль	1	297	110,9 (101,1)	89,8	74,3	72,0
Октябрь	3	270	81,6 (79,6)	67,1	98,4	54,8
	Владивосток, 1947—1996 гг.					
Январь	0	69	14,0 (12,6)	9,0	7,1	15,8
Апрель	8	132	52,2 (55,7)	44,0	30,0	33,7
Июль	37	385	131,6 (137,3)	118,8	86,6	59,9
Октябрь	1	186	68,5 (60,9)	63,9	19,0	43,5
	Уллындо, 1938—1996 гг.					
Январь	18,3	345,9	143,3 (126,3)	129,5	—	76,7
Апрель	19,1	207,1	79,7 (81,7)	74	95,6	44,2
Июль	8,6	291,1	135,2 (123,0)	119,5	82,6	76,2
Октябрь	3,6	318,6	95,8 (87,3)	80,55	75,1	64,0
	Пусан, 1904—1996 гг.					
Январь	0	134,7	32,0 (31,8)	21,6	3,7	31,9
Апрель	34,7	312,2	136,5 (148,4)	125,2	121,1	67,7
Июль	53,3	658,4	261,0 (256,9)	243,8	225,2	140,8
Октябрь	0,1	248,2	60,3 (63,2)	46,8	44,0	52,4
	Александровск-Сахалинский, 1947—1996 гг.					
Январь	5	72	28,7 (32,1)	23,8	10,9	17,8
Апрель	5	91	32,2 (32,5)	29,9	31,0	19,4
Июль	0	174	61,6 (63,0)	58,3	77,9	38,1
Октябрь	26	176	81,8 (89,6)	79,3	54,9	35,9
	Вакканай, 1951—1996 гг.					
Январь	40,0	171,0	100,4 (97,4)	96,5	85,0	31,4
Апрель	12,0	110,0	54,4 (55,2)	51,0	37,0	24,4
Июль	6,0	214,0	101,3 (92,8)	96,0	68,0	50,0
Октябрь	49,0	283,0	128,0 (129,5)	118,0	131,0	50,0
	Ниигата, 1886—1996 гг.					
Январь	14,0	372,4	189,8 (190,8)	184,0	150,0	59,2
Апрель	34,0	242,3	101,8 (93,5)	100,4	96,0	32,5
Июль	15,0	512,0	173,2 (182,0)	164,1	271,0	96,0
Октябрь	16,0	310,3	160,4 (159,2)	151,0	151,0	56,7
	Вадзима, 1930—1996 гг.					
Январь	89,0	422,0	249,4 (235,7)	233,3	202,0	69,4
Апрель	33,0	247,0	134,8 (132,3)	132,5	112,0	42,7
Июль	7,0	535,0	192,2 (192,5)	160,0	345,0	107,9
Октябрь	50,0	365,8	177,4 (177,8)	161,0	158,0	68,1
	Фукуока, 1890—1996 гг.					
Январь	11,3	193,0	69,9 (74,1)	66,0	67,0	33,2
Апрель	23,7	361,0	130,0 (128,3)	123,5	112,0	57,0
Июль	19,0	886,0	252,5 (257,8)	219,0	—	170,3
Октябрь	7,2	349,7	95,9 (96,2)	81,8	101,0	64,8

Примечание. В скобках приведены выборочные средние за период 1961—1990 гг.

да более или менее равномерно, причем нередко зимних осадков в среднем больше, чем летних. Для западного побережья от севера к югу отмечается смещение наибольшего среднего месячного количества осадков с августа—сентября на июль—август, для восточного — с сентября на июль и даже июнь. В месяцы с наибольшим средним месячным количеством осадков выпадает от 10—17 % (восточное побережье) до 16—26 % (западное побережье) годовых сумм осадков, которые в среднем составляют от 600—900 мм на севере до 1500—2000 мм на юге.

Годовой ход осадков за исследуемый период в основном обусловлен сезонной сменой преобладающих барических систем; в отдельные годы имеются существенные отклонения от многолетних данных. Например, на станции Владивосток в августе 1990 г. выпало 222 мм осадков, а в 1991 г. — только 4 мм, в сентябре соответственно — 186 мм и 43 мм. На станции Золотой — в августе 1993 г. осадков практически не наблюдалось — 1 мм (на соседней станции Терней 182 мм). Зато в августе следующего года в Золотом выпало более двух месячных норм, или треть годовой нормы — 264 мм (в Тернее только 97 мм). В Пусане в эти же годы месячные суммы августа составили 630 мм (43 % годовой суммы) и 34,5 мм (около 16 % месячной суммы осадков). В сентябре, месяце со значительным количеством осадков по всему побережью (12—16 % средней годовой суммы), за последние 25 лет выпадало от 20—30 % (Золотой, 1988; Пусан, 1987; Александровск-Сахалинский, 1989; Владивосток, 1991) до 200—220 % (Александровск-Сахалинский, 1980; Пусан, 1983, 1984; Владивосток, 1989) средней многолетней месячной суммы осадков.

Тем не менее средние месячные оценки осадков за различные базовые периоды, как и годовые оценки, практически не изменились (замеченные изменения находятся на уровне стандартных ошибок средних). Стандартная ошибка выборочного среднего для месячных сумм осадков составляет от 6 до 18 % среднего месячного количества осадков. Ошибки средних месячных сумм осадков зимой и весной выше, чем летом и осенью.

Годовой ход максимума месячного количества осадков в общем следует годовому ходу среднего месячного количества осадков. Зимние максимумы осадков в 4—5 раз, а весенние — в 2 раза меньше летних. В основном максимум осадков относится к периоду июль—сентябрь. Максимальные суммы осадков превышает средние месячные суммы в среднем в 2—5 раз. На южном побережье Японского моря за один месяц (например, июнь) может выпасть осадков в 10—20 раз больше, чем на северном.

Так, в Пусане в некоторые годы летом количество осадков превышало 600 мм за месяц (июнь 1963, 1978 гг.; июль 1925, 1934, 1948 гг.; август 1963, 1991, 1993 гг.) при норме 206 мм в июне, 266 мм в июле и 197 мм в августе, а месяцем абсолютного максимума явился июнь 1963 г. (937,5 мм), тогда как на северном побережье максимальное количество осадков летом составляет 200—400 мм за месяц. В Фукуоке в июне и июле 1980 г. месячные суммы осадков превышали 800 мм, а абсолютный максимум среднего месячного количества осадков составил 1056 мм (июнь 1953 г.). Зимний абсолютный максимум составлял на севере 120—140 мм (Золотой, Александровск-Сахалинский, Вакканай), на юге — 150—230 мм за месяц (Фукуока, Пусан). Особой интенсивностью отличаются осадки, связанные с тайфунами, выходящими на Японское море во второй половине лета и осенью, когда за одни сутки может выпасть 2—4 месячные нормы осадков.

Гистограммы эмпирического распределения месячного количества осадков для восточного (Александровск-Сахалинский, Ниигата, Фукуока и др.) и западного (Владивосток, Уллындо, Пусан) побережья также показывают заметные различия (рис. 10.2). Для западного побережья (за исключением островной станции Уллындо у побережья Кореи) эмпирическое распределение близко к экспоненциальному с зависимостью вида: $Y \approx 29e^{-0.25x}$, при достоверности аппроксимации 0,88—0,96. Эмпирические распределения средних месячных сумм осадков для восточного побережья более сложные. В данном случае методы сглаживания не дают удовлетворительного результата, и подбор теоретического распределения частот затруднителен. Очевидно, в таких случаях предпочтительнее использовать несглаженные гистограммы эмпирических распределений.

При имеющихся значительных отличиях эмпирического распределения количества осадков от

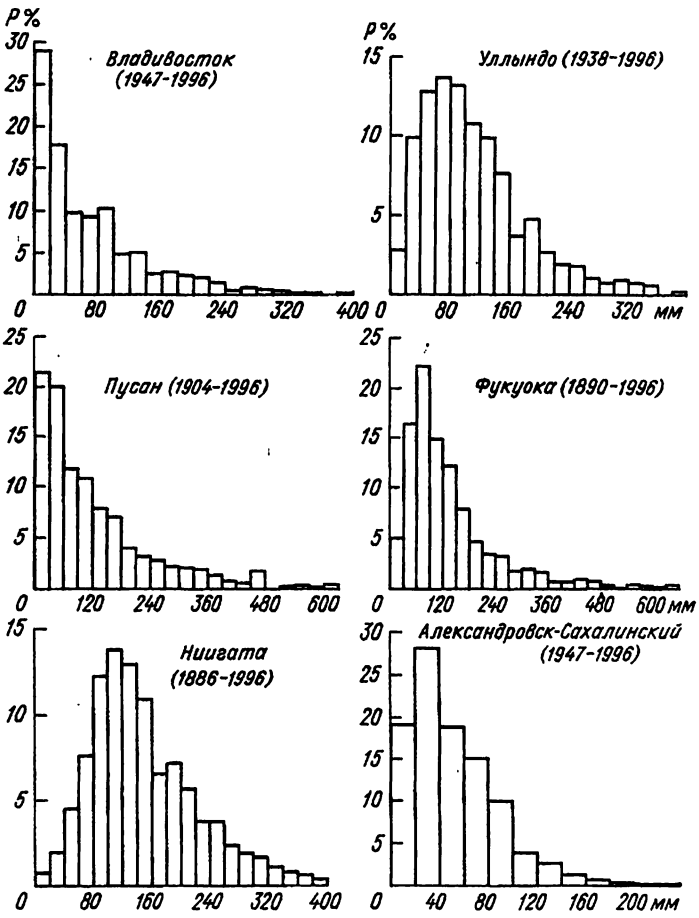


Рис. 10.2. Гистограммы эмпирического распределения месячных сумм осадков в течение года на западном побережье Японского моря

нормального, как известно, выборочное среднее и среднее квадратическое отклонение не являются показательными характеристиками. В этом случае удобнее пользоваться выборочной модой или процентилями, которые показывают более определенно, какая часть наблюдений располагается выше или ниже заданного предела. Например, во Владивостоке летом в 80 % случаев количество осадков составляет не более 185 мм и не менее 74 мм, в Вакканае — не более 343 мм и не менее 192 мм (табл. 10.4).

Наряду с другими важным показателем эмпирического распределения является выборочное медианное значение, которое показывает, что в 50 % случаев осадки могут быть ниже или выше данной величины. Например, на станции Пусан за год может выпасть от 773 до 2200 мм, за один из летних месяцев — от 4 до 938 мм осадков, за летний сезон — от 143 до 1597 мм. При этом годовые суммы осадков будут в 50 % случаев ниже или выше 1360 мм, суммы осадков за летний сезон — в 50 % случаев выше или ниже 684 мм. Вероятность того, что в Пусане количество осадков, выпавших за год, будет близко к многолетнему среднему годовому значению, составляет 57,5 %, выпавших за лето — к среднему значению за летний сезон — 47,5 %.

Более репрезентативной единицей части года являются естественные синоптические сезоны, временные границы которых определяются сменой преобладающих атмосферных процессов. Однако сроки начала и конца естественных синоптических сезонов могут изменяться год от года, и при обработке данных по синоптическим сезонам возникают определенные трудности. Поэтому чаще используются календарные сезоны, которые позволяют уловить более общие черты хода метеорологических величин, присущих, например, лету, осени и т. д., чем такой короткий промежуток времени, как месяц.

При анализе осадков целесообразно оперировать понятиями «сухой» и «влажный» сезон. На восточном побережье Японского моря влажный сезон — июль—октябрь, на западном — июнь—сентябрь, но чтобы сравнить выборочные оценки для различных районов, находящихся в одной широтной зоне, удобнее рассматривать их в едином общепринятом временно́м интервале, т. е. по календарным сезонам за единый период времени.

Самыми дождливыми на юге побережья являются лето и весна. Летние осадки составляют в среднем 30—50 % годовой суммы осадков на западном побережье и 20—40 % — на восточном, где различия между летними и осенними суммами осадков невелики, но более дождливым сезоном чаще является осень. Осенью на северо-западном побережье выпадает 60—80 % летнего количества осадков (на юге — около 50 %), весной — 40—60 %, зимой — не более 10—20 %. На восточном побережье, где максимум осадков приходится на осень (Александровск-Сахалинский, Холмск) либо летом и осенью различия невелики, зимой выпадает 60—70 % летнего количества осадков, весной — 50—60 %, а осенью — 97—125 % (табл. 10.5).

Таблица 10.4

Процентили распределения среднего месячного количества осадков внутри сезонов на станциях побережья Японского моря

Число случаев, %	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Золотой				Богополь				Владивосток			
20	3	28	52	27	3	16	56	19	4	20	75	22
40	9	46	77	54	8	29	80	37	8	30	97	46
50	12	57	90	77	11,5	36	89	50	11	40	114	65
60	18	62	113	98	14	41	99	70	14	51	135	83
80	36	98	157	151	25	69	141	112	26	74	185	121
90	48	119	207	197	31	95	161	155	40	100	214	174
95	78	163	248	257	36	122	185	176	49	127	243	236
	Уллындо				Улсан				Пусан			
20	63	38	55	62	7	53	86	28	10	58	100	29
40	89	61	92	89	23	76	134	47	23	91	160	51
50	104	70	106	116	30	85	179	65	29	107	188	61
60	125	83	125	129	37	96	199	79	37	123	231	81
80	179	112	190	169	55	138	282	142	53	168	330	152
90	225	133	240	201	76	170	341	235	77	220	435	239
95	250	148	274	253	102	186	429	311	113	247	548	346
	Погиби				Александровск-Сахалинский				Вакканай			
20	8	18	25	21	16	15	29	41	61	37	49	90
40	17	27	46	41	26	23	46	60	81	50	71	110
50	24	36	56	52	32	31	54	69	89	57	85	120
60	37	41	66	60	38	36	62	84	101	62	101	131
80	56	57	90	87	58	52	90	108	131	84	136	167
90	74	74	121	106	69	65	102	129	149	97	163	185
95	93	88	146	117	74	78	126	142	164	116	195	233
	Ниигата				Вадзима				Фукуока			
20	123	75	67	121	156	99	89	138	43	71	92	55
40	153	90	104	148	204	117	120	187	60	101	145	79
50	173	99	116	161	216	130	143	202	68	114	180	96
60	191	107	142	181	241	137	169	228	77	127	222	113
80	242	126	197	223	304	162	249	283	102	168	333	181
90	283	143	251	266	355	180	297	329	121	203	434	261
95	317	155	307	301	395	217	342	366	143	224	504	317

Таблица 10.5

Статистические характеристики среднего количества осадков по сезонам (1961—1990 гг.)

Статистические характеристики	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
	Золотой				Владивосток			
Среднее	68,1	192,3	345,5	267,6	44,3	143,8	398,4	218,7
Медиана	59,0	178,5	313	254	32,0	135,5	387,5	200,5
Мода	20,0	278,0	304	248	27,0	85,0	370,0	108,0
СКО	42,2	66,9	138,8	111,5	30,4	47,1	145,8	105,1
Стандартная ошибка среднего	7,7	12,2	25,3	20,4	5,6	8,6	26,6	19,2
Минимум	12	102	122	88	3,0	79,0	172,0	82,0
Максимум	146	366	740	513	132	255	736	480
	Уллындо				Пусан			
Среднее	317,6	229,9	356,4	330,8	98,4	375,5	684,5	313,7
Медиана	321,5	222,0	345,6	320,7	96,9	361,6	718,2	273,4
Мода	—	—	—	—	28,1	345,1	684,2	263,3
СКО	125,6	76,9	108,6	128,2	56,2	138,1	282,4	144,1
Стандартная ошибка среднего	22,9	14,0	19,8	23,4	10,3	25,2	51,6	26,3
Минимум	137,4	118,2	188,7	100,9	16,6	133,8	142,7	78,8
Максимум	625,5	376,9	565,5	554,4	259,7	696,7	1472,5	599,7
	Александровск-Сахалинский				Вакканай			
Среднее	116,0	101,6	183,5	236,9	287,0	178,8	270,9	385,0
Медиана	108,5	106,5	174	237	281	166	274,5	378,5
Мода	104	90	149	242	310	143	286	—
СКО	29,9	31,0	57,9	51,6	63,4	67,3	91,9	109,8
Стандартная ошибка среднего	5,5	5,7	10,6	9,4	11,6	12,5	16,8	20,0
Минимум	63	45	58	108	179	80	112	157
Максимум	208	174	335	356	490	360	515	632
	Фукуока				Ниигата			
Среднее	205,0	367,0	680,6	352,7	545,7	300,0	437,4	514,0
Медиана	194,5	376,5	557,5	354,0	539,5	293,0	425,0	499,5
Мода	—	381	460	266	—	262,0	290,0	—
СКО	64,1	117,6	323,1	109,1	125,8	60,4	136,2	124,2
Стандартная ошибка среднего	11,7	21,5	59,0	19,9	23,0	11,2	25,3	22,7
Минимум	115	105	290	190	350	215	135	276
Максимум	379	750	1899	622	895	449	711	876

Осенью основной вклад в формирование сумм осадков вносит сентябрь, а в октябре и ноябре суммы осадков значительно уменьшаются (за исключением части японского побережья, где в осенне-зимний период складываются особые условия осадкообразования, обусловленные эффектами запруживания воздушных масс (см. раздел 10.5). В сентябре на восточном побережье в среднем выпадает до 46 % осенних сумм осадков, на западном — от 46 % (остров Уллындо) до 56—75 % (Приморье). В отдельные годы в сентябре может выпадать от 5—20 до 50—97 % осенних сумм осадков или от 1—4 до 30—50 % их среднего годового количества.

Стандартные ошибки средних сезонных оценок составляют в среднем 5—9 % выборочных средних месячных значений, изменяясь от 3—4 % (Александровск-Сахалинский) до 10—13 % (Владивосток). Наибольшие ошибки относятся к зиме. Изменчивость осадков велика в течение всех сезонов и за год. Зимой и осенью средние квадратические отклонения сравнимы со средними, весной и летом составляют 55—77 % средних значений. Изменчивость годовых сумм осадков по отношению к самим суммам — около 20 %, т. е. значительно меньше, чем сезонная изменчивость.

10.2. Анализ долговременных изменений сумм осадков

Для оценки трендовой составляющей привлекались данные по станциям побережья Японского моря в основном за периоды 46—50 лет. На некоторых станциях наблюдения ведутся с начала века по настоящее время: Пусан (с 1904 г.), Фукуока (с 1890 г.), Ниигата (с 1886 г.), а также приморская станция Тимирязевский (с 1910 г.), расположенная на расстоянии около 100 км от побережья. На других прибрежных станциях Приморья наблюдения в основном ведутся с начала 1930-х годов и, кроме того, по разным причинам имелись перерывы в работе станций [56]. Годовой ход средних месячных сумм осадков на ст. Тимирязевский аналогичен ходу осадков на западном побережье Японского моря. Для анализа долговременных изменений временных рядов рассчитывались: наклон тренда (α мм/год) и коэффициент детерминации (R^2), который использовался для оценки статистической значимости α (с привлечением критерия Фишера).

Осадки имеют большую изменчивость от месяца к месяцу и от года к году, и по имеющимся данным наблюдений трудно сделать определенные выводы, касающиеся их долговременной изменчивости.

Оценки линейного тренда для месячных и сезонных сумм осадков за весь изучаемый период в основном статистически незначимы (критические оценки $R^2_{кр}$ для периода 40—100 лет на 95 %-ном уровне составляют 0,10—0,04 соответственно). Значимые тренды на 95 %-ном уровне имеют место в отдельных случаях, например зимой для станций Владивосток и Уллындо (отрицательный тренд). Для сезонных сумм осадков по длиннорядным станциям (Тимирязевский, Пусан и др.) значимые тренды также отсутствуют. В целом по побережью трудно сделать однозначные выводы; например, на близко расположенных станциях Владивосток и Тимирязевский зимой и весной знаки тренда не совпадают, что свидетельствует о сложности пространственного распределения осадков (табл. 10.6).

Годовые суммы осадков, в отличие от месячных и сезонных, менее подвержены случайным колебаниям, вызванным пространственно-временной неравномерностью процессов формирования осадков, смещением границ естественных сезонов относительно жестких календарных границ.

Отрицательные тренды для годовых сумм осадков преобладают практически по всему побережью (рис. 10.3). Тем не менее значимый отрицательный тренд (p = 95 %) на западном побережье относится только к станциям Терней (α = −44,6 мм/10 лет, R^2 = = 0,12), где тенденция уменьшения осадков прослеживалась во все сезоны, и Уллындо (59,3 мм/10 лет, R^2 = 0,11) с тенденцией уменьшения осадков во все сезоны, кроме лета. На восточном побережье значимый годовой тренд отмечается только для станции Вакканай (65,4 мм/10 лет, R^2 = 0,17), где отрицательные тренды значимы также для всех сезонов, кроме осени. Отметим устойчивость знака тренда (минус) для Золотого, Тернея и Вакканая по всем сезонам и за год.

При анализе временного хода месячных, сезонных и годовых сумм осадков на фоне значительных колебаний год от года замечены более или менее выраженные длительные периоды (около 20 лет) с увеличением или уменьшением количества осадков [25].

Если выделить из общего временного хода сумм осадков последние 20—30 лет, то после минимума увлажнения, наблюдавшегося на большинстве станций в 1970-х годах, можно отметить тенденцию увеличения осадков, которая в некоторых случаях является значимой на уровне 90—95 %. Значимый положительный тренд для годовых сумм осадков за последние десятилетия, например, имеет место для станций Южного Приморья: Владивостока (α = = 21,3 мм/год, R^2 = 0,34, p = 99 %), Тимирязевского (α = 7,0 мм/год, R^2 = 0,11, p = 90 %) и др. Однако данный период необходимо рассматривать в контексте с общим временны́м ходом осадков, где по скользящему осреднению заметен его волновой характер. Это, скорее, фаза подъема в отмеченном выше волнообразном ходе сумм осадков, чем глобальное изменение режима увлажнения в изучаемом регионе. Отметим, что для западного побережья Сахалина такая тенденция не прослеживается.

Осадки являются наиболее сложным и дискретным метеорологическим элементом. Относительно равномерным распределением по территории отличаются фронтальные осадки, но и для них характерна временная и пространственная нерегулярность. Поэтому целесообразно рассматривать характер временно́й изменчивости сумм осадков не по отдельным станциям, а по районам побережья со сходными циркуляционными условиями формирования режима увлажнения.

Объединение станций Приморья и Сахалина по районам с учетом годового хода сумм осадков и корреляционной связи между суммами осадков на станциях (при $r \geq 0{,}5$ для Приморья и $r \geq 0{,}3$ для побережья Сахалина) показало, что оценки трендов в целом статистически незначимы для всех районов, но характер временной изменчивости сумм осадков, например, для северного и южного побережья Приморья различается, что определяется региональными циркуляционны́ми и физико-географическими условиями формирования осадков.

Таблица 10.6

Оценки линейного тренда для средних сезонных сумм осадков (α мм/год) и коэффициенты значимости (R^2)

Станция	Год начала наблюдений	Число лет наблюдений	Зима		Весна		Лето		Осень	
			α	R^2	α	R^2	α	R^2	α	R^2
	Западное побережье									
Золотой	1947	50	−0,05	0,00	−0,60	0,01	−0,87	0,01	−1,11	0,02
Терней	1947	50	−0,36	0,03	−1,06	0,06	−0,20	0,00	−3,04	0,15
Тимирязевский	1910	87	0,20	0,11	0,03	0,00	0,29	0,00	−0,05	0,00
Владивосток	1947	48	−1,06	0,19	−1,25	0,10	1,74	0,04	−0,02	0,00
Уллындо	1938	57	−2,95	0,12	−0,23	0,00	0,84	0,01	−2,65	0,10
Пусан	1904	93	−0,05	0,00	0,39	0,01	0,14	0,00	−0,01	0,00
	Восточное побережье									
Погиби	1947	50	−0,06	0,00	−0,03	0,01	0,25	0,00	0,93	0,05
Александровск-Сахалинский	1947	50	0,51	0,03	−0,68	0,09	−0,19	0,00	0,01	0,00
Холмск	1947	50	0,38	0,01	−0,59	0,03	0,04	0,00	0,20	0,00
Вакканай	1951	46	−1,45	0,12	−1,88	0,16	−2,65	0,14	−0,89	0,01
Ниигата	1886	109	−0,19	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	−0,23	0,00
Вадзима	1930	67	−2,02	0,10	−0,73	0,03	1,81	0,05	−0,99	0,01
Фукуока	1890	107	−0,35	0,03	0,11	0,00	0,93	0,02	−0,19	0,00

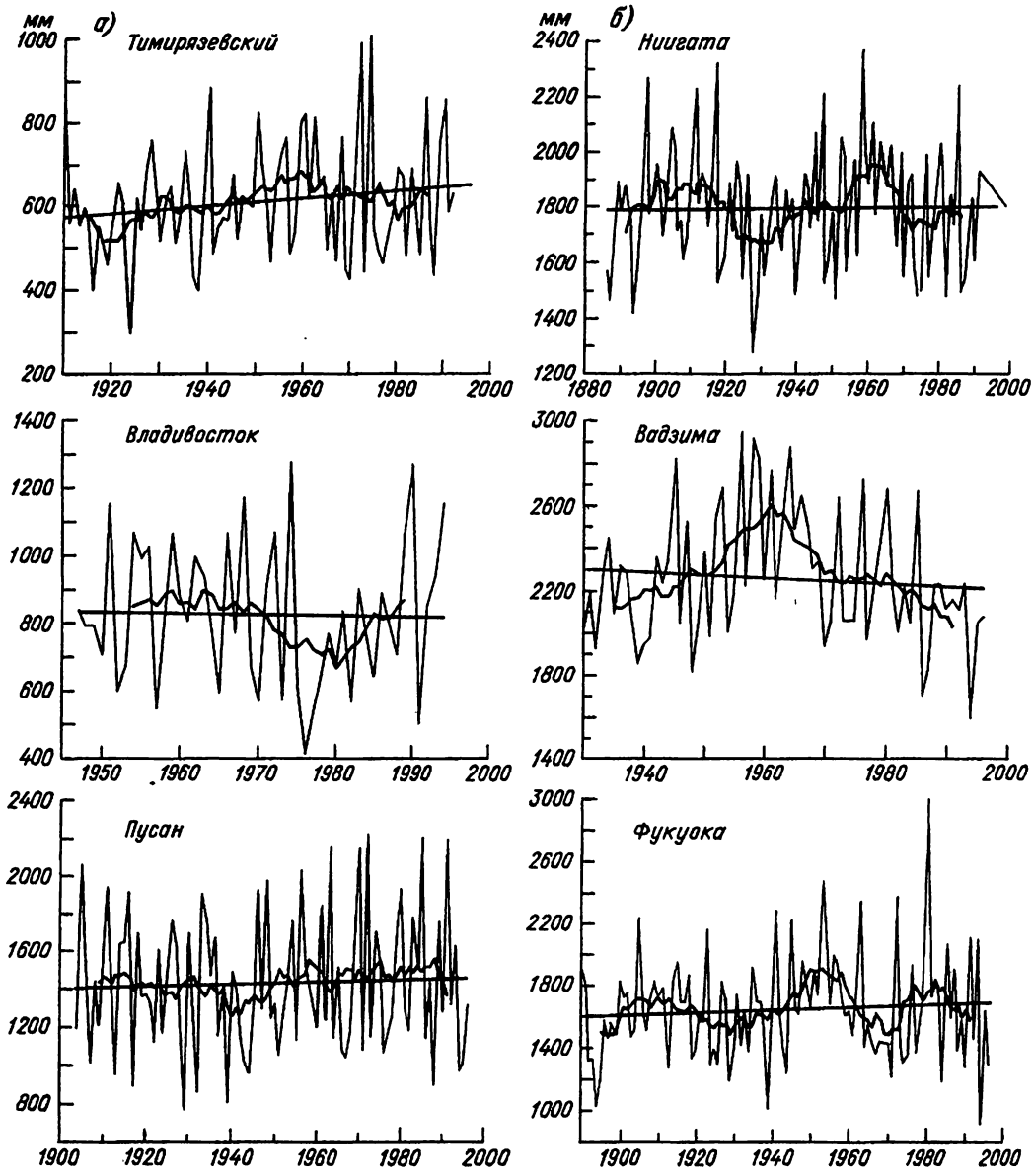


Рис. 10.3. Временной ход годовых сумм осадков на побережье Японского моря со скользящим 11-летним осреднением и линиями линейного тренда

Можно отметить те же особенности, что и при анализе сезонных и годовых сумм осадков на станциях — заметных изменений режима увлажнения за весь изучаемый период по районам не произошло, при этом также выделяются эпохи с различными условиями увлажнения. С 1975 г. значимая тенденция (p = 95 %) увеличения годовых сумм осадков характерна только для южного побережья Приморья (α = 10,2 мм/год, R^2 = 0,19). На западном побережье Сахалина режим осадков характеризуется большей устойчивостью.

10.3. Число дней с осадками и продолжительность осадков

Годовое число дней с осадками на западном побережье Японского моря составляет 100—115, на восточном — от 160 (Сахалин) до 230 (Япония), т. е. в 1,5—2 раза больше с заметным увеличением от северных и южных районов побережья к центральным. Отметим, что за день с осадками принимается день с суточным количеством осадков 0,1 мм и более.

Летом на побережье Японского моря практически каждый второй день является днем с осадками. Но если на западном побережье именно осадки теплого периода вносят наибольший вклад в общее годовые суммы осадков и число дней с осадками, а зимой осадки выпадают в среднем 3—6 дней за месяц, то на восточном побережье наибольшее число дней с осадками приходится на зимний период (56—87 % числа дней зимнего периода). Например, на Японских островах зимой в среднем может быть 26—28 дней с осадками за месяц (Вакканай, Саката, Вадзима, Мацуэ). На севере и юге число дней с осадками составляет 13—20 за месяц.

Наибольшая интенсивность осадков на побережье Японского моря приходится на осень (северная часть побережья) или лето (южные районы), причем разница между интенсивностью летних и осенних осадков на севере восточного побережья несущественна.

Число дней с осадками и их продолжительность на восточном побережье уменьшается от зимы к лету—осени, средние месячные суммы, наоборот, увеличиваются и соответственно, увеличивается число дней с осадками 5 мм и более, что свидетельствует о большей интенсивности летних и осенних осадков. Средняя продолжительность осадков в июне—июле составляет около 80 ч (максимальная — 140 ч), в декабре — более 300 ч (максимальная — 500 ч).

Для западного побережья Японского моря наибольшие значения числа дней с осадками и (в том числе, с осадками более 5 мм) и их продолжительности приходятся на лето (июнь—июль), а максимум среднего месячного количества осадков сдвинут на конец лета — начало осени.

Таким образом, характер связи числа дней с осадками и их количества для западного и восточного побережий Японского моря различен. Более определенно выражена указанная связь для западного побережья Японского моря, где с общим увеличением осадков от зимы к лету увеличивается и число дней с осадками, хотя и с отмеченным выше смещением максимумов анализируемых величин. Число дней с осадками здесь увеличивается быстрее, чем количество осадков, поскольку большой вклад в число дней с осадками в первой половине лета вносят моросящие осадки с малой интенсивностью.

Для восточного побережья месяцы с повышенным количеством осадков (лето, осень) чаще всего не соответствуют месяцам с наибольшей повторяемостью дней с осадками (Александровск-Сахалинский, Вакканай, Фукуока) — связь между рассматриваемыми величинами носит случайный характер. Аналогичные выводы можно сделать при анализе связи продолжительности осадков, числа дней с осадками и их количества.

10.4. Суточное количество осадков

Среднее суточное количество осадков на побережье зимой составляет 1—6 мм (на Японских островах — около 10 мм), летом — от 5—6 в июне до 8—15 в августе на северном побережье и от 10 мм в июне до 10—30 мм на южном. По данным ECMWF, наибольшие суточные суммы осадков в Японском море зимой наблюдаются у берегов Японии (рис. 10.4), что подтверждается показаниями береговых метеорологических станций и постов.

Суточный максимум может превышать среднее суточное количество в 10—20 раз (рис. 10.5). Зимой за сутки может выпасть 2—4 месячные нормы осадков, весной (апрель) — 120—160 % месячной нормы на западном побережье, 60—100 % на севере восточного побережья и более 170 % на юге. Летом суточный максимум может составить 60—100 % месячной нормы на восточном побережье и 80—140 % на западном.

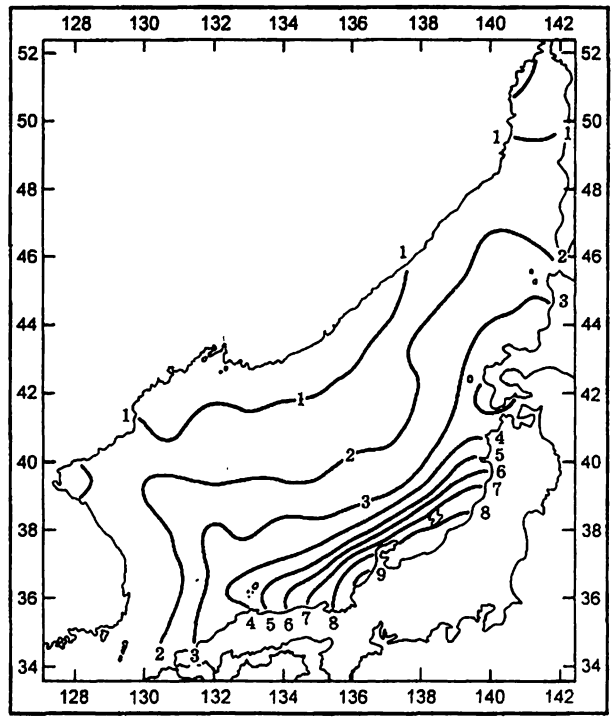


Рис. 10.4. Средние суточные суммы осадков (мм) над Японским морем зимой (по данным прогноза ECMWF)

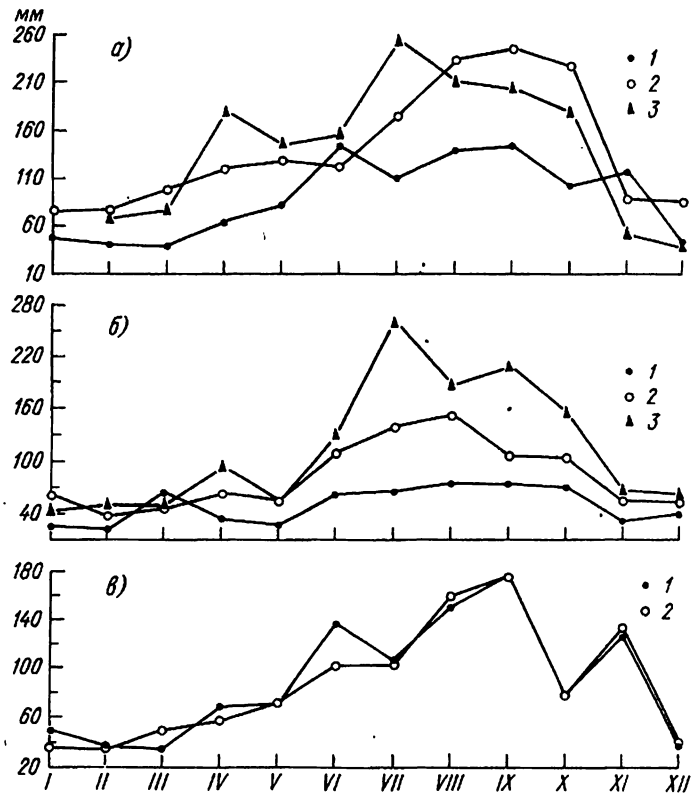


Рис. 10.5. Суточный максимум осадков на побережье Японского моря

а: *1* Золотой, *2* Вонсан, *3* Пусан; *б*: *1* Александровск-Сахалинский, *2* Саката, *3* Мацуэ; *в*: *1* Владивосток, *2* Владивосток, порт

Особой интенсивностью отличаются осадки, связанные с тайфунами, выходящими на Японское море летом и осенью, когда суточное количество осадков на северном побережье может составить более 180 мм (например, Владивосток, порт: 198 мм 18 августа 1979 г., 210 мм 13 октября 1967 г. и другие при среднем суточном количестве 11—12 мм [56]).

При продвижении от северных районов побережья к южным суточные максимумы возрастают весьма значительно. На южном побережье летний суточный максимум может превышать 250 мм (Пусан, Фукуока, июнь—июль).

Распределение осадков во времени и пространстве неравномерно, суточные максимумы осадков даже на близко расположенных станциях различаются и по значениям, и по дате наблюдения. Например, по данным [68] за июнь для станций Владивосток и Владивосток-порт, расположенных в непосредственной близости друг от друга (одна на склоне сопки, другая на берегу бухты Золотой Рог), разности суточных максимумов осадков достигают 36 мм.

Даты суточного максимума осадков (как, впрочем, и даты максимального месячного и сезонного количества осадков) даже для соседних станций значительно различаются. Например, на станции Владивосток максимум 35 мм в марте наблюдался дважды, и только один раз произошло совпадение по дате со станцией Владивосток-порт, где максимум был выше на 14 мм. Совпадали даты суточных максимумов в мае, июле, сентябре и ноябре, но различия в количестве осадков имеются. Отметим, что, согласно данным [56], с увеличением ряда наблюдений за отдельные месяцы отмечены и изменения суточных максимумов осадков на станциях. Так, на станции Владивосток, порт максимум в апреле составил 75 мм (8 апреля 1979 г.), в июле — 118 мм (8 июля 1974 г.), в августе — 198 мм (18 августа 1979 г.) и в октябре — 210 мм (13 октября 1967 г.), на станции Золотой максимум в июле достигал 108 мм (24 июля 1980 г.) и т. д.

По оценкам [37, 38, 41], для Японии и Кореи средний суточный максимум практически совпадает с медианным значением наибольшего максимума (разности между ними с ноября по май включительно 1—2 мм, в остальные месяцы 6—8 мм). В целом на побережье с 5 %-ной обеспеченностью суточный максимум осадков в 1,1—2,5 раза ниже выборочного экстремального. С 95 %-ной обеспеченностью суточный максимум приближается к среднему суточному количеству осадков. Для западного побережья суточный максимум с обеспеченностью 63 % с апреля по октябрь в 3—6 раз ниже наблюденного максимума. Зимой, когда суммы осадков невелики и во время одного снегопада может выпасть несколько месячных норм осадков, суточный максимум превышает максимальное суточное количество осадков с обеспеченностью 63 % в 7—20 раз. На восточном побережье выборочный максимум в 2—6 раз превышает суточный максимум с обеспеченностью 63 %.

10.5. Эффекты запруживания воздушных масс у восточного побережья Японского моря

Несмотря на то что годовой ход осадков над Японским морем, обусловленный сезонной сменой преобладающих барических систем, выражен довольно определенно, в отдельных районах побережья имеются существенные отклонения от многолетних данных. Для части восточного побережья наряду с циклонической деятельностью основной причиной формирования зимних осадков является эффект запруживания влажных воздушных масс, что вызывает заметное увеличение количества зимних осадков по сравнению с рядом расположенными районами.

Эффект запруживания воздушных масс заключается в возрастании восходящей составляющей движения при замедлении горизонтального воздушного потока, связанного с изменениями условий трения при переходе воздушных масс с суши на море, перед горными хребтами и массивами, динамической конвергенцией вектора скорости ветра [13, 77]. При рассмотрении эффекта запруживания неизбежно могут быть небольшие повторения сказанного в предыдущих разделах, что необходимо для объяснения региональных особенностей распределения осадков над восточным побережьем Японского моря — берегами Сахалина, Хоккайдо, Хонсю и Кюсю.

С наступлением зимнего сезона на Японское море поступает холодный континентальный воздух (континентальный муссон), который формируется в области азиатского антициклона. Ветры зимнего континентального муссона (северо-западные, северные и западные направления) имеют высокую суммарную повторяемость (60—70 % — в зависимости от района моря). Наиболее холодные воздушные массы поступают на море с северо-западными и северными ветрами, общая повторяемость которых составляет более 50 % в северной половине моря и 40 % в южной. Конечно, вблизи берегов можно отметить свои особенности в режиме направлений ветра, которые складываются под влиянием орографии. Но эти особенности проявляются более ярко в летний период, когда уменьшаются скорости ветра и направление становится менее устойчивым.

Структура зимней адвекции воздушных масс способствует более заметному понижению температуры воздуха над северной половиной Японского моря по сравнению с южной, которая характеризуется положительными средними месячными температурами воздуха в течение всего зимнего периода. Направление перемещения воздушных масс зимнего континентального муссона обычно оказывается перпендикулярным береговой линии восточного побережья Японского моря. Восточное побережье Японского моря отличается сложным рельефом, высокими берегами, отвесными скалами, вогнутой формой. Вдоль Сахалина и Японских островов проходят системы горных хребтов, ориентированных

параллельно береговой линии. Поступающие с континента воздушные массы первоначально имеют малую влажность и низкие температуры воздуха, но при пересечении теплого Японского моря континентальный умеренный воздух трансформируется — прогревается и увлажняется. И к восточному побережью приходят уже воздушные массы, близкие по свойствам к морскому умеренному воздуху. Это подтверждается более высокими зимними температурами воздуха в пунктах восточного побережья по сравнению с пунктами западного на одной и той же широте (в январе на 4—6 °С и более). В относительно теплом морском умеренном воздухе создаются благоприятные условия для развития восходящих движений воздуха.

При приближении к высокому восточному побережью воздушные массы испытывают динамическое торможение и набегают друг на друга, что приводит к возникновению дополнительной вертикальной составляющей движения. При переходе через береговую линию меняются условия трения. Тормозящее влияние подстилающей поверхности горных хребтов способствуют подъему воздуха.

Играет роль и некоторое повышение давления воздуха перед горами. Под влиянием орографического фактора, динамический рост давления в этом случае сопровождается развитием восходящих движений воздуха (в отличие от общих термодинамических факторов, когда при росте давления происходит развитие нисходящих движений) и образованием облачности и осадков [65].

Кроме того, восходящим движениям воздуха благоприятствует динамическая конвергенция за счет уменьшения скорости ветра по потоку и сходимости воздушных течений, что имеет место, например, у берегов Хоккайдо, Хонсю, Северной Кореи, в Татарском проливе. Количественная оценка дивергенции вектора скорости ветра показывает, что зимой для значительной части Японского моря, за исключением центральной акватории и зоны, примыкающей к Приморскому побережью России, характерна отрицательная дивергенция (конвергенция) скорости ветра (рис. 10.6).

Основные очаги конвергенции, с меньшей интенсивностью сохраняющиеся и летом, располагаются у побережья Северной Кореи, у берегов Хоккайдо и северной части Хонсю, в Татарском проливе. Изменчивость дивергенции (стандартные отклонения) зимой и летом примерно одинакова (около $15 \cdot 10^{-6}$ с$^{-1}$), т. е. зимой по абсолютной величине достигает значений самой дивергенции, а летом в 3 раза превышает их.

Конвергенция у побережья Кореи имеет динамический характер. Возрастание вертикальной составляющей вектора скорости ветра не отражается сколько-нибудь заметно на процессах образования облаков и осадков в течение всего холодного периода, что связано с природой зимнего дальневосточного муссона (но при достаточной влажности воздуха здесь также происходит развитие облачности). При пересечении Татарского пролива, к побережью Сахалина, воздушные массы также не успевают увлажниться и прогреться, как это происходит южнее, у побережья Японских островов. Уже у берегов Хоккайдо влагосодержание воздуха увеличивается настолько, что обусловливает дополнительные региональные эффекты в формировании облачности и осадков (эффект запруживания).

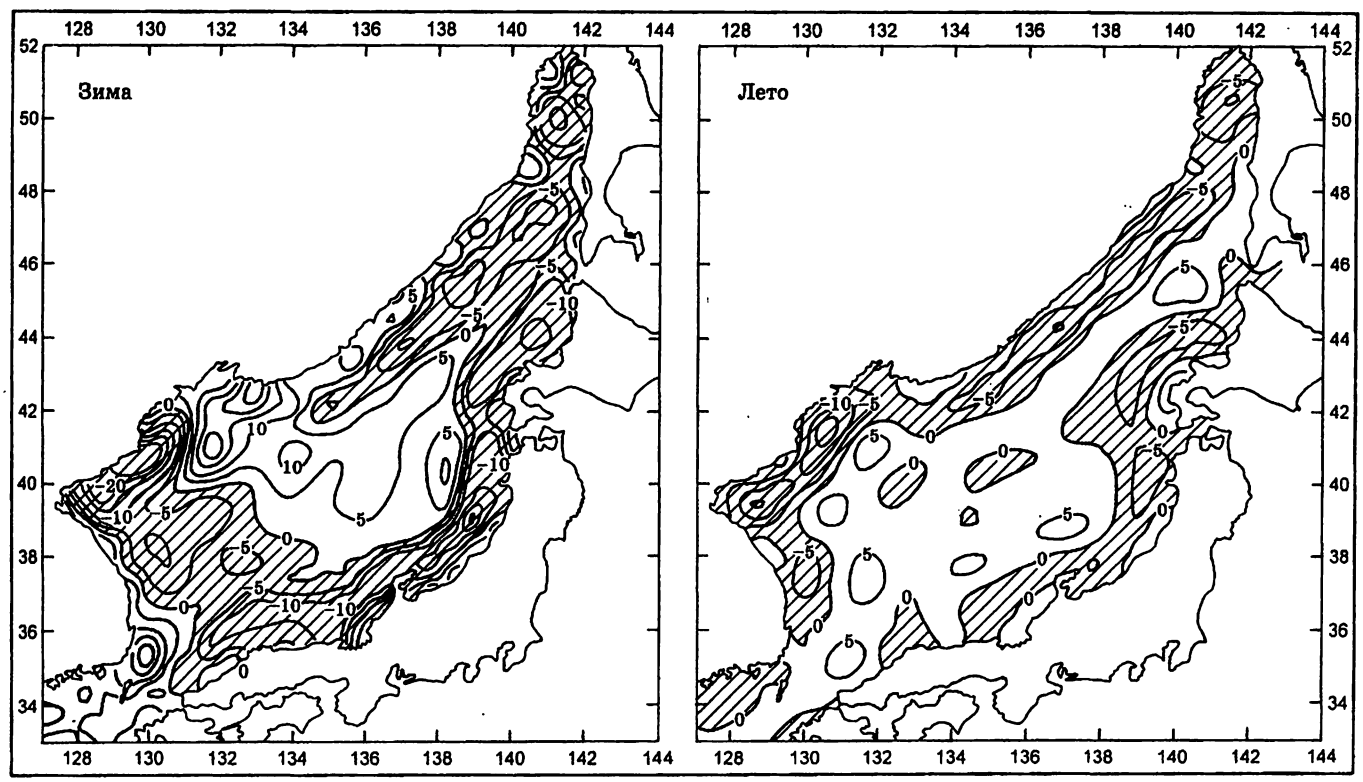


Рис. 10.6. Поле дивергенции скорости ветра ($\times 10^{-6}$ с$^{-1}$) над Японским морем (по данным анализа ECMWF)

Эффект запруживания у восточного побережья Японского моря, где конвергенция определяется не только динамическими, но также термическими и орографическими причинами, довольно четко проявляется в картине распределения облачности и осадков в течение года. В областях запруживания на восточном побережье Японского моря оказываются берега Хоккайдо (Вакканай, Суццу и др.) и Хонсю (Акита, Саката, Вадзима, Мацуэ). Расположенные южнее Идзухара (о. Цусима), Симоносеки (на юге Хонсю) и Фукуока (о. Кюсю) находятся вне области запруживания.

Годовая общая облачность над Японским морем изменяется от 5—6 баллов на западе моря до 6—8 баллов на востоке. Наибольшие значения общей облачности над Японским морем относятся к прибрежным зонам о. Хоккайдо и центральной части о. Хонсю, т. е. к районам, связанным с областями максимального запруживания воздушных масс, где зимой преобладает пасмурная погода (за год 6—8 баллов, зимой 8—10 баллов).

Годовой ход числа дней с пасмурной погодой на западном побережье простой — максимум наблюдается в летние месяцы (20 дней и более за месяц), минимум — зимой (3—4 дня за месяц). На восточном же побережье в областях запруживания основной максимум числа дней с пасмурной погодой имеет место зимой, обычно в декабре, и составляет 26—28 дней за месяц (Вакканай, Суццу и др.). Вторичный максимум относится к лету (июль). Вне областей запруживания на восточном побережье также имеются два максимума в годовом ходе пасмурных дней, основной максимум, как и на западном побережье — летний.

Восточное побережье в целом отличается повышенным числом дней с осадками (160—230 дней за год) по сравнению с западным (100—120 дней за год). В областях наибольшего запруживания (Вакканай, Саката, Вадзима и др.) годовое число дней с осадками превышает 200, вне областей запруживания — заметно снижается (Фукуока, около 160 дней за год). Отличительной особенностью для районов запруживания является большее число дней с осадками зимой, чем летом.

Зимой на восточном побережье в областях запруживания может быть 26—28 дней с осадками за месяц (70—80 за сезон), вне таких областей число дней с осадками зимой уменьшается и практически совпадает с летним (40—50 дней за сезон). В областях запруживания отмечается более или менее равномерное распределение количества осадков по сезонам либо превышение количества зимних осадков над летними — зимой выпадает 20—35 % годового количества осадков. Вне областей запруживания на восточном побережье, как и на западном, распределение осадков характеризуется зимним минимумом (не более 10—15 % годовых сумм осадков) и летним или осенним максимумом (35 % годовой суммы и более).

Эффект запруживания прослеживается в распределении облачности и осадков раньше и распространяется дальше на побережье Японии, чем в случае собственно орографических осадков, связанных с вынужденным подъемом воздуха при его перевáливании через хребет и достижения им условий насыщения. Количество осадков становится заметным уже над морем возле побережья — в районах запруживания средние суточные зимние суммы осадков превышают 5 мм /сут уже над морем и увеличиваются на побережье до 10 мм /сут.

Эффекты запруживания проявляются также в увеличении количества циклонических осадков, связанном с дополнительным вынужденным подъемом воздуха при приближении фронтальной воздушной массы к восточному побережью и дальнейшем ее перемещении над внутренними районами Японии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сезонные изменения структуры термического и барического полей над дальневосточными морями в значительной степени обусловлены влиянием подстилающей поверхности и особенностями взаимодействия атмосферы и океана Азиатско-Тихоокеанского региона. Циклоническая деятельность летом преобладает над континентом, зимой — над Тихим океаном и дальневосточными морями. Поле повышенного давления зимой господствует над континентом, летом получает основное развитие над тихоокеанской акваторией, распространяясь на дальневосточные моря. Переходные сезоны занимают промежуточное положение между процессами основных сезонов.

Основными синоптическими и климатическими центрами действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона зимой являются алеутская депрессия и азиатский антициклон, летом — северотихоокеанский антициклон, южноазиатская депрессия, ложбина от которой простирается на районы Дальнего Востока.

Сравнительный анализ выборочных характеристик за различные периоды показывает, что среднее давление в центре климатических барических минимумов за 1961—1990 гг. понизилось по сравнению с двумя предыдущими 30-летними периодами (1901—1930 и 1931—1960 гг.), а в центрах климатических барических максимумов — повысилось. Эти изменения особенно заметны для зимних центров действия атмосферы — азиатского антициклона и алеутской депрессии, где изменения давления в ту или иную сторону составили примерно 9—11 гПа за 100 лет.

Временной ход давления характеризуется наличием значительных межгодовых изменений и периодов повышения или понижения давления на фо-

не отмеченной общей вековой тенденции. С конца 70-х—начала 80-х годов для всех ЦДА в месяцы их наибольшей активности имеет место тенденция, резко обратная вековой, выражающаяся в заполнении алеутской и азиатской депрессий и ослаблении азиатского и северотихоокеанского максимумов, как фаза очередного подъема или понижения в волнообразном ходе давления.

На фоне значительных межгодовых колебаний географических координат центров также, как и для давления, можно выделить довольно устойчивые временны́е периоды с тенденцией разного знака. В последние десятилетия XX в. (с конца 70-х—начала 80-х годов) континентальные климатические центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в месяцы их наибольшей активности имеют довольно ярко выраженную тенденцию смещения центра к западу, океанические — к северо-западу.

Временной ход макромасштабного зимнего барического градиента давления как разности давления в климатических центрах действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона, отнесенной к расстоянию между ними, не показывает наличия статистически значимого векового тренда. Но примерно с середины 70-х годов XX в. на фоне некоторого сближения центров и уменьшения разности давлений между ними наблюдается градиент, равный −1,5 гПа/10° долготы за 10 лет. Летом при значимом положительном вековом тренде летнего макромасштабного барического градиента (0,04 гПа/10° долготы за 10 лет) за последние 20 лет происходит его уменьшение (−0,2 гПа/10° долготы за 10 лет).

Интенсивность и географическая локализация крупномасштабных барических систем определяют общий характер циркуляции и климатические особенности различных сезонов над Японским морем, которые проявляются в региональной пространственно-временной изменчивости метеорологических величин между северной и южной, западной и восточной частями моря.

Атмосферное давление. Для западной акватории Японского моря, формирование полей давления над которым происходит зимой чаще под воздействием восточной периферии азиатского антициклона, летом — азиатской депрессии, характерен простой годовой ход атмосферного давления с зимним максимумом и летним минимумом и довольно резкими сезонными различиями. Над восточной акваторией Японского моря, попадающей в переходную зону между континентальными и океаническими центрами действия атмосферы, годовой ход атмосферного давления более сложный — с двумя выраженными максимумами (зимним и осенним) и основным летним минимумом и сглаженными сезонными различиями.

В районах с отчетливой муссонной циркуляцией (Японское море и его западное побережье, а также западная Япония) годовые эмпирические распределения атмосферного давления представлены суммой двух и более распределений с модами в области более низких (летний период), более высоких (зимний период) и промежуточных значений (переходные периоды). Эмпирические распределения среднего месячного атмосферного давления над восточным побережьем Японского моря, которое располагается на северной границе зоны действия дальневосточного муссона, одновершинные, положительно асимметричные. Здесь хотя и имеет место смена преобладающих направлений ветра от сезона к сезону, но повторяемость преобладающих направлений недостаточно высока по сравнению, например, с западным побережьем Японского моря.

Вековой ход давления воздуха зимой над Японским морем характеризуется отсутствием значимых трендов. На фоне значительной межгодовой изменчивости можно выделить более или менее выраженные периоды (волны) роста или уменьшения давления воздуха, длительностью около 20 лет, имеющие синхронный ход во времени для всей территории, что свидетельствует об общих макромасштабных причинах этого явления.

Межгодовые изменения среднемесячного давления ± 5 гПа и более характерны в основном для зимнего периода с максимумом повторяемости над южной половиной Японского моря (26 %), где зимой около 10 % случаев относится к межгодовым разностям давления ± 10 гПа и более.

Эмпирическая вероятность междусуточных изменений давления воздуха ± 15 гПа и более в зимние месяцы составляет 1—2 %, летом не превышает 0,4 %. Наибольшая повторяемость отмечается в марте и октябре — месяцы перестройки синоптических процессов на летний или зимний типы (до 2,5—3,5 %). Изменения атмосферного давления ± 15 гПа и более за 6 ч летом могут формироваться в среднем 4 раза за сезон, а зимой, весной и осенью — до 15 раз за месяц (абсолютный максимум достигал 28,8 гПа за 6 ч в сторону роста атмосферного давления). Очень резкие изменения атмосферного давления за 3 ч, превышающие ± 20 гПа, наблюдаются в среднем в 0,1—0,5 % случаев 3-часовых наблюдений (что на побережье измеряется десятками случаев для Приморья, сотнями для Сахалина и побережья Хабаровского края). Максимум их повторяемости отмечается весной (март—апрель) и осенью (октябрь), минимум относится к летним месяцам (июнь—июль). Максимальные по абсолютной величине изменения атмосферного давления за 3 ч для Приморского побережья Японского моря превышают ± 35 гПа, для Сахалина — ± 40 гПа. Основными причинами резких междусуточных изменений атмосферного давления являются прохождения над исследуемыми районами глубоких южных циклонов с резко выраженными фронтальными разделами и тропических циклонов.

Ветровой режим. Анализ данных показывает муссонный характер ветрового режима над Японским морем, хотя и по-разному выраженный в различных районах. Наиболее ярко муссонный характер ветрового режима прослеживается вблизи побережий Японского моря и в Татарском проливе, где ветры летнего и зимнего муссона действительно являются преобладающими. Зимой — это северо-

западные, западные и северные направления ветра (ветры с континента), на все другие направления приходится менее 40 %, а в северной части моря — менее 30 %.

Японское море попадает в переходную зону между морскими и континентальными климатологическими центрами, которая ярко выражена и зимой и летом, но зимние циркуляционные и термические условия Азиатско-Тихоокеанского региона благоприятствуют увеличению ее активности, выражающемуся в росте макромасштабного барического градиента в среднем в 3—4 раза, и, следовательно, повышению активности зимнего муссона.

Летний муссон над морем выражен менее ярко. Преобладание южных ветров наблюдается главным образом в районах, прилегающих к побережью, а над северной акваторией летом преобладают юго-западные (19—23 %) и северо-восточные ветры (до 22 %). Значителен летом вклад ветров северных направлений, особенно на юге и западе Японского моря (9—12 %); с ними поступает сравнительно сухой и теплый воздух с континента. Штили зимой практически не отмечаются, зато летом их повторяемость достигает 5—11 %.

Годовой ход скорости ветра выражен достаточно ярко — с максимумом в январе и минимумом в один из летних месяцев. Наибольшими скоростями в течение всего года отличается восточная часть моря. Зимой, когда циркуляционные процессы более интенсивны, средние месячные скорости ветра над Японским морем составляют 8—9 м/с, летом — около 5—6 м/с. Наибольшие средние скорости ветра в течение года относятся к северным, северо-западным и западным ветрам. На востоке акватории можно отметить увеличение средней скорости ветров восточных направлений. Минимум в годовом ходе относится к юго-восточным ветрам.

Наибольшие скорости ветра по срочным данным превышают 20 м/с практически во все месяцы. На мысах северо-западного побережья Японского моря отмечались максимальные скорости ветра по флюгеру ≥ 40 м/с (с порывами до 57 м/с). На северо-восточном побережье Японского моря максимальная скорость ветра составляет 35—40 м/с, на побережье Японии — 26—35 м/с.

Ветры 25—29 м/с в северной половине Японского моря в период с сентября по март отмечаются ежегодно в течение каждого месяца 1—2 раза, летом — 1 раз в два года, в южной половине моря — зимой 1 раз в месяц практически ежегодно, летом 1—2 раза за 30 лет. На западе моря их повторяемость невелика — примерно 3—4 раза за 10 лет.

Скорости ветра 30 м/с и более наблюдаются на Японском море с повторяемостью, обычно не превышающей 0,1—0,2 % в месяц (1—2 случая за 10 лет), что подтверждается данными береговых дальневосточных станций. Летом такие скорости отмечаются в очень редких случаях — 1—2 раза за 10 лет для северной половины моря и 1—2 раза за 30 лет для южной.

Число дней с сильными ветрами на побережье Японского моря может достигать 40—50 дней за год с увеличением повторяемости до 70—110 дней на скалистых берегах, открытых мысах. Зимой наибольшее число дней с сильным ветром может составлять 15—27 дней за месяц.

Анализ меридиональной и зональной компонент зимних ветровых систем над Японским морем с помощью разложения показал, что первые три моды разложения определяют 63 % общей изменчивости поля ветра в течение зимнего сезона и 67 % в январе.

Структура двух первых мод разложения поля ветра связана с изменчивостью интенсивности зимнего муссона и может быть использована для оценки муссонной активности в качестве типовых полей изменчивости зимнего муссона над Японским морем. Первая мода определяет в основном аномальность интенсивности меридиональной составляющей зимних муссонных ветров над морем. Вторая мода характеризует аномальность интенсивности зональной составляющей. Структура третьей моды отражает вклад циклонической или антициклонической циркуляции над морем в формирование поля ветра. На основе их связи с аномалиями барического поля получены индексы муссонной активности за вековой период наблюдений. Основной вклад в муссонную активность вносят меридиональный и зональный индексы муссонной активности, описывающие около 54 % общей изменчивости поля приводного ветра.

Временной ход индексов муссонной активности показывает отсутствие значимых трендов с конца 1920-х годов до 1970-х, когда для меридионального и вихревого индексов, как и для макромасштабного барического градиента, стала значимой тенденция уменьшения, для зонального индекса — тенденция роста. Изменения зонального и вихревого индексов находятся в противофазе.

Кроме того, анализ связи первых мод разложения меридиональной и зональной компонент зимних ветровых систем над Японским морем с аномалиями барического поля позволил определить районы, где аномалии давления в наибольшей степени связаны с интенсивностью соответствующей компоненты изменчивости поля ветра. Изменения знака в центрах областей наиболее значимой корреляции приводит к изменению интенсивности муссона. Формирование преобладающего переноса воздушных масс над Японским морем зимой определяется взаимодействием азиатского антициклона и алеутской депрессии, интенсивность же переноса зависит от локального распределения поля давления в районе моря и прилегающих областей.

Термический режим. Средняя годовая температура воздуха над Японским морем положительна. Термические контрасты между севером и югом моря значительны в течение всего года: около 16 °С в холодный период и около 10 °С летом. Средние годовые значения в целом ниже среднеширотных примерно на 3—4 °С. Зимой градиенты температуры воздуха достигают 10—13 °С на 10° широты, летом — около 8 °С. Годовые амплитуды средних месячных температур воздуха уменьшаются с севера на юг: от 30 °С на севере до 20—24 °С в южной половине моря.

Средние месячные температуры воздуха над Японским морем имеют простой ход с минимумом в январе и максимумом в августе. Однако в отдельные годы это правило может нарушаться, и самым холодным становится либо февраль, либо декабрь, а наиболее высокая средняя месячная температура воздуха приходится на июль. В целом за исследуемый период июль в 18 % случаев был теплее августа либо температуры между ними практически не различались.

Над южной половиной моря (ниже 40° с. ш.) средние месячные температуры воздуха положительны в течение всего года, хотя повторяемость отрицательных срочных температур воздуха достигает зимой 7—19 % с наибольшей вероятностью в январе. Отрицательные значения срочных температур воздуха в южной половине Японского моря характерны для ее северо-западной акватории, глубоко вдающейся в Евразийский материк, где средние месячные температуры воздуха в январе составляют 1 °С и ниже даже у 38° широты. Годовая амплитуда температуры воздуха над открытой центральной акваторией Японского моря по срочным данным составляет 48 °С, для прибрежных станций на тех же широтах — 55—60 °С.

Над северной половиной моря и на северо-востоке — районах, особо подверженных зимним холодным вторжениям воздушных масс с континента, повторяемость температур ниже −10 °С составляет 6—7 % и 11—17 % соответственно в декабре и феврале и 13—27 % в январе. Даже в ноябре и марте на северо-востоке моря их вероятность более 2 %. Температуры воздуха −20 °С и ниже наблюдаются с вероятностью 1 % (январь) и менее (декабрь, февраль, март).

Над южной половиной моря и акваторией, прилегающей к Корейскому полуострову, повторяемость средних суточных температур воздуха ниже −10 °С незначительна — менее 1 %, т. е. если они и возможны, то не чаще, чем 1 раз за 100 лет. Средние суточные температуры воздуха −20 °С и ниже зимой не отмечаются.

Срочные температуры воздуха выше 20 °С над северной половиной моря преобладают с июля по сентябрь (на крайнем севере моря отмечаются только в августе), над южной — с июня по октябрь. В августе их вероятность достигает 54 % над северной половиной моря и практически 100 % над южной.

Значительной изменчивостью в целом по морю отличается район вдоль северо-западного побережья Приморского и Хабаровского краев, а также Татарский пролив, где зимой средние квадратические отклонения превышают 5—6 °С (январь 7—8,5 °С), что выше соответствующих значений для прибрежных станций. В отдельные годы могут наблюдаться отклонения от многолетнего хода, но тенденция уменьшения отклонений от зимы к лету сохраняется.

Междусуточные изменения средних суточных температур воздуха в подавляющем большинстве случаев не превышают ±5 °С. В период с октября по февраль от 12 % (декабрь) до 5 % (февраль) случаев приходится на резкие междусуточные изменения — до ±10 °С; довольно редко в этот период (а также в мае и июне) отмечаются понижения (а в ноябре—январе повышения) температуры воздуха за сутки на 15 °С. Летом понижения температуры воздуха обусловлены выносом морского воздуха из Охотского моря при активизации северотихоокеанского антициклона с образованием гребня или отрога над холодной поверхностью Охотского моря, зимой резкие понижения температуры связаны с адвекцией континентального воздуха из районов Якутии.

Зимние условия атмосферной циркуляции благоприятствуют адвекции холода с континента на северную часть Японского моря, что при значительной повторяемости здесь сильных и штормовых ветров (10—12 %) увеличивает суровость погоды и создает условия, благоприятствующие обледенению морских судов с ноября—декабря по март включительно. Особо неблагоприятные условия создаются в районе Татарского пролива. Над его северной частью уже в ноябре с вероятностью 5—10 % возможны ситуации с быстрым и очень быстрым обледенением. Как показывает анализ конкретных ситуаций на Японском море, обледенение зимой возможно при значительном диапазоне гидрометеорологических характеристик, но практически не возникает угрозы обледенения при восточных, юго-восточных и южных ветрах. При слабо положительных температурах воздуха вероятность обледенения незначительна — около 4 % случаев, и эти случаи в основном относятся к восточным, юго-восточным и южным направлениям и скоростям до 15 м/с. Примерно четвертая часть всех случаев обледенения приходится на ситуации при ветрах 15 м/с и более (25 % в декабре и феврале и более 30 % в январе).

Зимой разности температур воздушных масс, приходящих с континента и с моря, особенно велики и достигают в среднем 4—6 °С. В теплый период вместе с ослаблением активности синоптических процессов, когда в большинстве случаев (около 85 %) скорости ветра не превышают 9 м/с, а повторяемость слабых ветров увеличивается до 30—35 %, зависимость температуры воздуха от направления и скорости переноса воздушных масс сглаживается (разности не более 1,5—2 °С).

Тенденция понижения температуры воздуха с усилением ветра, заметная зимой практически для всей акватории Японского моря, нарушается для Татарского пролива, где с увеличением скорости ветра, наоборот, происходит рост температуры воздуха. Аналогичная зависимость имеет место над северной половиной Охотского моря.

Это связано в первую очередь с термическими различиями в начале траекторий термической адвекции: при усилении ветра северо-восточная акватория Японского моря чаще оказывается под воздействием периферии алеутской депрессии (а не азиатского антициклона) при температурах ниже, чем в арктическом бассейне. Северная акватория Охотского моря попадает зимой под влияние зоны значительных барических градиентов периферии

алеутской депрессии, в которой переносится с морских акваторий морской умеренный воздух.

Летом усиление ветра сопровождается пониженным фоном температуры воздуха, что особенно заметно в начале лета, когда, например, в июне модальным является значение 10—14,5 °С, а при сильных ветрах 5—9,5 °С. Даже в июле, когда наибольшую вероятность имеет диапазон температур воздуха 15—19,5 °С (около 50 %), при сильных ветрах модальной является градация температуры 10—14,5 °С, а на ситуации с сильными ветрами при температуре воздуха ниже 10 °С приходится около 4 % случаев.

Эмпирические распределения средних месячных температур воздуха по данным прибрежных станций скошенные, чаще с вершиной более пологой по сравнению с теоретической кривой нормального распределения. Распределение средних месячных температур воздуха в целом за год характеризуется многомодальностью (4—5 мод) и состоит из нескольких распределений, соответствующих сезонам.

При анализе выборок различного объема, полученных соответственно за периоды 1960—1970, 1960—1980 и 1960—1990 гг., можно заметить увеличение средних температур воздуха над центральной акваторией Японского моря при увеличении объема выборки, что свидетельствует о возрастании вклада более высоких температур в последние десятилетия. По имеющимся оценкам, средние температуры воздуха в 1960-х годах составляли, например, −1,2 °С для января и 23,0 °С для августа, в 1970-х годах — соответственно 0,2 и 23,9 °С, в 1980-х — 0,8 и 24,4 °С. Если рассматривать значимые с 5 %-ным уровнем показатели линейного тренда, то на северном побережье Японского моря можно отметить тенденцию увеличения температуры от ноября—декабря к апрелю—июню, с наибольшими значениями тренда зимой. На юго-западном побережье положительный тренд имеет место с конца зимы до начала лета и осенью. В летние месяцы тренды незначимы для всех станций побережья.

Предварительные оценки, основанные на анализе числа дней с отрицательной температурой воздуха, показателей теплообмена как произведения отрицательной температуры воздуха на квадрат модуля скорости ветра, указывают на наличие тенденции уменьшения потерь тепла морем, в частности в западной его части, за последние 50 лет, что может быть свидетельством региональных климатических изменений.

Влажность воздуха. Парциальное давление водяного пара растет к югу Японского моря соответственно росту температуры воздуха и способности атмосферы вследствие этого удерживать все большее количество водяного пара. Наибольшее парциальное давление водяного пара характерно для летних месяцев в целом с максимумом значений в августе — от 12—16 гПа на севере до 20—22 гПа на юге моря.

На западе моря зимой под воздействием сухого зимнего муссона средняя месячная относительная влажность уменьшается до 50—60 % (январь), что наиболее ярко проявляется у побережья Приморского края. При перемещении континентального воздуха к востоку он насыщается влагой, и здесь в течение года относительная влажность выше 70—80 %. Над центральной акваторией Японского моря и в его восточной части высокие значения относительной влажности воздуха (70—95 %) сохраняются в течение всего года.

Наибольшая относительная влажность воздуха приходится на период активности летнего муссона. В это время одновременно наблюдаются высокие значения парциального давления водяного пара и температуры воздуха, а средние месячные значения относительной влажности составляют около 90 %.

Анализ показывает, что рост температуры воздуха сопровождается увеличением относительной влажности воздуха, хотя для зимы эта зависимость не является линейной. Наиболее высокие значения относительной влажности воздуха в течение всего года наблюдаются при ветрах южных румбов — юго-восточных, южных и юго-западных. Летом фон относительной влажности сохраняется на уровне 70—100 % при любых направлениях ветра с сохранением вышеуказанной тенденции. Заметен рост относительной влажности с увеличением скорости ветра зимой, когда циклоническая деятельность над морем, с которой связано усиление ветра, благоприятствует выносу на побережье влажного воздуха.

Наблюдения над морями предусматривают инструментальные измерения характеристик влажности, однако большая часть информации, получаемой попутными судовыми наблюдениями, по различным причинам не содержит оценок влажности. Для получения климатических оценок иногда достаточно имеющейся инструментальной информации, но, например, для расчета составляющих теплового баланса, особенно затрат тепла на испарение, часто имеющаяся информация является неполной. Эмпирическая зависимость между температурой точки росы и температурой воздуха над морем показывают наличие линейной связи, несколько различающейся по сезонам.

Метеорологическая дальность видимости. Основным метеорологическим явлением, ухудшающим видимость летом, являются туманы, повторяемость которых велика над северной половиной моря. Зимой видимость ухудшается в основном при снегопадах и метелях (зимние туманы над морем наблюдаются нечасто). Наиболее неблагоприятные условия по дальности видимости имеют место летом у берегов Приморского края и в Татарском проливе, зимой — у восточных берегов Японского моря, особенно у Южного Сахалина и Хоккайдо.

Суммарная повторяемость неблагоприятных условий по дальности видимости для Японского моря имеет основной максимум в июле и вторичный — в январе. Летний максимум повторяемости для видимости до 2 миль достигает 10 % общего числа наблюдений над южной половиной моря, 22 и 28 % над северо-восточной и северной акваториями соответственно. Повторяемость видимости 0,5 мили и

менее (очень плохая видимость) в июле составляет от 5—10 % общего числа наблюдений над южной половиной моря до 20—38 % над северной акваторией.

Наиболее благоприятные условия по дальности видимости наблюдаются осенью, когда суммарная повторяемость очень хорошей и исключительной видимости (11 миль и более) превышает 65—70 %, а повторяемость очень плохой видимости составляет не более 2 % (в октябре над южной половиной моря видимость менее 0,5 мили может наблюдаться не каждый год). Летом повторяемость дней с очень хорошей видимостью снижается до 50—60 %, в июле, например, условия с очень хорошей видимостью наблюдаются в среднем менее чем в половине случаев.

Облачность и туманы. Западное побережье Японского моря, находящееся зимой под преобладающим воздействием континентальных воздушных масс, отличается небольшой облачностью — 4—5 баллов. Летом здесь большую повторяемость имеет пасмурная погода (8 баллов). На восточном побережье практически в течение всего года количество общей облачности превышает 7—8 баллов. В апреле и сентябре—октябре, средние месячные значения общей облачности немного уменьшаются (5—6 баллов)

Оценка среднего месячного общего количества облаков для открытой акватории Японского моря показывает, что зимой наибольшее количество облачности наблюдается в районах моря, прилегающих к восточному побережью Японии (7—8 баллов). На западе моря среднее месячное количество облачности составляет 4—6 баллов. Весной и летом для моря характерна относительная однородность количества облаков с увеличением их количества к лету: весной — около 5 баллов, летом — около 7 баллов. Осенью с началом перестройки синоптических процессов на зимний режим становится заметным влияние континентальных воздушных масс на западную акваторию моря (3—4 балла). Восточные районы находятся под влиянием Тихого океана, кроме того, воздушные массы зимнего муссона при пересечении теплого Японского моря увлажняются и приносят сюда влажную и облачную погоду (5—6 баллов), что особенно выражено в зимний период.

Туманы над Японским морем могут наблюдаться в течение всего года, но наиболее благоприятные условия для их образования и развития создаются в мае—июле — в период активизации антициклонической деятельности над морями. С сентября по март повторяемость туманов над морем составляет не более 5 %. С апреля процессы туманообразования активизируются; их повторяемость в северной половине моря возрастает до 20—25 % в апреле, до 35—40 % в июне—июле.

Наибольшая повторяемость туманов отмечается над северной и западной акваториям Японского моря — в Татарском проливе, у побережья Приморья и Северной Кореи, где низкие температуры Северо-Японского течения благоприятствуют охлаждению воздушных масс до температуры точки росы и конденсации водяного пара. Здесь бывает от 5—11 дней с туманом в мае до 14—20 дней в июле. Отсюда туманы юго-восточными и южными ветрами выносятся на побережье.

По мере приближения к восточным берегам Японского моря повторяемость туманов резко сокращается. Более часто образуются туманы у берегов Сахалина и Хоккайдо, но и здесь их вероятность невелика (10—20 дней за год). В июне и июле в среднем может быть от 2 до 8 дней с туманом. Исключением является прол. Лаперуза, особенно его северная часть с эпизодически наблюдающимся здесь Северо-Охотским течением с низкими температурами, где в среднем в течение года число дней с туманом достигает 60—70.

Над южной половиной моря (ниже 40° с. ш.) туманы образуются гораздо реже. Даже в наиболее благоприятный для туманообразования период июнь—июль повторяемость туманов здесь не превышает 10—15 % и они локализованы в западной части моря у берегов Корейского полуострова.

Осадки. Самыми дождливыми на севере побережья являются лето и осень, на юге — лето и весна. На восточном побережье максимум осадков в основном приходится на осень, летом и осенью различия невелики. В месяцы с наибольшим средним месячным количеством осадков выпадает от 10—17 (восточное побережье) до 16—26 % (западное побережье) годовых сумм осадков, которые составляют от 600—900 мм на севере до 1500—2000 мм на юге. На юге за один только месяц года может выпасть осадков в 10—20 раз больше, чем их среднее месячное количество на севере.

Суточный максимум может превышать среднее суточное количество в 10—20 раз. Особой интенсивностью отличаются осадки, связанные с тайфунами, выходящими на Японское море во второй половине лета и осенью, когда за одни сутки зимой может выпасть 2—4 месячные нормы осадков.

Летом на побережье Японского моря практически каждый второй день является днем с осадками. Но если на западном побережье именно осадки теплого периода вносят наибольший вклад в общее годовые суммы осадков и число дней с осадками, а зимой осадки выпадают в среднем 3—6 дней за месяц, то на восточном побережье наибольшее число дней с осадками приходится на зимний период. Характер связи числа дней с осадками и их количества для западного и восточного побережий Японского моря различается, и более определенно выражена указанная связь для западного побережья Японского моря, где с общим увеличением осадков от зимы к лету увеличивается и число дней с осадками, хотя и с отмеченным выше смещением максимумов анализируемых величин. Число дней с осадками здесь увеличивается быстрее, чем количество осадков, поскольку большой вклад в число дней с осадками в первой половине лета вносят моросящие осадки с малой интенсивностью.

Несмотря на то что годовой ход осадков, обусловленный сезонной сменой преобладающих барических систем, выражен довольно определенно, для

части восточного побережья имеются существенные отклонения от многолетних данных. Здесь наряду с циклонической деятельностью причиной формирования зимних осадков является эффект запруживания влажных воздушных масс, наиболее ярко проявляющийся у побережий Хоккайдо и Хонсю, параллельно которым широкой полосой располагается обширная зона конвергенции вектора скорости ветра. Количество зимних осадков в районах запруживания заметно больше, чем в рядом расположенных районах.

Анализ линейных трендов для средних месячных сумм осадков, сезонных и годовых сумм осадков показывает, что за изучаемый период тренды статистически незначимы. В ряде случаев тренды, значимые на 90—95 %-ном уровне, имеют место с середины 1970-х годов. Но данный период необходимо рассматривать в контексте с общим временным ходом осадков, где по скользящему осреднению заметен его волновой характер (с периодом примерно 20 лет). Как показывает анализ материала, в настоящее время отмечается либо пик очередной волны, либо начало следующего периода с уменьшением осадков.

Авторы благодарят Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, Национальный центр атмосферных исследований США, Национальный центр климатических данных государственного университета Аризоны и Национальный центр Оук Риджа (США), ДВНИГМИ и ВНИИГМИ—МЦД (Россия) за возможность работы с архивами данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авиационно-климатическая характеристика северо-восточной Азии и Аляски / Сост. Ю. А. Белавина. Под ред. В. К. Литвинова. М.: Воениздат, 1983.

2. Айвазян С. А., Енюков И. С., Мешалкин Л. Д. Прикладная статистика. Основы моделирования и первичная обработка данных. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 1983—1985.

3. Атлас барических характеристик циклонов и антициклонов: Циклоны и антициклоны как показатели климата и погоды / Н. А. Булинская. Отв. ред. А. А. Дмитриев. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

4. Атлас волнения и ветра Японского моря / Сост. А. Ф. Яковлева, О. М. Руднева, Е. Д. Склярова, ред. В. С. Самойленко. М.: Гидрометеоиздат, 1955.

5. Атлас океанов. Термины и понятия. Справочные таблицы (Приложение). Л., 1980.

6. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Японское, Охотское и Берингово моря. М.: Изд. Главн. упр. навигации и океанографии МО СССР, 1980.

7. Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария (Приложения 1—3 к Синоптическому бюллетеню). М.: Гидрометеоиздат, 1974—1975.

8. Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ: подход с использованием ЭВМ / Пер. с англ. И. С. Енюкова, И. Д. Новикова / Под ред. Г. П. Башарина. М.: Мир, 1982.

9. Байдал М. Х., Неушкин А. И. Многолетний режим и сопряженность океанических центров действия атмосферы // Тр. ВНИИГМИ—МЦД. 1990. Вып. 153.

10. Байдал М. Х., Ханжина Д. Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. М.: Гидрометеоиздат, 1986.

11. Барабашкина А. П., Лескова У. А. Исследование тайфунов, выходящих на Японское море и Приморский край // Тр. ДВНИГМИ. 1958. Вып. 3.

12. Бауман И. А. О некоторых особенностях существования сибирского антициклона // Тр. ЛГМИ. 1960. Вып. 9.

13. Блютген И. География климатов / Пер. с нем. А. С. Чаплыгиной. М.: Прогресс, 1972. Т. 2.

14. Варламов С. М., Ким Е. С., Хан Е. Х. Современные изменения температуры в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке // Метеорология и гидрология. 1998. № 1.

15. Витвицкий Г. Н. Климат Японии. М.: Географиз, 1954.

16. Витвицкий Г. Н. Зональность климата Земли. М.: Мысль, 1980.

17. Воронина В. Ф., Павлов Н. И. Некоторый вопросы климатологии тайфунов // Тр. ДВНИГМИ. 1977. Вып. 61.

18. Гирс А. А. Тепловой режим Советской Арктики при основных формах атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1966. № 10.

19. Горшков В. Э. Барическое поле над Охотской акваторией // Научные доклады высшей школы: Геолого-географические науки. 1959. № 1.

20. Дашко Н. А. Исследование температуры воздуха в Приморском крае // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии. Межвуз. сб. Вып. 7. Владивосток, Дальневост. ун-т. Обнинск, ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. 1990. № 986 гм-90.

21. Дашко Н. А., Тесленко Е. И. Исследование термического режима июня на юге Приморья. Обнинск, ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. 1991. № 1090 гм-91.

22. Дашко Н. А., Варламов С. М. Сезонные особенности атмосферного давления над Японским морем. Обнинск, ИЦ ВНИИГМИ—МЦД. 1995. № 1187.

23. Дашко Н. А., Варламов С. М., Хан Е. Х. Термические условия апреля—июня на Охотском море и характер развития атмосферных процессов // Тр. ДВНИГМИ. 1996. Вып. 147.

24. Дашко Н. А., Варламов С. М., Ким Е. С. Роль Охотского моря в формировании температуры воздуха и сумм осадков на юге Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. 1996. Вып. 147.

25. Дашко Н. А., Варламов С. М., Хан Е. Х., Ким Е. С. Изменчивость осадков над побережьем Японского моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 12.

26. Дашко Н. А., Варламов С. М., Хан Е. Х., Ким Е. С. Центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона и летние особенности погоды на побережье Японского и Охотского морей // Метеорология и гидрология. 1997. № 9.

27. Дашко Н. А., Варламов С. М. Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в течение XX столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем // Гидрометеорологические и экологические процессы дальневосточных морей: Оценка воздействия на морскую среду. Тр. ДВНИГМИ. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 10—25.

28. Евдокимова Л. И., Павлов Н. И. Каталог тайфунов. Ч. 1. Климатология тайфунов северо-западной части Тихого океана. Ч. 2. Ежедневные данные о зарождении, эволюции и перемещении тайфунов в северо-западной части Тихого океана в 1958—1980 гг. Владивосток, ДВНИГМИ. 1983.

29. Зарождение тропических циклонов. Современное состояние, вопросы и проблемы (Обзор) / Н. И. Павлов, В. М. Чернышева. Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД, 1986. Вып. 4.

30. Ильинский О. К. Летняя дальневосточная депрессия // Тр. ДВНИГМИ. 1959. Вып. 7.

31. Ильинский О. К. Охотский антициклон // Тр. ДВНИГМИ. 1960. Вып. 7.

32. Ильинский О. К. О барическом поле над Охотским морем в летний период // Метеорология и гидрология. 1960. № 12.

33. Ильинский О. К. Опыт выделения основных форм циркуляции атмосферы над Дальним Востоком // Тр. ДВНИГМИ. 1965. Вып. 20.

34. Инструкция по терминологии и оценке оправдываемости прогнозов метеорологической обстановки и предупреждений об опасных и особо опасных для военно-морского флота метеорологических явлениях. М., ГУНиО, 1981.

35. Исследование давления воздуха и его резких изменений над южными районами дальневосточного региона / В. П. Тунеголовец, Н. А. Дашко, С. М. Варламов // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: Оценка воздействия на морскую среду. Тр. ДВНИГМИ. Владивосток: Дальнаука, 1999.

36. Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие: Центры действия атмосферы. Планетарная высотная фронтальная зона. Блокирующие антициклоны / Под ред. М. Х. Байдала, А. И. Неушкина. Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1988.

37. Климатический справочник Зарубежной Азии. Ч. 1 / Под ред. А. Н. Лебедева, О. Д. Кодрау. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

38. Климатический справочник Зарубежной Азии. Ч. 2 / Под ред. А. Н. Лебедева, А. Ю. Егоровой. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

39. Климатический и гидрологический атлас Японского моря / Сост. А. Ф. Яковлева, О. М. Руднева, В. С. Склярова, ред. В. С. Самойленко. М.: Гидрометеоиздат, 1955.

40. Климат Владивостока / Под ред. Ц. А. Швер. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

41. Климаты зарубежной Азии / Под ред. А. Н. Лебедева, И. Д. Копанева. Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

42. Климатические параметры Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических районов: Научно-справочное пособие / Под ред. Л. Е. Анапольской, И. Д. Копанева. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.

43. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

44. Комплексный гидрометеорологический атлас Японского моря / Под ред. А. Н. Шехтмана. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

45. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза: Север Японского, Охотское и Берингово моря. Ч. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

46. Кузнецова Н. Н., Педь Д. А., Садоков В. П. О количественной оценке муссонной циркуляции атмосферы на Дальнем Востоке // Метеорология и гидрология. 1989. № 11.

47. Ламб Х., Джонсон А. Изменение климата и наблюдаемые изменения общей циркуляции атмосферы // Общая циркуляция атмосферы. М.: Прогресс, 1964.

48. Лайдольф П. Е. Природа азиатского максимума // Известия ВГО. 1978. Вып. 5, т. 110.

49. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1960.

50. Метеорологический бюллетень (Приложение): Карты многолетних среднемесячных значений атмосферного давления и температуры воздуха на уровне моря для земного шара / Под ред. В. Р. Дубенцова. М., Центральный институт прогнозов, 1960.

51. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра // Тр. ГГО. 1960. Вып. 113.

52. Морской атлас: Моря Дальнего Востока (Японское море) / Отв. ред. И. С. Исаков. М., Изд. Морского ген. штаба, 1950.

53. Мамедов Э. С., Павлов Н. И. Тайфуны. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

54. Мэйдональд Дж. Вычислительные алгоритмы в прикладной статистике / Пер. с англ. Б. И. Клименко, А. В. Гмыри, ред. Е. З. Демиденко. М.: Финансы и статистика, 1988.

55. Нейман В. Г. Решение научных, инженерных и экономических задач с помощью пакета прикладных программ STATGRAPHICS. М.: Память, 1992.

56. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. Ч. 1—6. Вып. 26. Приморский край. Л.: Гидрометеоиздат, 1988.

57. Облака и облачная атмосфера: Справочник / Под ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана. Л.: Гидрометеоиздат, 1989.

58. Поллард Дж. Справочник по вычислительным методам статистики / Пер. с англ. В. С. Занадворова, ред. Е. М. Четыркина. М.: Финансы и статистика, 1982.

59. Правила техники безопасности на судах флота рыбной промышленности СССР. М., 1973.

60. Рамедж К. Метеорология муссонов / Пер. с англ. И. М. Шейниса, ред. С. П. Хромов. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

61. Рекомендации по расчету климатических характеристик месячного разрешения. Л., ГГО. 1983.

62. Руководство по месячным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1972.

63. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3—10 дней. Т. 1. М.: Гидрометеоиздат, 1968.

64. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3. Вып. 4. Л.: Гидрометеоиздат, 1965.

65. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.

66. Список наблюдательных станций земного шара. Ч. 1—3. М.: Гидрометеоиздат, 1987.

67. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Ежедневные данные. Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД. 1949—1990.

68. Справочник по климату СССР. Ч. 1—3: Приморский край, Сахалинская область, Хабаровский край. Вып. 25, 26, 34. Л.: Гидрометеоиздат, 1966—1970.

69. Статистические методы для ЭВМ / Под ред. К. Энслейна, Э. Рэлстона, Г. С. Уилфа. Пер. с англ. Г. В. Мартынова, А. Т. Терехина. М.: Наука, 1986.

70. Статистические результаты исследования циклонической деятельности над Японией с декабря 1968 по ноябрь 1978 г. // Techn. Repts Meteorol. Res. Inst. 1984. № 10, 3.

71. Стехновский Д. И. Карты многолетних средних месячных значений атмосферного давления на уровне моря и некоторые характеристики барического поля земного шара // Метеорологический бюллетень. Приложение: Карты многолетних среднемесячных значений атмосферного давления и температуры воздуха на уровне моря для земного шара / Под ред. В. Р. Дубенцова. М.: Центральный институт прогнозов, 1960.

72. Стехновский Д. И., Васильев К. П. Справочник по навигационной гидрометеорологии. М.: Транспорт, 1976.

73. Хаин А. П., Сутырин Г. Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. Л.: Гидрометеоиздат, 1983.

74. Ханевская И. В. Температурный режим свободной атмосферы над северным полушарием. Л.: Гидрометеоиздат, 1968.

75. Хромов С. П. Введение в синоптический анализ. 2-е изд. М.: Гидрометеоиздат, 1937.

76. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1948.

77. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.

78. Хромов С. П. Географическое распространение муссонов // М., Изв. Всесоюз. геогр. общ. 1957. Т. 89, № 1.

79. Chapman W. L., Walsh J. E. Recent variations of sea ice and air temperatures in high latitudes // Bull. Am. Meteorol. Society, 1993. V. 74 (1).

80. Daily weather maps: Sea level, 850 mb, 700 mb and 500 mb Charts with Synoptic Data Tabulations. Japan Meteorological Agency, Tokyo. 1988—1992.

81. Dashko N. A., Varlamov S. M., Han Y. H., Ivanova A. A. Synoptic action centers of the Asian-Pacific region and weather's peculiarities // The Results of the Fourth: Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS) Workshop. Feb. 12—13, 1996: Vladivostok, Russia. CREAMS Workshop, Japan.

82. Dashko N. A., Varlamov S. M., Kim Y. S., Ushakova R. N. Analysis of Climate Change Tendency in the East (Japan) Sea Area // The Results of the Fourth: Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS) Workshop. February 12—13, 1996: Vladivostok, Russia. CREAMS Workshop, Japan.

83. Dashko N. A., Shen T. The Features of Climatic Characteristics in Harbin and Vladivostok and Relation between its Air Temperature and Anticyclogenesis over the Okhotsk Sea in June. (article, China) // Heilongjiang Meteorology. Harbin, Heilongjiang Province China, 1996. № 2.

84. Girs A. A. Many-yearly variation of the atmospheric circulation and long-term trends in the change of hydrometeorological condition in the Bering Sea area // Oceanography of the Bering Sea: International Symp. for Bering Sea Study. Hakodate, Japan: 31 Jan.—4 Feb., 1972 / Ed. D. W. Hood, E. J. Kelley. 1974. Ch. 25.

85. Hanson H. P., Long B. Climatology of cyclogenesis over the East China Sea // Mon. Weather Rev. 1985. V. 113. № 5.

86. Manabe S., Spelman M. J., Stouffer R. J. Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO_2. Pt 2. Seasonal response // J. Climate. 1992. V. 5.

87. Okawa T. Intensification of the Okhotsk high due to cold sea surface // Oceanography of the Bering Sea: International Symp. for Bering Sea Study. Hakodate, Japan: 31 Jan.—4 Feb., 1972 / Ed. D. W. Hood, E. J. Kelley. 1974. Ch. 23.

88. Okada T. Baiu or rainy season in Japan // Bull. Centr. Meteorol. Obs. Tokyo. 1910, 1 (5).

89. Sangbok D. H., Heedong J., Yongsoon Ch., Chongmi K. Historical Monthly Time Serier Data in Busan Area (1904—1994) // Kods Newsletter, № 25. Korea Oceanographic Data Center, 1995.

90. The description of the ECMWF/WCRP level III-A Global Atmospheric Data Archive. — European Centre for Medium-Range weather Forecasts, 1995.

91. Thomas C. P., Russell S. V. An overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database // Bulletin of the American Meteorol. Soc. 1997. V. 78.

92. Trenberth K. E., Paolino D. A. The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends errors and discontinuities // Mon. Wea. Rev. 1980. V. 108.

ЧАСТЬ III. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Оценка составляющих теплового баланса морской поверхности играет важную роль не только при анализе переноса и трансформации тепловой энергии в море и ее пространственно-временной изменчивости, но и при исследовании характера взаимодействия моря с атмосферой и интерпретации региональных климатических вариаций. Высокая теплоемкость моря и способность к длительному сохранению термических аномалий регулируют процессы тепло- и влагообмена, обусловливают перераспределение энергии в море и атмосфере.

Расчетами теплового баланса поверхности Японского моря в разное время занимались С. Манабе [27, 28], М. Миязаки [29], Е. И. Алдошина [1], А. М. Баталин [4], А. К. Леонов [8], М. А. Радзиховская [11], К. Ниномийя [32, 33], В. В. Покудов и В. П. Тунеголовец [10], К. Като и Т. Асаи [20], Дж.-Х. Юн [40] В. И. Верхолатов и А. П. Закаблуковский [6] и др. Широкую известность получили Атласы теплового баланса под редакцией М. И. Будыко [2, 3].

Исследованиям по расчету составляющих теплового баланса Японского моря и анализу особенностей их короткопериодной и долгопериодной изменчивости немало способствуют не только увеличение объема информации, в том числе получаемой со спутников, но и новые возможности обработки и анализа данных, базирующихся на современных оперативных системах численного анализа и прогноза погоды [9, 19, 21—25, 31, 34, 38 и др.]. В настоящее время информация о тепловом балансе необходима в связи с активным развитием гидродинамического моделирования циркуляции вод океанов и окраинных морей, в том числе Японского, поскольку использование гидродинамических моделей высокого разрешения требует задания граничных условий, включающих сведения о теплообмене океана с атмосферой.

В последнее десятилетие наиболее подробные сведения по теплообмену поверхности Японского моря даны в работах Е.-С. Кима [22], Н. Хиросе, Ч.-Х. Кима и Дж.-Х. Юна [19], Х. Кавамуры и П. Ву [21], Дж. На, Дж. Сео и Х.-Дж. Ли [31]. Кратко суммируя результаты исследований, укажем, что полученные оценки составляющих теплового баланса поверхности Японского моря базируются как на разных наборах первичной информации (судовые наблюдения, спутниковая информация, синоптическая информация, оценки с использованием результатов численного моделирования), так и на различных методиках расчетов (например, Scalar averaging method — SAM, где сначала производится осреднение исходных данных, по которым затем рассчитываются тепловые потоки; Sampling method — SM, где сначала рассчитывают потоки в каждой точке, где есть исходные данные, затем эти потоки осредняют, и др.).

Сезонные и годовые потоки тепла через поверхность Японского моря с применением эмпирических формул рассчитывались и анализировались М. Миязаки [29], Е. И. Алдошиной [1], Дж.-Х. Юном [40], К. Като и Т. Асаи [20]. Согласно оценкам М. Миязаки [29], среднегодовая интенсивность потерь тепла через морскую поверхность составляет 35 Вт · м$^{-2}$, что выше оценок, полученных Е. И. Алдошиной (24 Вт · м$^{-2}$) [1], но в 2,5 раза ниже расчетов, произведенных Дж.-Х. Юном (90 Вт · м$^{-2}$) [40] и К. Като и Т. Асаи (85 Вт · м$^{-2}$) [20].

Согласно расчетам Е.-С. Кима (Scalar averaging method, осреднение — 2 × 2°) [22], а также Н. Хиросе и др. [19], которые использовали судовые архивы гидрометеорологических наблюдений (Sampling method, осреднение — 1 × 1°), средние годовые теплозатраты через поверхность Японского моря составляют от 51 до 54 Вт · м$^{-2}$. Следует заметить, что близость средних годовых затрат еще не означает сходства сезонных оценок. Например, несмотря на близость средних годовых по расчетам Е.-С. Кима [22] и Н. Хиросе и др. [19], сильно различаются значения результирующего теплового потока и зимой (−316 Вт · м$^{-2}$ по Е.-С. Киму [22] и −251 Вт · м$^{-2}$ по Н. Хиросе и др. [19]), и весной (80 Вт · м$^{-2}$ и 63 Вт · м$^{-2}$), и летом (157 Вт · м$^{-2}$ и 113 Вт · м$^{-2}$), только осенью они близки (−135 Вт · м$^{-2}$ и −138 Вт · м$^{-2}$).

Е.-С. Ким и Р. Кимура [22, 23] при исследовании процессов теплообмена провели большую методическую работу, сравнивая результаты расчетов радиационных потоков разных авторов, и, выявив оптимальные для Японского моря эмпирические соотношения, уточнили эмпирические коэффициенты. В [22, 23] сделано также сравнение расчетов радиационных потоков на базе судовых и спутниковых данных об облачности.

С. Манабе [27, 28] и К. Ниномийя [32, 33] оценили явные и скрытые потоки тепла для поверхности Японского моря: явные теплопотери составили около 280 Вт · м$^{-2}$ в обычные (нормальные) зимы и до 500 Вт · м$^{-2}$ при холодных выносах, скрытые теплопотери — 150 Вт · м$^{-2}$ и 200 Вт · м$^{-2}$ соответственно. Полученные этими исследователями средние зимние показатели значительно превышали оценки по эмпирическим формулам М. Миязаки (−200 Вт · м$^{-2}$) [29] и Е. И. Алдошиной (−172 Вт · м$^{-2}$) [1]. Однако по оценкам К. Като и Т. Асаи [20], зимние потери тепла в 1978-79 г. составили 325 Вт · м$^{-2}$. Е.-С. Ким [22] также отмечает катастрофическое увеличение потерь тепла морем в случае холодных выносов с Евразийского континента,

достигающее 450 Вт · м$^{-2}$ (при средних зимних теплопотерях 316 Вт · м$^{-2}$). По оценкам В. И. Верхолатова и А. П. Закаблуковского [6] (по данным судовых наблюдений), максимум потерь в холодное полугодие может достигать 700 Вт · м$^{-2}$ в районе слияния теплых Цусимского и Восточно-Корейского течений (38° с. ш., 136° в. д.), минимум 200—300 Вт · м$^{-2}$ в районе холодного Приморского течения.

Х. Кавамура и П. Ву [21] на основе данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) и оценок приводного ветра по спутниковым данным рассчитали потоки явного и скрытого тепла в Японском море. В [21], в частности, отмечена локальная область южнее Владивостока, где потери тепла за счет суммарного турбулентного теплообмена в январе 1997 г. достигали 300 Вт · м$^{-2}$. Авторы, таким образом, подтвердили результаты, полученные ранее в работах К. Като и Т. Асаи [20], Е.-С. Кима [22], Н. Хиросе и др. [19], касающиеся особенностей распределения составляющих теплового баланса и суммарного потока тепла через поверхность в районе Владивостока, что, как отмечено в работе [21], в большой степени определяется особенностями региональной атмосферной циркуляции.

Расчеты, произведенные Дж. На и др. [31], базировались на обработке и анализе ежедневных данных, снятых с карт погоды Японского метеорологического агентства (ЯМА) за 00 и 12 ч UTC (универсальное координированное время), интерполированных в узлы 0,5 × 0,5°, за период 1978—1995 гг. По оценкам [31], среднегодовая интенсивность суммарного теплообмена для поверхности Японского моря изменяется в диапазоне −40... −160 Вт · м$^{-2}$ (минимум наблюдается в районе южнее Владивостока), достигая наибольших теплопотерь в январе (280—480 Вт · м$^{-2}$). Летом тепловой поток составляет 80—160 Вт · м$^{-2}$. Эти оценки несколько отличны от результатов других авторов, но в пространственном распределении значений отражаются некоторые общие особенности, отмеченные ранее в других работах (например, [19—22]).

Таким образом, неодинаковые первичные данные, методы их обработки, способы осреднения обусловливают значительные различия результатов теплобалансовых расчетов, произведенных для Японского моря. Поэтому задача оценки составляющих теплового баланса морской поверхности, ставящая своей целью получение сведений о суммарном теплообмене между атмосферой и морем, остается по-прежнему актуальной.

11. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗУЕМЫХ МАТЕРИАЛОВ

Под тепловым балансом понимают равенство нулю алгебраической суммы потоков тепла, приходящих на поверхность моря и уходящих с нее. Приближенно можно считать:

$$R + T + LE + F_Q - T' - R' - P = 0, \qquad (11.1)$$

где R — радиационный баланс на поверхности моря; T — турбулентный поток тепла между атмосферой и поверхностью моря (явный теплообмен); LE — турбулентный поток тепла, обусловленный переносом водяного пара и фазовыми преобразованиями воды при испарении и конденсации (скрытый теплообмен); F_Q — суммарный поток тепла, обусловленный выпадающими осадками; T' — турбулентный поток тепла между поверхностью моря и нижележащими слоями воды; R' — радиационный баланс под морской поверхностью; P — потоки тепла от других источников (например, эффекты, обусловленные процессами образования и таяния льда и пр.).

Образование и таяние льда играет существенную роль в процессах теплообмена, поэтому для морей с активным льдообразованием этот фактор необходимо выделять как отдельный и существенный элемент теплового баланса. При наличии ледяного покрова расчеты теплового баланса будут иметь особенности по сравнению с расчетами для открытой морской поверхности. Поскольку ледяной покров в Японском море наблюдается лишь в части Татарского пролива и в целом доля моря, покрытого льдами невелика, то можно принять, что при наличии льда общая структура теплообмена между атмосферой и поверхностью моря существенно не изменится.

Составляющие уравнения теплового баланса (11.1) могут быть как положительными, так и отрицательными в зависимости от направления соответствующего потока тепла. Для всех потоков в данной работе положительные значения соответствуют потоку, направленному вниз. Например, отрицательные значения явного теплообмена соответствуют переносу тепла от морской поверхности в атмосферу (море теряет тепловую энергию через поверхность), положительные — переносу тепла из атмосферы к поверхности моря (море получает тепловую энергию).

Уравнение теплового баланса (11.1) выражает условие сохранения энергии для поверхности раздела море—атмосфера:

$$R + T + LE + F_Q = T' + R' + P, \qquad (11.2)$$

В левой части представлена сумма потоков тепла на поверхности моря со стороны атмосферы $B_a = R + T + LE + F_Q$, которая равна сумме потоков тепла в море и тепловых эффектов на поверхности, связанных с ледовыми процессами $B_w = T' + R' + P$.

Поскольку данные о составляющих потоков тепла в море, полученные при помощи непосредственных измерений, единичны, оценка баланса тепла морской поверхности проводится по измерениям и расчетам потоков тепла в атмосфере у поверхности моря B_a, т. е. по суммарному потоку тепла на поверхности моря со стороны атмосферы. При этом составляющей F_Q часто пренебрегают ввиду сложности учета из-за отсутствия необходимой информации об осадках над морем. Так как $B = B_a = B_w$, то уравнение (11.2) позволяет оценить интегральную интенсивность теплообмена между атмосферой и океаном. Величина B есть суммарный теплообмен — суммарный поток тепла, поступающего в море или уходящего из моря через поверхность (в зависимости от знака).

Радиационный баланс поверхности моря представляет собой разность между радиацией, поглощенной поверхностью моря, и собственным излучением поверхности:

$$R = (S + s)(1 - \alpha_s) - E_e = R_s - E_e, \qquad (11.3)$$

где $(S + s)$ — суммарная солнечная радиация (прямая — S и рассеянная — s), соотношение $(S + s)(1 - \alpha_s) = R_s$ показывает поглощенную часть коротковолновой солнечной радиации приходящей к морской поверхности; $(1 - \alpha_s)$ характеризует поглощательную способность морской поверхности, здесь α_s — альбедо морской поверхности, характеристика отражательной способности поверхности, определяемая как отношение интенсивности радиации, отраженной поверхностью, к интенсивности радиации, приходящей на данную поверхность; E_e — эффективное излучение, представляющее собой разность между собственным излучением моря, зависящим в основном от температуры подстилающей поверхности, и противоизлучением атмосферы, поглощенным морской поверхностью. Поскольку за счет эффективного излучения море теряет тепло и нами принято, что положительные значения соответствуют потоку, направленному вниз, отрицательные — направленному вверх, то поток длинноволновой радиации обозначен ниже как R_L, где $R_L = -E_e$.

При положительном радиационном балансе R морская поверхность получает больше тепла посредством приходящей солнечной радиации и противоизлучения атмосферы, чем теряет его за счет собственного излучения поверхности. При отрицательном радиационном балансе R расходная часть превышает приходную.

Положительный турбулентный теплообмен T означает передачу тепла от атмосферы к морской поверхности, при отрицательном турбулентном теплообмене морская поверхность теряет тепло, передавая его от подстилающей поверхности в атмосферу. Скрытый теплообмен LE над поверхностью моря отрицателен, если поток влаги над поверхностью моря направлен в атмосферу и сопровождается затратами тепла на испарение. При положительном скрытом турбулентном теплообмене LE поток направлен к поверхности моря из атмосферы и сопровождается выделением теплоты конденсации водяного пара.

К сожалению, прямые измерения составляющих потоков тепла над морем затруднены. Измерение радиационных потоков в морских условиях осложняется из-за волнения и брызг. Турбулентные потоки тепла и влаги (последний определяет скрытый поток тепла) представляют собой корреляцию пульсаций тепло- и влагосодержания воздуха с пульсациями вертикальной скорости движения воздуха у морской поверхности. Для фиксации этих пульсаций требуется использование специальных уникальных приборов. В связи с этим прямые оценки турбулентных потоков над морем до настоящего времени являются единичными, они были использованы для определения оптимальных значений коэффициентов в соответствующих эмпирических формулах.

В данном разделе представлены два варианта расчета составляющих теплового баланса поверхности Японского моря, базирующиеся на несколько отличающихся наборах используемой первичной информации и на различающихся методиках расчетов.

Первый метод оценивания представляет собой классический подход к расчету составляющих теплового баланса над поверхностью моря с использованием судовой метеорологической информации и соответствующих эмпирических формул, позволяющих оценить потоки тепла. Данный метод ориентирован на применение практически в любых условиях, включая экспедиционные, и требует для выполнения расчетов только наличия калькулятора или математических таблиц. На основе подобного подхода с различными вариациями в методике первичной обработки исходных данных и в методике оценки составляющих потоков тепла были рассчитаны практически все имеющиеся в настоящий момент справочные пособия, характеризующие интенсивность теплообмена на поверхности морей и океанов, в том числе и в данной серии научно-справочных монографий «Моря» (ранее — «Моря СССР»).

Для расчетов привлекались исходные данные метеорологических наблюдений на море с экспедиционных и попутных российских и иностранных судов за 1960—1990 гг., полученные путем слияния данных из архива ВНИИГМИ—МЦД МОРЕМЕТ и архива COADS CMR (Comprehensive Ocean — Atmosphere Data Set, Compressed Marine Reports) для акватории Японского моря. Для обработки данных была выбрана СУБД Microsoft Access. Вся обработка была реализована средствами SQL запросов с использованием программных модулей на встроенном языке Basic. После исключения дубликатов метеорологических сводок из двух исходных архивов (одновременно: различие в сроках наблюдения менее 1 сут, координаты отличаются менее чем на 0,2°, температуры воздуха и воды менее чем на 0,2 °С, скорость ветра менее чем на 1 м/с) были уда-

лены сводки не удовлетворяющих по критериям пределов рассматриваемых параметров. Далее для каждого одноградусного квадрата и каждого месяца были рассчитаны средние значения и стандартные отклонения температур воздуха и воды. Сводки, в которых значения отличались от средних значений более чем на три стандартных отклонения, исключались. Эта процедура была повторена трижды с пересчетом используемых статистик. В результате первичного контроля из исходного массива данных, содержащего порядка 1,5 млн. записей, было оставлено немногим более 940 тыс. сводок.

Для расчетов оценок составляющих теплового баланса поверхности Японского моря нами были использованы соотношения, принятые как оптимальные для Японского моря [19]. Составляющие радиационного баланса S' и E_r рассчитывались по данным срочных наблюдений с использованием следующих эмпирических формул:

$$S' = I_0(0{,}865 - 0{,}5C^2)(1 - \alpha_s); \qquad (11.4)$$

$$E_r = \varepsilon\sigma\theta_a^4(0{,}254 - 0{,}00495e_a)(1 - \delta C) + \\ + 4\varepsilon\sigma\theta_a^3(T_w - T_a), \qquad (11.5)$$

где I_0 — солнечная радиация для безоблачного неба, рассчитанная по так называемым Смитсонианов-ским формулам [35, 37]; C — доля облачности (в пределах 0—1); α_s — альбедо морской поверхности, принятое равным 0,06; ε — излучательная способность поверхности моря (0,97); σ — постоянная Стефана—Больцмана; θ_a — абсолютная температура атмосферы ($\theta_a = T_a + 273{,}15$); e_a — парциальное давление водяного пара (гПа); δ — коэффициент облачности как функция широты [5]; T_a и T_w — температуры воздуха и поверхности моря соответственно.

Формула (11.4) предложена как оптимальная для Японского моря в работе [23]; формула (11.5) предложена в работе [16], она является уточнением более ранних формул [5, 7].

Турбулентные потоки тепла вычислялись по следующим эмпирическим формулам:

$$T = \rho_a c_a c_H (T_a - T_w)V; \qquad (11.6)$$

$$LE = \rho_a L c_E (q_a - q_w)V, \qquad (11.7)$$

где ρ_a — плотность воздуха; c_a — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; V — скорость ветра; L — скрытая теплота испарения ($2{,}5 \cdot 10^6$ Дж $\cdot$ кг$^{-1}$); q_w — удельная влажность насыщения при температуре поверхности моря; q_a — фактическая удельная влажность; c_H и c_E — эмпирические коэффициенты переноса, рассчитанные по соотношениям, предложенным в работе [24].

Удельная влажность q в формуле (11.7) определялась по парциальному давлению водяного пара, которое, в свою очередь, оценивалось по температурам воды и точки росы. Температура точки росы — параметр, характеризующий влажность воздуха, он наиболее часто включается в судовые метеорологические сводки. Однако из-за отсутствия информации о влажности воздуха примерно в 70 % сводок погоды, передаваемых штурманским составом судов, возникает необходимость либо забраковать эти сводки, либо на основании эмпирических соотношений оценить ее значение по другой доступной информации. Как показал анализ, связь между температурой точки росы T_d и температурами воздуха T_a и воды T_w для акватории Японского моря можно достаточно точно описать линейной зависимостью [38]:

$$T_d = aT_a + b(T_a - T_w) + c. \qquad (11.8)$$

Коэффициенты a, b и c данной зависимости были оценены по методу наименьших квадратов для каждого месяца года (Т. Таката, Университет Кюсю, Япония, 1997 г., частное сообщение). Для их оценки использовались метеорологические сводки, вошедшие в описанную выше информационную базу и содержащие прямые измерения влажности.

Таким образом, по имеющимся данным для каждого срочного наблюдения вычислялись оценки значений составляющих потоков тепла над морской поверхностью по приведенным выше формулам. В случае отсутствия информации о влажности воздуха температура точки росы T_d оценивалась по соотношению (11.8). С использованием полученных срочных оценок потоков тепла были вычислены их средние месячные значения за период 1960—1990 гг. в каждом одноградусном квадрате моря, в достаточной степени освещенном данными наблюдений. Однако несмотря на достаточно большой объем первичной информации, плотность освещения поверхности моря в целом за весь рассматриваемый период и распределение информации по сезонам и годам весьма неравномерны. Рисунок 11.1 демонстрирует распределение числа использованных судовых сводок за период 1960—1990 гг. по акватории моря для четырех сезонов. Необходимо отметить, что для некоторых районов в центральной части моря и особенно у побережья Северной Кореи число данных зачастую не превышает 500, т. е. имелось всего около 6 наблюдений в среднем за месяц в пределах данного одноградусного квадрата. При такой плотности наблюдений неизбежно снижение уровня достоверности полученных оценок. Обсуждение соответствующих методических проблем можно найти, например, в работах [17, 18] и др. Другой метод оценки составляющих потоков тепла у поверхности моря реализуется как составная часть современных оперативных систем численного анализа и прогноза погоды, для которых потоки тепла у поверхности необходимы в качестве граничных условий и для сопряжения моделей термодинамических процессов в атмосфере и океане, если модель последнего включена в прогностическую систему. В частности, нами были использованы результаты, предоставленные ECMWF.

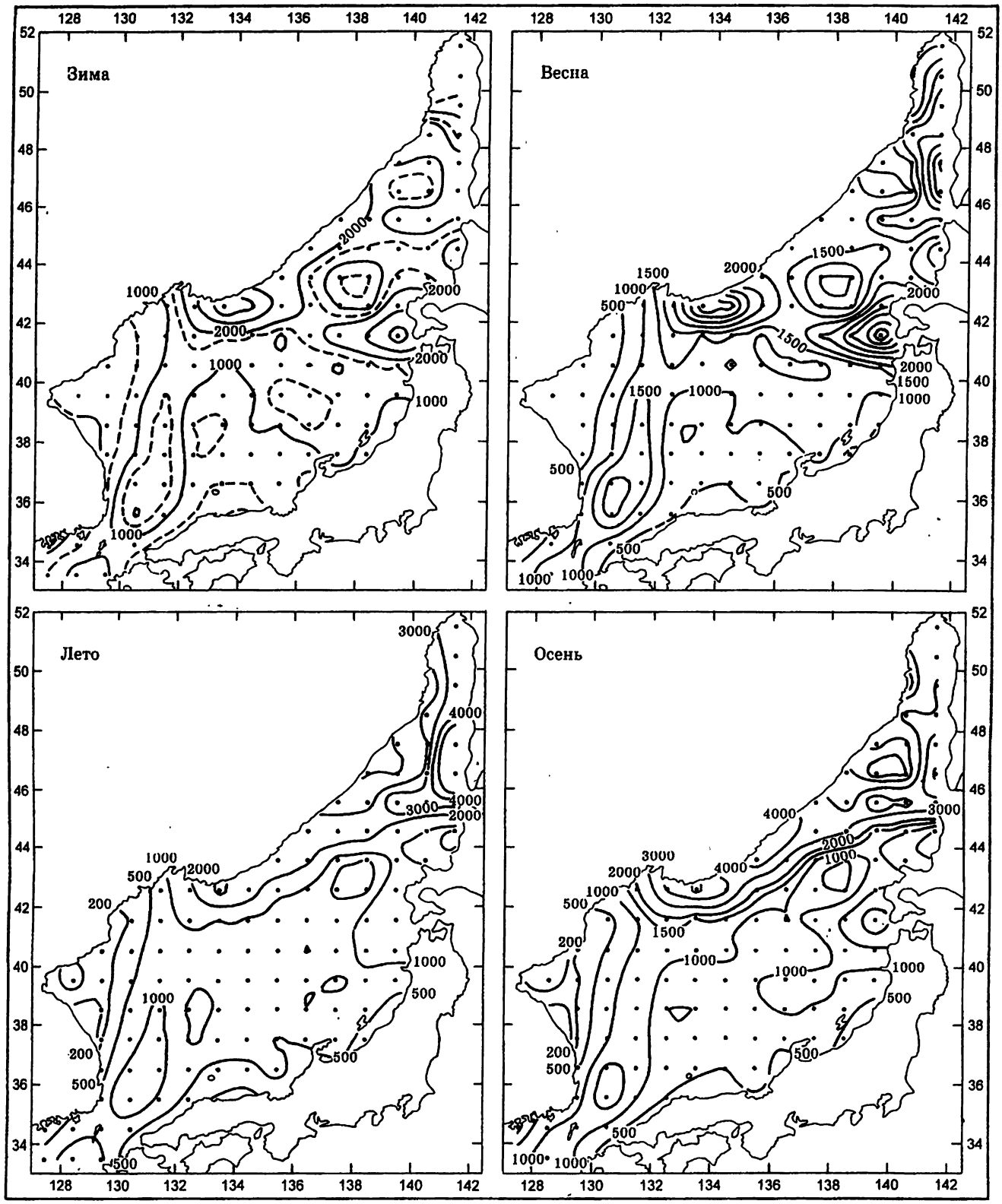


Рис. 11.1. Распределение числа судовых наблюдений, используемых для расчета составляющих теплового баланса, на акватории Японского моря по сезонам (1960—1990 гг.)

Атмосферная модель ECMWF (по состоянию на 1999 г.) использует спектральную численную схему TL319L50 с треугольным усечением; она численно разрешает волны вплоть до волнового числа 319 в спектральной области (наименьшая длина волны около 125 км). Модель имеет 50 расчетных уровней от земной поверхности до высоты 70 км. Физические процессы, включающие процессы теплообмена с подстилающей поверхностью суши и морской поверхностью, рассчитываются на сетке с разрешением, близким к 62 км. Как часть системы функционирует модуль усвоения данных метеорологических наблюдений, включающих спутниковые наблюдения приводного ветра, профилей влажности и др. Тем-

пература поверхности моря представлена в системе результатами объективного анализа Национального центра прогнозирования окружающей среды (National Centers for Environmental Prediction, NCEP, Вашингтон), известного как анализ Рейнольдса [36]. Пространственное разрешение данной информации 1 × 1°, временно́е — одна неделя.

Объективный анализ NCEP включает процедуры усвоения как судовых наблюдений, наблюдений с плавучих и заякоренных метеорологических буев, так и данные дистанционного спутникового зондирования температуры поверхности моря.

Ледовая информация учитывается в расчетах по модели ECMWF в виде данных о сплоченности льда, полученных на основе измерений пассивной микроволновой радиации со спутников DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) с помощью системы SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). Информацию о методиках расчетов приповерхностных потоков тепла, реализованных в модели ECMWF, а также сравнение оценок со значениями, полученными другими методами, можно найти в работах [14, 15, 30].

Для анализа пространственной закономерности процессов теплообмена через поверхность Японского моря нами использовались интегральные суточные данные прогностического расчета (на период от 12 до 36 ч после инициализации модели) составляющих теплового баланса на поверхности, произведенного с применением указанной выше модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды. Расчетные потоки включали в себя значения суммарных суточных потоков баланса коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого турбулентного теплообмена, а также количества осажденной влаги (осадков). Последняя величина была использована для оценки притоков тепла к поверхности моря, связанных с выпадающими осадками. Официальное наименование использованного архива: ECMWF/WCRP level III-A global atmospheric data archive, ECMWF/TOGA advanced operational analysis data sets, ECMWF/TOGA extension data set. Пространственное разрешение использованных данных 0,5625 × 0,5625°. Информация высокого разрешения доступна начиная с осени 1991 г. Нами использовались данные за период с ноября 1991 г. по март 1999 г. включительно. Обработка информации была выполнена авторами в Исследовательском институте прикладной механики Университета Кюсю (Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University). Анализ и построение всех карт выполнялись только для узлов сетки над морской поверхностью, для чего на основе статистического анализа была произведена дополнительная коррекция исходной маски ECMWF для отнесения точек сетки к суше или морю с целью исключить отдельные заведомо недостоверные оценки.

Как было указано выше, оценки составляющих потоков тепла по судовой информации имеют существенную статистическую неоднородность. Эта причина послужила основой использования нами для описания пространственных закономерностей распределения потоков тепла на поверхности Японского моря оценок, рассчитанных по модели ECMWF. Последние, в свою очередь, могут также иметь некоторые систематические отличия от оценок, получаемых традиционными эмпирическими методами [30]. Поэтому оценки, полученные различными методами, постоянно сопоставляются по тексту раздела. Еще один вариант расчетов потоков тепла на поверхности моря, в наибольшей степени приемлемый для целей моделирования океанских процессов, представляет собой синтез двух подходов, упомянутых выше. Он предполагает не готовые расчетные значения составляющих потоков тепла, предоставляемых системой численного анализа и прогноза погоды, как делается в данном разделе, а расчет потоков по эмпирическим соотношениям (11.4)—(11.7) или их аналогам с использованием рассчитанных атмосферных характеристик. Модель численного анализа и прогноза погоды предоставляет оценки значений температуры воздуха, его влажности, приводного ветра и давления на уровне моря, в то время как температура поверхности моря оценивается в системе анализа и моделирования морской среды. Такой подход обеспечивает наличие обратной связи между значением теплопотерь и температурой поверхности моря в океанской модели, что важно для предотвращения ее необоснованного роста или понижения.

Для расчета суммарных оценок притоков тепла к морю в целом или к его районам за месячные или годовой периоды, проводилось интегрирование значений соответствующих потоков по заданной части моря и заданному периоду:

$$I = \int_T \int_S Q R_e^2 \cos(\varphi) d\lambda \, d\varphi \, dt \approx \approx \sum_T \sum_S Q(t, \lambda, \varphi) R_e^2 \cos(\varphi) \Delta\lambda \Delta\varphi \Delta t, \tag{11.9}$$

где I — суммарный приток тепла, Q — его локальная интенсивность (поток тепла), R_e — радиус Земли, λ и φ — долгота и широта центра квадрата используемой сетки соответственно, $\Delta\lambda$ и $\Delta\varphi$ — шаг сетки по долготе и широте соответственно (в радианах), Δt — дискретность используемых данных по времени.

Интегрирование или суммирование проводится за определенный период времени (месяц, сезон, год) по выделенному району моря. Суммарный приток тепла I выражен в единицах энергии (Дж). Оценка средней по району моря или по морю в целом интенсивности притоков тепла i (средний поток тепла) находилась как средняя взвешенная по площади и за период оценивания:

$$i = \frac{I}{\int_T \int_S R_e^2 \cos(\varphi) d\lambda \, d\varphi \, dt} \approx \approx \frac{I}{\sum_T \sum_S R_e^2 \cos(\varphi) \Delta\lambda \Delta\varphi \Delta t}. \tag{11.10}$$

Она выражена в $Вт \cdot м^{-2}$ и не зависит от размера района и длительности анализируемого периода, что позволяет сравнивать ее для разномасштабных районов и периодов времени.

Для расчета интегральных оценок теплообмена (11.9) и (11.10) рассматривалось, во-первых, все море в целом (ограниченное на юге в Корейском проливе 33° с. ш. и 127,4° в. д., на севере в Татарском проливе 51,5° с. ш., а также берегами окружающих море Японских островов и Евразийского материка). Кроме того, рассматривались также его северо-восточная, северо-западная, юго-восточная, юго-западная, северная и южная части по отдельности (табл. 11.1).

Разделение моря на северную и южную части проводилось по 40-й параллели (включенной в южную часть моря), на восточную и западную — по 135-му меридиану (он включен в восточную часть). Оценки средней площади каждого района, освещенной данными, приведены в табл. 11.1. Они несколько различаются из-за разной пространственной дискретности оценок по судовой информации ($1 \times 1°$) и по данным ECMWF ($0{,}5625 \times 0{,}5625°$), и из-за того, что все квадраты сетки рассматривались как морские, хотя они могли включать существенную долю суши. Кроме того, эта величина заметно изменяется для оценок по данным МОРЕМЕТ—COADS как от года к году, так и от сезона к сезону.

Таблица 11.1

Размеры районов Японского моря для расчета интегральных характеристик составляющих теплового баланса и число расчетных узлов сетки (N) по данным ECMWF и судовым наблюдениям (МОРЕМЕТ—COADS)

Районы моря	ECMWF		МОРЕМЕТ—COADS	
	Площадь района, %	Число узлов (N)	Площадь района, %	Число узлов (N)
Северо-восточный район (севернее 40° с. ш., к востоку от 135° в. д.)	37,6	138		
Северо-западный район (севернее 40° с. ш., к западу от 135° в. д.)	11,8	41		
Северная половина моря (севернее 40° с. ш.)	49,4	179	49,2	61
Юго-восточный район (южнее 40° с. ш., к востоку от 135° в. д.)	15,9	53		
Юго-западный район (южнее 40° с. ш., к западу от 135° в. д.)	34,7	114		
Южная половина моря (южнее 40° с. ш.)	50,6	167	50,8	57
Море в целом	100,0	346	100,0	118

Для оценки потоков тепла, обусловленных выпадением осадков на поверхность моря (обычно при расчетах теплового баланса считающихся пренебрежимо малыми), использованы данные оперативной прогностической системы ECMWF, которые содержат оценку количества осажденной влаги (осадков), в том числе и над морем. Привлечение информации о температуре воды на поверхности моря позволило рассчитать результирующий поток тепла к поверхности моря по следующему соотношению:

$$F_Q = F_w(c_Q T_Q - c_w T_w) - \begin{cases} 0 \text{ (жидкие осадки)}, \\ 1 \text{ (кристаллические осадки)}, \end{cases} \quad (11.11)$$

где F_Q — суммарный поток тепла в море ($Вт \cdot м^{-2}$), обусловленный явным теплопереносом с осадками $F_Q^{Expl} = F_w c_Q T_Q$ (первый член правой части уравнения (11.11)) и затратами тепла на таяние твердых осадков в поверхностном слое моря $F_Q^{Lat} = -F_w c_w T_w$ (второй член правой части уравнения (11.11)); F_w — поток массы осажденной воды на поверхности моря (интенсивность осадков, $кг \cdot м^{-2} \cdot с^{-1}$); T_Q и T_w — температура выпадающих осадков и поверхности моря соответственно; c_Q и c_w — удельная теплоемкость осадков и морской воды на поверхности соответственно; L_m — скрытая теплота плавления льда ($3{,}3 \cdot 10^5$ Дж $\cdot$ кг$^{-1}$).

Следует указать, что для районов с ледяным покровом в связи с тем, что осадки не будут непосредственно достигать морской воды, данная методика неприемлема.

Температура выпадающих осадков и их фазовое состояние оценивались по температуре воздуха на уровне 10 м (поскольку мы располагали оценками суточных сумм осадков в каждой расчетной точке сетки, принималось, что температура осадков равна средней суточной температуре воздуха). Кроме того, даны оценки тепловых потоков, обусловленных осадками, выпадающими на поверхность моря, в предположении, что осадки имеют температуру, характерную для более высоких слоев атмосферы (100, 200 либо 500 м), которая оценивалась с использованием атмосферного влажноадиабатического градиента ($6{,}5 \cdot 10^{-3}$ К $\cdot$ м$^{-1}$). Осадки считались жидкими, если их температура была выше 0 °С и твердыми — при температуре воздуха ниже 0 °С. Теплоемкость осадков и вытесняемой ими морской воды была принята одинаковой и равной $4 \cdot 10^3$ Дж $\cdot$ кг$^{-1}$ $\cdot$ К$^{-1}$.

Температура морской поверхности оценивалась как среднесуточная величина в 1/4-градусных квадратах по данным объективного анализа Японского метеорологического агентства за период с ноября 1993 г. по март 1999 г. включительно (до конца периода, освещенного метеорологической информацией). Данные о температуре воды на севере ограничены 50° с. ш., в результате чего самая северная часть Татарского пролива выпала из рассмотрения. Средняя суточная температура воздуха на уровне 10 м рассчитывалась по 4-срочным данным анализа ECMWF, дополняющим описанный выше набор данных по составляющим потоков тепла. Для расчета интегральных притоков тепла, обусловленных выпадающими осадками (10^{18} Дж), и средних потоков ($Вт \cdot м^{-2}$) использовались формулы (11.9) и (11.10) соответственно.

12. СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Суммарный теплообмен поверхности моря в большой степени определяет сезонные особенности распределения основных климатических величин над Японским морем. С другой стороны, распределение составляющих суммарного теплообмена находится под влиянием климатических особенностей района и изменяется в зависимости от них. Эта взаимосвязь, например, четко прослеживается в сезонном распределении полей температуры воздуха, ветра, осадков.

Зимние синоптические процессы в Японском море обусловлены взаимодействием азиатского антициклона над Евразийским континентом и алеутской депрессии над северной частью Тихого океана. Летние синоптические процессы определяются деятельностью южноазиатской депрессии с обширной ложбиной над восточными районами континента и северотихоокеанского антициклона с гребнем, направленным на дальневосточные моря.

Поскольку воздушные массы, перемещающиеся на Японское море с континента или с Тихого океана, различаются температурой, влажностью и другими параметрами, то различными будут и начальная разность температур вода—воздух, потоки длинноволновой радиации и другие показатели, формирующие тепловое состояние поверхности моря.

Климату Японского моря свойственны муссонный характер ветрового режима, особенно вблизи побережий Японского моря и в Татарском проливе, и четкая выраженность годового хода скорости ветра с максимумом зимой и минимумом летом. Повторяемость умеренных и сильных ветров от лета к зиме увеличивается в 4—5 раз: от 10—12 до 45—50 %.

Средняя годовая температура воздуха над Японским морем положительна: от 0—2 °С на севере (Татарский пролив) до 15—16 °С в южной части моря. Зимой северная акватория моря (выше 40° с. ш.) имеет отрицательные температуры воздуха (0...–4 °С в центральной части и –8...–12 °С на крайнем севере моря). Над южной половиной моря положительные температуры воздуха сохраняются в течение года (зимой 5—8 °С).

Средние месячные температуры воздуха в июне достигают примерно 10 °С на севере, 15 °С в центральной части моря и 20 °С на юге моря. В августе, по сравнению с июнем, фон температур выше на 6—8 °С. Разности между средними месячными температурами воздуха в июле и августе невелики (около 4 °С для северной половины моря и 1—2 °С для южной). Сентябрь в среднем теплее июня на 3—5 °С, а в октябре фон температуры воздуха над морем практически совпадает с июньским. Средняя годовая температура поверхности северной половины моря в среднем на 6 °С ниже, чем южной. Наибольшие различия относятся к осени и зиме. Зависимость от направления переноса воздушных масс, которая проявляется для температуры воздуха, имеет место и для температуры воды морской поверхности — следствие теплообмена подстилающей поверхности с нижней частью атмосферы.

12.1. Оценка интегрального теплообмена на поверхности моря

Средние месячные значения суммарного теплообмена B и его составляющих для поверхности Японского моря (интегральный теплообмен) приведены в табл. 12.1. Основным элементом суммарного теплообмена является радиационный баланс R, который зависит от широты, времени года, суток, погодных условий, альбедо подстилающей поверхности. Прямая и рассеянная солнечная радиация (суммарная коротковолновая радиация), поглощенная морем, а также противоизлучение атмосферы, поглощенное поверхностью моря, составляют приходную часть радиационного баланса, собственное длинноволновое излучение моря — расходную. Интегральные характеристики радиационного баланса и его составляющих в целом для поверхности Японского моря имеют простой годовой ход с минимумом в один из зимних месяцев, максимумом летом.

Таблица 12.1

Интегральный месячный и годовой суммарный теплообмен и его составляющие (× 10^{18} Дж) на поверхности Японского моря (по данным ECMWF)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
Январь	–62	214	–276	–339	–442	–781	–845
Февраль	48	294	–246	–206	–305	–511	–460
Март	231	478	–247	–104	–233	–337	–105
Апрель	405	599	–194	–13	–110	–123	283
Май	514	670	–156	12	–53	–41	472
Июнь	515	627	–112	2	–44	–42	475
Июль	522	622	–100	9	–43	–34	489
Август	432	557	–125	–2	–125	–127	304
Сентябрь	267	459	–192	–37	–343	–380	–112
Октябрь	111	353	–242	–96	–459	–555	–445
Ноябрь	–31	218	–249	–229	–517	–746	–776
Декабрь	–89	182	–271	–321	–490	–811	–901
Год	2865	5273	–2408	–1324	–3162	–4486	–1622

Количество солнечной радиации, поступающее на подстилающую поверхность, определяется не только высотой Солнца, продолжительностью дня и поглощательной способностью среды. В большой степени этот процесс зависит также от прозрачности атмосферы, содержания в ней поглощающих атмосферных газов, в том числе водяного пара, количества и видов облачности, перераспределяющей составляющие суммарной радиации.

Повторяемость пасмурного неба зимой увеличивается от западных районов моря, которые находятся под непосредственным влиянием холодного и сухого зимнего континентального муссона, к восточ-

ным районам, куда воздушные массы зимнего муссона приходят влажными и теплыми. Здесь количество облачности в среднем составляет 7—8 баллов. Весной количество общей облачности над морем — около 5 баллов. Вероятность пасмурного неба летом над морем составляет 80—90 %, и среднее количество облачности увеличивается до 7 баллов. Осенью на западе моря количество облаков уменьшается до 3—4 баллов, а на востоке — до 5—6 баллов.

Суммарное месячное количество поглощенной коротковолновой радиации R_S для всей поверхности Японского моря изменяется от $182 \cdot 10^{18}$ Дж в декабре до $670 \cdot 10^{18}$ Дж в мае, отражая не только зависимость от высоты Солнца, но и особенности, связанные с распределением облачности над морем. Самый короткий путь солнечных лучей в атмосфере до земной поверхности в средних широтах приходится на май—июль и разности в эти месяцы малы, но июнь и июль характеризуются увеличением облачности в целом над морем, и майский максимум поглощенной солнечной радиации обусловлен в основном меньшей облачностью над морем. За год Японское море поглощает порядка $5 \cdot 10^{21}$ Дж солнечной коротковолновой радиации.

Эффективное излучение E_f (поток длинноволновой радиации R_L) зависит от температуры поверхности моря, от температуры, влажности и стратификации воздуха над морем. Эффективное излучение действует непрерывно в течение суток, но в дневное время при наличии потоков солнечной радиации оно менее ощутимо. С возрастанием влажности и облачности значительная часть собственного излучения задерживается и возвращается к поверхности моря в виде противоизлучения атмосферы, уменьшая эффективное излучение и сглаживая суточные колебания температуры воздуха над морем. В ясные ночи, наоборот, большая часть собственного излучения моря проходит сквозь атмосферу, увеличивая расходную часть радиационного баланса.

Интегральный поток длинноволновой радиации R_L для Японского моря отрицателен в течение года. Путем собственного длинноволнового излучения море теряет тепло; максимальные теплопотери — в зимние месяцы (до $279 \cdot 10^{18}$ Дж в январе), минимальные — летом ($100 \cdot 10^{18}$ Дж в июле).

Отрицательный интегральный радиационный баланс имеет место только в течение 3 мес — с ноября по январь включительно, минимум в декабре ($-89 \cdot 10^{18}$ Дж). Начиная с февраля интегральный радиационный баланс становится положительным, он достигает максимума в июле ($522 \cdot 10^{18}$ Дж), а в мае и июне R немного меньше ($514 \cdot 10^{18}$—$515 \times \times 10^{18}$ Дж за месяц).

Изменения радиационного баланса прежде всего отражаются на изменении температуры поверхности моря. Проходящая через атмосферу солнечная радиация практически не прогревает воздух. Нагревание (и охлаждение) воздуха над морем происходит в основном под влиянием турбулентного теплообмена воздушных масс с подстилающей поверхностью моря, осуществляющегося как за счет явного турбулентного переноса тепла T, так и при фазовых преобразованиях воды при испарении или конденсации водяного пара (скрытый турбулентный теплообмен LE).

Суммарный турбулентный теплообмен ($T + LE$) для Японского моря за год достигает $-4486 \cdot 10^{18}$ Дж, максимум абсолютной величине приходится на декабрь ($-811 \cdot 10^{18}$ Дж), минимум — на июль ($-34 \cdot 10^{18}$ Дж).

Таким образом, суммарный турбулентный теплообмен для моря в целом в течение всего года характеризует перенос тепла от моря в атмосферу (море теряет тепло). Важным является факт, что суммарные годовые потери тепла за счет турбулентного теплообмена в 2 раза превышают потери за счет длинноволнового излучения поверхности моря, по абсолютной величине они в 1,5 раза выше интегрального радиационного баланса (более 70 % суммарного количества поглощенной коротковолновой радиации).

Положительные значения явного турбулентного теплообмена для моря в целом формируются в течение короткого периода с мая по июль включительно ($4 \cdot 10^{18}$—$9 \cdot 10^{18}$ Дж за месяц), а уже с августа потери тепла морем за счет явного теплообмена начинают расти, достигая максимума в январе ($-339 \cdot 10^{18}$ Дж). В целом годовые суммы явного турбулентного теплообмена достигают $-1324 \cdot 10^{18}$ Дж.

Турбулентный теплообмен между поверхностью моря и атмосферой (явный турбулентный теплообмен T) в основном зависит от разности температур вода—воздух, скорости ветра и стратификации приводного слоя атмосферы, он играет основную роль в термической трансформации воздуха над морем.

Сведения о температуре воды приведены в табл. 12.2. Пониженным фоном температуры морской поверхности отличается северо-восточная часть Японского моря. На крайнем севере моря, в Татарском проливе, который зимой покрыт льдами вплоть до 50° с. ш. [13], средние годовые температуры морской поверхности около 0—1 °С, на выходе из пролива температура воды растет от 2—3 °С у Южного Сахалина до 6—8 °С у берегов Хоккайдо.

Когда вода теплее воздуха, тепловой поток направлен от поверхности моря в атмосферу, когда воздух теплее воды — из атмосферы в море. Положительные разности температур вода—воздух преобладают над Японским морем с сентября по март включительно с наибольшими значениями в зимние месяцы (табл. 12.3). Для южной половины моря еще в апреле воздух в среднем немного холоднее воды, но разности температур в основном не превышают ±0,5 °С. В апреле положительные разности температур вода—воздух отмечаются при северных, северо-восточных и северо-западных направлениях ветра, повторяемость которых в этом месяце не превышает 35 %. В августе достигается термическое равновесие (преобладают нулевые разности температур вода—воздух), хотя над северо-восточной частью моря еще сохраняется область положительных разностей температуры.

Таблица 12.2

Средняя температура воды (°С) в Японском море (по судовым данным)

Характеристика	Месяц							
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
	Северо-западная часть моря				Северо-восточная часть моря			
Средняя	3,8	5,5	18,2	14,7	3,4	4,2	15,5	12,4
Изменчивость	1,62	1,56	1,69	1,91	2,44	2,16	2,42	3,14
Максимум	6,5	8,9	20,6	17,5	9,9	9,0	20,7	19,1
Минимум	1,1	2,9	14,8	11,6	-0,3	0,6	11,9	6,4
	Юго-западная часть моря				Юго-восточная часть моря			
Средняя	10,7	11,2	22,0	19,8	10,5	10,4	22,4	20,1
Изменчивость	2,91	1,90	1,11	1,46	1,45	1,39	0,83	0,92
Максимум	21,1	14,2	24,4	21,8	12,7	13,5	23,6	21,6
Минимум	6,7	8,4	20,1	17,3	7,5	8,2	21,1	18,5

Таблица 12.3

Средняя разность температур вода—воздух (°С) для Японского моря (по судовым данным)

Характеристика	Месяцы							
	I	IV	VII	X	I	IV	VII	X
	Северо-западная часть моря				Северо-восточная часть моря			
Средняя	6,8	−0,5	−0,6	1,5	7,5	−0,2	−1,1	2,1
Изменчивость	1,36	0,88	0,47	1,06	2,37	0,64	0,84	0,62
Максимум	11,3	2,1	0,9	2,6	17,0	1,4	2,3	4,0
Минимум	4,8	−2,6	−1,3	−2,2	0,0	−2,0	−3,3	0,7
	Юго-западная часть моря				Юго-восточная часть моря			
Средняя	7,2	0,1	−0,5	2,4	6,9	0,1	−0,7	3,0
Изменчивость	1,83	0,57	0,61	0,32	0,49	0,43	0,40	0,36
Максимум	15,7	1,3	1,0	3,2	7,7	0,8	−0,3	3,6
Минимум	3,0	−1,6	−2,0	1,8	5,5	−0,8	−1,8	2,1

При положительных разностях температур вода—воздух отмечаются термические условия, благоприятствующие развитию вертикальных движений в атмосфере (конвекция). Зимой при поступлении холодного воздуха с континента на теплую подстилающую поверхность Японского моря возрастает его неустойчивость.

Необходимо отметить, что воздух зимнего муссона является очень холодным в значительном слое тропосферы и перемещается над морем с большой скоростью. Несмотря на существенное отепляющее влияние морской подстилающей поверхности, термическая трансформация континентального воздуха затрагивает в основном только нижний километровый слой атмосферы, с высотой прогревание уменьшается, и воздух остается таким же холодным, как перед вступлением на море.

Отрицательные разности температур вода—воздух преобладают в мае—июле. В этот период воздушные массы, приходящие с материка на Японское море, испытывают охлаждающее влияние его поверхности и приобретают устойчивую стратификацию в нижней тропосфере. При некоторых синоптических ситуациях, связанных с антициклогенезом над Охотским морем, по периферии охотоморского антициклона или гребня на Японское море поступают устойчивые воздушные массы относительно более холодные, чем местный воздух, а также подстилающая поверхность Японского моря. Но вследствие ослабленного теплообмена моря с атмосферой термическая трансформация воздушных масс над морем осуществляется в этом случае медленнее, чем зимой.

Существенные изменения суммарного теплообмена поверхности моря и температуры воздуха над морем происходят за счет скрытого турбулентного теплообмена LE. Как показывают оценки составляющих интегрального турбулентного теплообмена, вклад скрытого турбулентного теплообмена LE в общие годовые и месячные суммы является более существенным, чем вклад явного теплообмена.

Наименьшие затраты тепла на испарение отмечаются с мая по июль включительно, и скрытый турбулентный теплообмен за этот период составляет 4 % годовой суммы (минимум теплозатрат наблюдается в июне—июле: $-44...-43 \cdot 10^{18}$ Дж за месяц). Море в течение теплого периода накапливает тепло, которое под влиянием турбулентного перемешивания распространяется в глубь моря. Температура поверхности моря при этом обычно ниже температуры воздуха, что при высокой влажности воздуха над морем способствует снижению испаряемости. Кроме того, поскольку испаряемость как потенциально возможное испарение при данных атмосферных условиях и температуре поверхности моря зависит от ветра, обеспечивающего перенос влаги в атмосфере, то летом, когда скорости ветра невелики, интенсивность испарения также мала (табл. 12.4). Наибольшей интенсивностью испарения характеризуются ноябрь и декабрь, когда море теплое, а перемещающийся с холодного континента воздух имеет низкие температуры.

Таблица 12.4

Средние месячные и годовые оценки интенсивности испарения I_E (мм/сут) и суммарной массы испарившейся воды M_E ($\times 10^{12}$ кг) с поверхности Японского моря в атмосферу (по данным ECMWF)

Месяц	Море в целом			Северная половина			Южная половина		
	I_E	$\sigma_{(I_E)}$	M_E	I_E	$\sigma_{(I_E)}$	M_E	I_E	$\sigma_{(I_E)}$	M_E
Январь	5,6	0,7	177	4,0	0,6	62	7,2	1,0	115
Февраль	4,2	0,4	122	3,0	0,3	43	5,4	0,6	79
Март	2,9	0,3	93	2,2	0,3	34	3,7	0,3	59
Апрель	1,4	0,3	43	0,9	0,2	14	1,9	0,5	30
Май	0,7	0,2	21	0,3	0,1	5	1,0	0,3	16
Июнь	0,6	0,2	17	0,3	0,1	5	0,8	0,4	13
Июль	0,5	0,3	17	0,4	0,3	6	0,7	0,3	11
Август	1,6	0,5	50	1,1	0,3	17	2,0	0,7	33
Сентябрь	4,5	1,0	137	3,5	0,7	53	5,4	1,3	83
Октябрь	5,8	0,8	184	4,8	1,1	75	6,8	0,7	109
Ноябрь	6,8	1,6	207	5,8	1,5	88	7,7	1,7	119
Декабрь	6,2	0,4	196	4,7	0,3	74	7,6	0,6	122
Год	3,4	0,6	1265	2,6	0,5	476	4,2	0,7	789

Зимой испарение происходит с поверхности моря, температура которой выше температуры воздуха; оно сопровождается умеренными и сильными ветрами, повторяемость которых велика. Поэтому вместе с ростом испаряемости увеличиваются затраты тепла на испарение. Скрытый турбулентный теплообмен достигает в декабре $-517 \cdot 10^{18}$ Дж, что превышает летние суммы в 10 раз и более и составляет более 15 % годового значения.

В целом суммарный скрытый турбулентный теплообмен LE для поверхности Японского моря отрицателен в течение всего года, он составляет за год более $-3 \cdot 10^{21}$ Дж, что почти в 2,5 раза превышает потери тепла за счет явного турбулентного теплообмена T.

Годовое распределение составляющих отражается на распределении суммарного теплообмена поверхности моря с атмосферой B, который достигает $-1622 \cdot 10^{18}$ Дж за год для морской поверхности в целом. Суммарный приход тепла превышает расход в течение 5 мес — с апреля по август; наибольшие значения наблюдаются в июле ($489 \cdot 10^{18}$ Дж), июне ($475 \cdot 10^{18}$ Дж) и мае ($472 \cdot 10^{18}$ Дж) — месяцах с наибольшим положительным радиационным балансом R, положительным явным турбулентным теплообменом T (тепловой поток направлен к морской поверхности) и наименьшими скрытыми теплопотерями LE. Но уже в сентябре море начинает отдавать тепло в атмосферу (суммарный теплообмен B становится отрицательным: $-112 \cdot 10^{18}$ Дж за месяц). В октябре по сравнению с сентябрем суммарные теплопотери возрастают по абсолютной величине почти в 4 раза, продолжая увеличиваться до декабря ($-901 \cdot 10^{18}$ Дж).

Анализ абсолютных величин суммарного теплообмена показывает, что интегральная интенсивность потерь тепла зимой почти в 2 раза превышает интенсивность получения тепла морем летом. Происходит это в основном за счет вклада больших отрицательных значений скрытого (LE) и явного (T) турбулентных потоков тепла и собственной длинноволновой радиации (R_L). С апреля по август, когда суммарный теплообмен положителен, он формируется за счет больших положительных значений поглощенной коротковолновой радиации R_S. Вклад явного турбулентного теплообмена незначителен. Остальные составляющие суммарного теплообмена летом относятся к его расходной части, где основная роль в теплоотдаче принадлежит потерям тепла за счет собственного излучения подстилающей поверхности.

Интегральные значения составляющих суммарного теплообмена поверхности моря, приведенные в табл. 12.1, отражают общую тенденцию теплообмена для поверхности Японского моря, которая имеет свои особенности по районам моря. Сравнение характеристик суммарного теплообмена для северной (выше 40° с. ш.) и южной (южнее 40° с. ш.) половин Японского моря показывает, что разности между ними превышают $500 \cdot 10^{18}$ Дж за год. Суммарный теплообмен изменяется от $-1098 \cdot 10^{18}$ Дж за год для южной половины моря до $-524 \cdot 10^{18}$ Дж за год для северной, т. е. значения B различаются более чем в 2 раза (табл. 12.5). При этом площадь северной половины Японского моря, для которой приведены расчеты составляющих суммарного теплообмена, составляет 49,4 % общей площади Японского моря, а площадь южной половины — 50,6 %, т. е. они практически одинаковы (см. табл. 11.1).

Годовые разности в количестве поглощенной коротковолновой радиации R_S и потерь тепла за счет собственного длинноволнового излучения R_L, а следовательно, и радиационного баланса R, невелики — в среднем около 10—15 %. Явный турбулентный теплообмен между поверхностью моря и атмосферой T в обоих районах моря практически одинаков, зато затраты тепла на испарение LE на юге на 40 % больше, чем на севере.

Представляет интерес сравнительный анализ интегральных характеристик суммарного теплообмена поверхности моря с атмосферой, рассчитанных по данным ECMWF (см. табл. 12.1, 12.5), с аналогичными показателями для Японского моря, рассчитанными по судовым наблюдениям за период 1980—1990 гг. (табл. 12.6, 12.7).

Таблица 12.5

Интегральный месячный и годовой суммарный теплообмен и его составляющие (× 10^{18} Дж) для северной и южной половин Японского моря по данным ECMWF

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
	Северная половина моря						
Январь	−42	94	−136	−167	−155	−322	−365
Февраль	12	132	−120	−97	−106	−203	−190
Март	104	224	−120	−48	−85	−133	−28
Апрель	196	287	−91	−2	−35	−37	160
Май	255	325	−70	9	−13	−4	250
Июнь	259	310	−51	2	−12	−10	250
Июль	256	304	−48	4	−16	−12	245
Август	202	262	−60	−1	−43	−44	158
Сентябрь	122	217	−95	−16	−134	−150	−27
Октябрь	42	161	−119	−46	−188	−234	−192
Ноябрь	−30	95	−125	−127	−219	−346	−375
Декабрь	−56	78	−134	−168	−184	−352	−409
Год	1323	2490	−1167	−657	−1189	−1846	−524
	Южная половина моря						
Январь	−20	120	−140	−172	−287	−459	−480
Февраль	36	162	−126	−109	−199	−308	−270
Март	127	254	−127	−56	−148	−204	−77
Апрель	209	312	−103	−11	−75	−86	123
Май	259	345	−86	3	−40	−37	222
Июнь	256	317	−61	0	−32	−32	225
Июль	266	318	−52	5	−27	−22	244
Август	230	295	−65	−1	−82	−83	146
Сентябрь	145	242	−97	−21	−209	−230	−85
Октябрь	69	192	−123	−50	−271	−321	−253
Ноябрь	−1	123	−124	−102	−298	−400	−401
Декабрь	−33	104	−137	−153	−306	−459	−492
Год	1542	2783	−1241	−667	−1973	−2640	−1098

Таблица 12.6

Интегральный месячный и годовой суммарный теплообмен и его составляющие (× 10^{18} Дж) для поверхности Японского моря по судовым данным

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
Январь	−24	188	−212	−408	−469	−877	−900
Февраль	59	241	−182	−272	−337	−609	−550
Март	234	408	−174	−124	−250	−373	−139
Апрель	377	511	−135	−13	−139	−152	225
Май	482	594	−112	13	−113	−100	382
Июнь	476	569	−93	8	−131	−122	354
Июль	458	543	−85	6	−177	−171	287
Август	421	516	−94	0	−291	−291	130
Сентябрь	280	411	−131	−33	−408	−441	−161
Октябрь	144	318	−175	−96	−490	−587	−443
Ноябрь	21	212	−190	−201	−505	−706	−684
Декабрь	−41	170	−211	−345	−521	−866	−907
Год	2886	4681	−1795	−1464	−3829	−5294	−2406

Абсолютные значения интегрального теплообмена для северной половины моря по судовым оценкам в 1,4 раза, а для южной — в 1,6 раза выше, чем по оценкам, полученным по данным ECMWF. Наибольшие расхождения вызваны в основном расчетами скрытых потерь тепла и потерь за счет

Таблица 12.7

Интегральный месячный и годовой суммарный теплообмен и его составляющие (× 10^{18} Дж) для северной и южной половин Японского моря по судовым данным (1980—1990 гг.)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
	Северная половина моря						
Январь	−23	84	−107	−215	−183	−398	−421
Февраль	21	114	−93	−143	−135	−278	−257
Март	111	198	−86	−59	−89	−148	−37
Апрель	180	244	−64	−3	−41	−43	136
Май	232	283	−52	10	−24	−14	217
Июнь	231	275	−44	6	−26	−21	211
Июль	220	258	−38	5	−36	−32	189
Август	195	237	−42	3	−78	−75	120
Сентябрь	135	199	−64	−12	−134	−146	−11
Октябрь	64	148	−85	−45	−184	−228	−164
Ноябрь	1	94	−93	−101	−190	−292	−291
Декабрь	−31	73	−104	−174	−190	−364	−395
Год	1336	2207	−871	−728	−1310	−2039	−702
	Южная половина моря						
Январь	−1	105	−106	−193	−286	−479	−480
Февраль	38	127	−89	−129	−201	−330	−293
Март	123	211	−87	−65	−160	−225	−102
Апрель	197	268	−70	−10	−99	−108	89
Май	250	310	−60	3	−88	−86	164
Июнь	244	294	−50	3	−105	−102	147
Июль	238	285	−47	1	−141	−139	98
Август	226	279	−52	−3	−213	−216	10
Сентябрь	144	212	−67	−21	−274	−295	−155
Октябрь	80	170	−90	−52	−307	−358	−278
Ноябрь	20	118	−98	−99	−315	−414	−407
Декабрь	−10	97	−107	−171	−331	−502	−512
Год	1550	2474	−924	−736	−2519	−3255	−1717

длинноволнового излучения. Оценки составляющих интегрального теплообмена по судовым данным с апреля по август на 20—60 % ниже соответствующих оценок по данным ECMWF: от 20 % в апреле—мае до 40—60 % в июле—августе. В остальной период разности не превышают 10—20 %. В итоге годовой интегральный теплообмен по судовым данным по абсолютной величине выше в 1,5 раза, годовые суммы турбулентного обмена выше в 1,2 раза.

Суммы коротковолновой радиации по судовым оценкам меньше, чем соответствующие суммы по данным ECMWF, но меньше и расходная часть за счет длинноволнового излучения; в итоге годовые оценки R по двум выборкам практически совпадают. Основные различия в течение года связаны с оценками скрытого турбулентного обмена и потока длинноволновой радиации (до 20—26 %).

Приведенные в табл. 12.1 и 12.5—12.7 оценки соответствуют последовательным периодам времени (1980—1990 и 1992—1999 гг.), и их сравнительный анализ может свидетельствовать о том, что в настоящее время морская поверхность теряет меньше тепла, чем в предыдущий период. Но, к сожалению, насколько реальны эти оценки, сказать затруднительно, поскольку исходные значения получены из разных выборок, которые, в свою очередь, сформированы из разных источников. Оценки, полученные по данным ECMWF и судовым

данным, не отвечают статистическим требованиям о едином периоде наблюдений, едином объеме исходных выборок, одинаковых шагах сетки (судовые данные обрабатывались по одноградусным квадратам моря, а данные ECMWF приведены по полуградусной сетке) и др. Формирование выборок по архивам данных, как судовых, так и ECMWF, отвечающих единым пространственно-временным критериям, в настоящее время не может быть осуществлено по некоторым объективным причинам. Например, восстановление отечественных судовых наблюдений после 1990 г. является чрезвычайно трудоемким.

12.2. Интенсивность суммарного теплообмена и его составляющих

Оценки интенсивности или потоков ($Вт \cdot м^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена для поверхности Японского моря в целом и для северной и южной его половин отдельно по расчетам ECMWF приведены в табл. 12.8 и 12.9. Наиболее интенсивные потери тепла морем за счет длинноволнового излучения, явного и скрытого турбулентных потоков тепла наблюдаются зимой в условиях отрицательного радиационного баланса и уменьшения потока коротковолновой радиации. Максимальная интенсивность суммарных теплопотерь отмечается в декабре (329 $Вт \cdot м^{-2}$); в мае, июне и июле суммарный теплообмен достигает наибольших положительных значений (173—179 $Вт \cdot м^{-2}$).

По сравнению с северной половиной моря, поверхность южной половины отличается большими значениями радиационного баланса, что определяется в основном увеличением потока коротковолновой радиации. Это особенно заметно в холодное полугодие, в мае—июле интенсивность практически выравнивается. Потери тепла за счет длинноволновой радиации для южной половины моря больше, чем для северной, но в основном различия невелики, кроме мая, когда разность составляет уже $-12 Вт \cdot м^{-2}$ (рис. 12.1). Интенсивность суммарного турбулентного теплообмена для южной половины моря заметно больше, что определяется здесь большими скрытыми турбулентными потерями, тогда как различия потерь тепла за счет явного турбулентного теплообмена для северной и южной половин в течение года невелики, за исключением ноября и декабря, когда они достигают 14—21 $Вт \cdot м^{-2}$.

Северная половина Японского моря испытывает зимой непосредственное влияние масс континентального происхождения (континентальный муссон), формирующихся в области азиатского антициклона и отличающихся малой влажностью и очень низкими температурами воздуха. По мере продвижения к югу моря континентальные воздушные массы прогреваются и увлажняются.

Согласно эмпирическим оценкам [12], значение термической трансформации холодного воздуха у морской поверхности прямо пропорционально разности температур континентального воздуха и поверхности моря. Поскольку эта разность температур у берегов Приморья превышает 10—15 °С, то прогревание воздуха у поверхности моря происходит весьма интенсивно, и отепляющее влияние Японского моря заметно не только в его южной полови-

Таблица 12.8

Средняя месячная и годовая интенсивность ($Вт \cdot м^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря (по данным ECMWF)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + + LE)	
Январь	−23	78	−101	−124	−162	−286	−309
Февраль	20	118	−98	−83	−122	−205	−185
Март	84	174	−90	−38	−85	−123	−39
Апрель	153	226	−73	−5	−41	−46	107
Май	188	245	−57	4	−19	−15	173
Июнь	195	237	−42	1	−16	−15	179
Июль	191	227	−36	3	−16	−13	178
Август	157	203	−46	−1	−46	−47	111
Сентябрь	102	174	−72	−14	−129	−143	−42
Октябрь	41	129	−88	−35	−168	−203	−163
Ноябрь	−11	83	−94	−86	−196	−282	−293
Декабрь	−33	66	−99	−117	−179	−296	−329
Год	88	163	−75	−41	−98	−139	−51

Таблица 12.9

Месячная и годовая интенсивность ($Вт \cdot м^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для северной и южной половин Японского моря (по данным ECMWF)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + + LE)	
	Северная половина моря						
Январь	−32	69	−101	−124	−115	−239	−270
Февраль	11	108	−97	−79	−87	−166	−155
Март	77	166	−89	−35	−62	−97	−21
Апрель	150	219	−69	−2	−26	−28	122
Май	189	240	−51	6	−10	−4	185
Июнь	199	237	−38	2	−9	−7	191
Июль	190	225	−35	2	−11	−9	181
Август	149	194	−45	−1	−32	−33	117
Сентябрь	95	167	−72	−13	−102	−115	−20
Октябрь	31	119	−88	−34	−139	−173	−142
Ноябрь	−22	73	−95	−97	−168	−265	−287
Декабрь	−42	57	−99	−124	−136	−260	−302
Год	83	156	−73	−41	−75	−116	−33
	Южная половина моря						
Январь	−15	86	−101	−124	−207	−331	−346
Февраль	29	128	−99	−86	−157	−243	−214
Март	92	183	−91	−41	−107	−148	−56
Апрель	155	232	−77	−8	−55	−63	92
Май	186	249	−63	3	−29	−26	160
Июнь	190	236	−46	0	−23	−23	168
Июль	193	230	−37	3	−20	−17	176
Август	165	212	−47	−1	−59	−60	106
Сентябрь	108	181	−73	−16	−156	−172	−63
Октябрь	49	138	−89	−37	−196	−233	−183
Ноябрь	0	92	−92	−76	−223	−299	−299
Декабрь	−24	75	−99	−110	−221	−331	−355
Год	94	170	−76	−41	−121	−162	−68

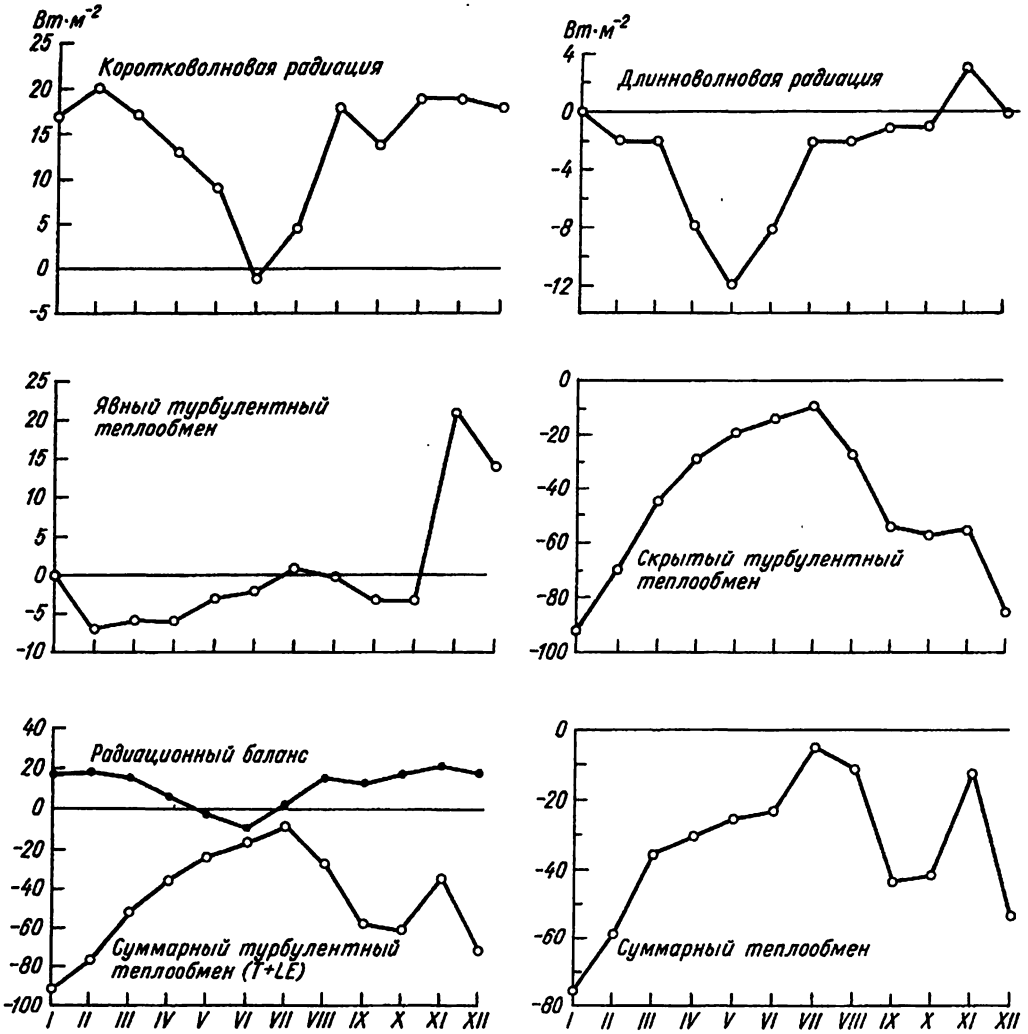


Рис. 12.1. Разность интенсивностей (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих между южной и северной половинами Японского моря (оценки EMCWF)

не, но и на северо-востоке — у берегов Южного Сахалина и Хоккайдо. У берегов Японии температуры воздуха выше, чем у берегов Приморья на той же широте. Кроме того, температура воды поверхности моря в восточной половине моря выше, чем в западной — в первую очередь, вследствие отепляющего влияния Цусимского течения. Например, в январе на широте 45° с. у западных берегов Японского моря средняя температура воздуха составляет −7,0...−7,5 °С, температура морской поверхности 1,6 °С; у восточных берегов — около −3,0 и 3,5 °С соответственно. На 42° с. ш. на западе моря у южного побережья Приморья температура воздуха в январе −6,0...−6,5, воды — около 2 °С, на той же широте у южной части Хоккайдо температура воздуха около −1,0 °С, температура воды 6—7 °С. В южной половине моря различия в температурах воздуха и морской поверхности сглаживаются, например, у 37° ш. для января средние температуры воздуха и на западе, и на востоке моря составляют 5—6 °С, воды — около 12 °С.

Летом на Японское море основное влияние оказывают воздушные массы тихоокеанского происхождения. Летом фон температуры воздуха на востоке и западе моря на одной и той же широте практически одинаков. Так, в августе, самом теплом месяце на Японском море, температуры воздуха на широтах 45—37° с. у западного побережья составляют от 18,5—19 до 25—26 °С, воды — от 16,5—17,5 до 25—26 °С. У восточного побережья Японского моря на тех же широтах температуры воздуха и воды на 1—2 °С выше: температуры воздуха изменяются от 18,5—20,5 до 26—27 °С, воды — от 18—19,5 до 26—27 °С.

Кроме того, восточная часть моря испытывает мощное влияние теплого Цусимского течения, воды которого устремляются через Корейский пролив вдоль западного побережья Японии, достигая севера Хоккайдо и юга Сахалина. С учетом всего сказанного представляется целесообразным рассмотреть интенсивность суммарного теплообмена и его составляющих отдельно для северо-западной и северо-восточной, юго-западной и юго-восточной акваторий Японского моря. Как показывает анализ табл. 12.10 и 12.11, имеются существенные различия характеристик теплового баланса поверхности моря для данных районов. Например, самые низкие значения R отмечаются с сентября по апрель включительно

Таблица 12.10

Месячная и годовая интенсивность ($Вт \cdot м^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для районов северной половины Японского моря (по данным ECMWF)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
	Северо-западная часть моря						
Январь	−25	84	−109	−137	−127	−264	−290
Февраль	22	126	−104	−83	−93	−176	−154
Март	91	184	−93	−27	−55	−82	10
Апрель	166	236	−70	3	−19	−16	149
Май	194	246	−52	5	−10	−5	189
Июнь	196	231	−35	0	−10	−10	187
Июль	192	225	−33	2	−12	−10	182
Август	148	190	−42	0	−31	−31	117
Сентябрь	105	181	−76	−11	−105	−116	−11
Октябрь	42	135	−93	−34	−147	−181	−140
Ноябрь	−14	85	−99	−93	−167	−260	−273
Декабрь	−36	68	−104	−124	−140	−264	−300
Год	90	166	−76	−42	−76	−118	−28
	Северо-восточная часть моря						
Январь	−33	65	−98	−120	−111	−231	−264
Февраль	8	102	−94	−78	−85	−163	−155
Март	72	160	−88	−38	−65	−103	−30
Апрель	145	214	−69	−3	−29	−32	114
Май	188	239	−51	7	−10	−3	184
Июнь	199	239	−40	3	−9	−6	193
Июль	189	225	−36	2	−11	−9	180
Август	150	195	−45	−1	−32	−33	117
Сентябрь	91	162	−71	−13	−101	−114	−23
Октябрь	27	114	−87	−34	−137	−171	−143
Ноябрь	−24	70	−94	−98	−168	−266	−291
Декабрь	−44	54	−98	−124	−135	−259	−303
Год	80	153	−73	−41	−74	−115	−35

Таблица 12.11

Месячная и годовая интенсивность ($Вт \cdot м^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для районов южной половины Японского моря (по данным ECMWF)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
	Юго-западная часть моря						
Январь	−15	91	−106	−128	−218	−346	−360
Февраль	30	134	−104	−88	−164	−252	−221
Март	93	187	−94	−40	−109	−149	−56
Апрель	157	236	−79	−8	−58	−66	90
Май	188	252	−64	2	−32	−30	158
Июнь	191	237	−46	0	−25	−25	167
Июль	194	230	−36	4	−21	−17	177
Август	165	212	−47	0	−61	−61	105
Сентябрь	112	186	−74	−16	−162	−178	−66
Октябрь	53	144	−91	−37	−202	−239	−187
Ноябрь	1	96	−95	−77	−226	−303	−303
Декабрь	−23	80	−103	−113	−230	−343	−366
Год	96	174	−78	−42	−126	−168	−72
	Юго-восточная часть моря						
Январь	−15	76	−91	−116	−184	−300	−315
Февраль	25	116	−91	−83	−143	−226	−200
Март	87	174	−87	−42	−101	−143	−56
Апрель	153	225	−72	−8	−49	−57	97
Май	184	243	−59	3	−22	−19	165
Июнь	189	235	−46	1	−21	−20	169
Июль	190	229	−39	3	−17	−14	175
Август	164	213	−49	−1	−56	−57	108
Сентябрь	100	169	−69	−15	−142	−157	−57
Октябрь	45	127	−82	−35	−183	−218	−173
Ноябрь	−3	83	−86	−74	−214	−288	−291
Декабрь	−25	65	−90	−105	−202	−307	−332
Год	91	163	−72	−39	−111	−150	−59

для поверхности северо-восточной части Японского моря (отрицательные в ноябре—январе, положительные в остальные месяцы отмеченного периода) — до -44 $Вт \cdot м^{-2}$ в декабре. Здесь же — наименьшие годовые значения радиационного баланса R (наибольшие — в юго-западной части моря). Для поверхности юго-западной части моря, где практически в течение всего года интенсивность коротковолновой радиации R_S выше, чем в других районах моря, радиационный баланс в ноябре еще положительный (1 $Вт \cdot м^{-2}$), в остальных районах — отрицательный (до -24 $Вт \cdot м^{-2}$ на северо-востоке). Западная часть моря в целом теряет больше тепла за счет длинноволнового излучения R_L, только в течение короткого периода в мае—августе для северо-западной части моря и в июле—августе для юго-западной — эти потери немного больше, чем в северо-восточном и юго-восточном районах Японского моря. Интенсивность потерь тепла за счет суммарного турбулентного теплообмена B для поверхности юго-западной части моря заметно выше показателей в других районах моря, что обусловлено главным образом затратами тепла на испарение LE, которые в течение всего года здесь выше.

Интенсивность суммарных затрат тепла для поверхности юго-западной части моря с сентября по февраль выше, чем в других районах моря; в апреле—июне, наоборот, положительный суммарный теплообмен здесь ниже, чем в остальных районах моря, а в июле—августе — ниже, чем в северной половине моря.

Оценки интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих, рассчитанные по судовым данным, приведены в табл. 12.12 и на рис. 12.2. Поскольку интенсивность характеризует количество тепла, переносимое за единицу времени через единицу поверхности, т. е. не зависит от общей площади моря, как в случае расчета интегральных потоков тепла, для расчета использован весь архив имеющихся судовых наблюдений (1960—1990 гг.).

В табл. 12.12 приведены оценки интенсивности суммарного теплообмена по судовым данным за 1960—1990 гг. и входящий в него период 1980—1990 гг. По сравнению с оценками судовых наблюдений за 1960—1990 гг., десятилетие 1980—1990 гг. характеризовалось увеличением значений результирующих потоков тепла с декабря по март, когда тепловой поток направлен от поверхности моря в атмосферу, и с апреля по август, когда поток направлен от атмосферы к морской поверхности.

В июле, когда море больше тепла получает, чем отдает в атмосферу, интенсивность суммарного теплообмена увеличилась с 93 $Вт \cdot м^{-2}$ (1960—1990 гг.) до 97 $Вт \cdot м^{-2}$ (1980—1990 гг.). В течение осенних

Таблица 12.12

Месячная и годовая интенсивность (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря за различные периоды (по судовым данным)

Месяц	R	Составляющие R		Турбулентный теплообмен			B
		R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	(T + LE)	
	1960—1990						
Январь	−7	63	−71	−132	−154	−286	−293
Апрель	130	177	−47	−5	−50	−55	75
Июль	157	186	−30	2	−65	−64	93
Октябрь	47	108	−61	−35	−170	−204	−157
Среднее	82	134	−52	−42	−112	−154	−72
	1980—1990						
Январь	−8	64	−72	−138	−158	−296	−304
Апрель	132	179	−47	−4	−49	−53	79
Июль	155	183	−29	2	−60	−58	97
Октябрь	48	107	−59	−32	−166	−198	−150
Среднее	82	134	−52	−42	−110	−152	−69

месяцев интенсивность отрицательных суммарных теплопотерь в 1980—1990 гг., наоборот, уменьшилась. По оценкам судовых наблюдений за период 1980—1990 гг., в январе, когда суммарный теплообмен отрицательный, возросла интенсивность теплопотерь от явного и скрытого теплообмена, что привело к увеличению абсолютного значения результирующего теплового потока с 293 Вт · м$^{-2}$ (1960—1990 гг.) до 304 Вт · м$^{-2}$ (1980—1990 гг.). К сожалению, опыт работы с судовыми данными показывает, что оценки скрытого турбулентного теплообмена все же не отличаются большой достоверностью, поскольку судовые наблюдения за характеристиками влажности нередко отсутствуют.

Как показывает сравнительный анализ значений интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих по данным судовых наблюдений и ECMWF, существенные различия оценок наблюдаются с апреля по август, т. е. в период аккумуляции тепла морем, что наглядно отражено на рис. 12.2. Наибольшие различия среднегодовой интенсивности суммарного теплообмена как по морю в целом, так и отдельно по северной и южной половинам характерны для составляющих радиационного баланса и скрытого турбулентного теплообмена. В результате имеют место расхождения в значениях средней годовой интенсивности суммарного теплообмена: судовые оценки интенсивности суммарного теплообмена превышают по абсолютной величине оценки, полученные по ECMWF, в 1,2 раза для северной половины моря и в 1,5 — для южной (рис. 12.3).

При анализе временного хода интенсивности составляющих суммарного теплообмена для моря в целом по основным сезонам (по судовым данным, рис. 12.4—12.8) выявлено наличие значимого по-

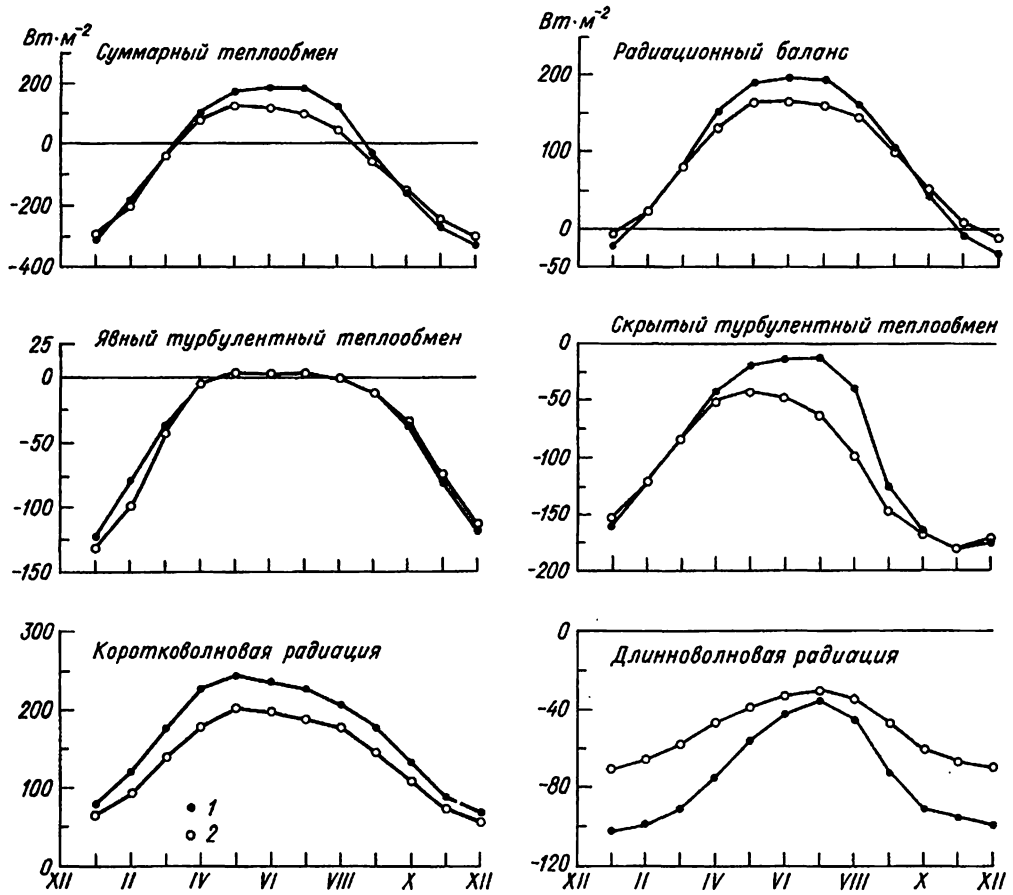


Рис. 12.2. Интенсивность (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих на поверхности Японского моря по данным ECMWF 1992—1999 гг. (*1*) и архивам судовых наблюдений 1960—1990 гг. (*2*)

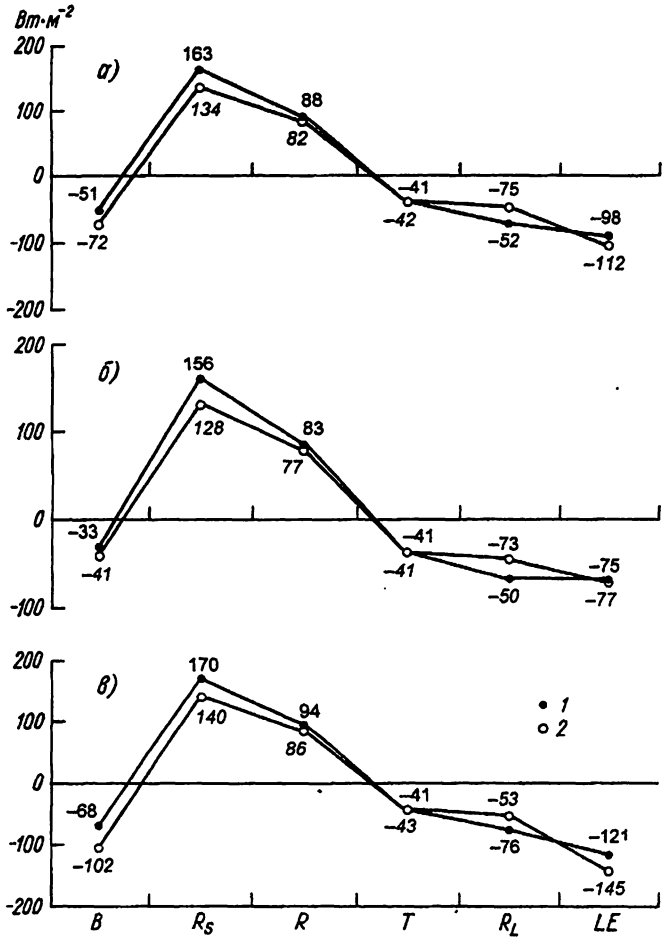


Рис. 12.3. Средняя годовая интенсивность (Вт · м $^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря по оценкам ECMWE (*1*) и судовым данным (*2*)

а — море в целом, *б* — северная половина, *в* — южная половина

ложительного линейного тренда α (на 95 %-ном уровне) для летнего суммарного теплообмена (для моря в целом: α = 13,6 Вт · м $^{-2}$ за 10 лет при коэффициенте детерминации r^2 = 0,272). При этом для потока длинноволновой радиации значимый положительный тренд (это возможно при уменьшении потерь тепла от собственного излучения поверхности моря и/или при увеличении противоизлучения атмосферы) отмечается только летом (для моря в целом α = 1,95 Вт · м $^{-2}$ за 10 лет при r^2 = 0,422, для северной половины α = 1,15 Вт · м $^{-2}$ за 10 лет при r^2 = 0,283, для южной α = 2,52 Вт · м $^{-2}$ за 10 лет при r^2 = 0,345), а для южной половины моря — и зимой (α = 1,28 Вт · м $^{-2}$ за 10 лет при r^2 = 0,208). Можно отметить тенденцию уменьшения интенсивности теплопотерь морем за счет явного и скрытого турбулентного теплообмена как зимой, так и летом, за небольшим исключением: для северной половины моря в зимний период теплопотери за счет скрытого турбулентного теплообмена, наоборот, несколько растут.

Составляющие суммарного теплообмена испытывают существенные межгодовые колебания, определяя тепловое состояние Японского моря, и формируя в отдельные годы значительные положительные или отрицательные сезонные термические аномалии. В свою очередь, поскольку тепловое состояние моря обладает инерционной способностью (устойчивостью знака сохранения аномалии), это отражается на состоянии атмосферы над морем, а также влияет на состояние всей системы море—атмосфера, формируя региональные климатические аномалии.

Оценки интегральных характеристик интенсивности составляющих суммарного теплообмена, рассчитанные по различным исходным данным (ECMWF и судовых наблюдений), а также полученные в работах [1, 8, 9, 19, 22, 25, 26, 29, 31, 34], показывают, что в течение года Японское море отдает с поверхности в атмосферу больше тепла, чем получает. Очевидно, зимой при примерно постоянном потоке коротковолновой радиации изменение интенсивности суммарного теплообмена поверхности Японского моря от года к году в основном будет определяться интенсивностью явного и скрытого турбулентного теплообмена (коэффициенты корреляции r между ними и интенсивностью суммарного теплообмена достигают соответственно 0,96 и 0,88), что наглядно демонстрирует совмещение соответствующих графиков. Большую роль в теплозатратах играют также потери за счет длинноволнового излучения (r = 0,80).

В течение 5 мес, с апреля по август включительно, суммарный теплообмен B положителен. Он формируется в этот период исключительно за счет коротковолновой радиации R_S, поскольку за счет

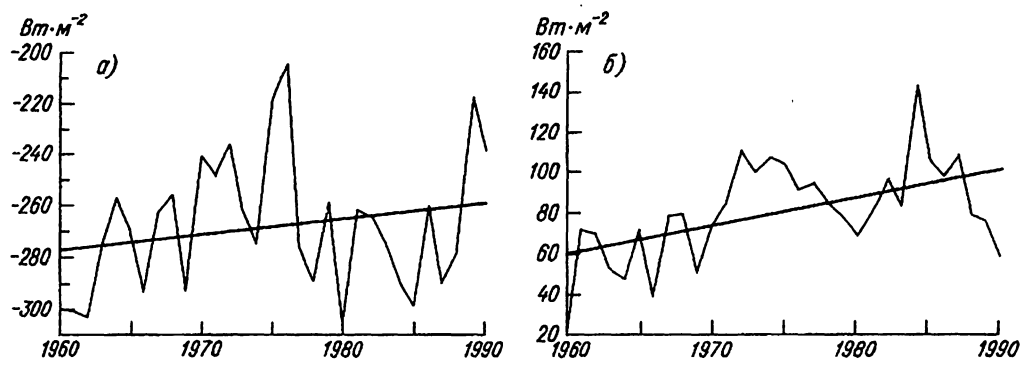


Рис. 12.4. Временной ход интенсивности (Вт · м $^{-2}$) суммарного теплообмена для поверхности Японского моря зимой (*а*) и летом (*б*)

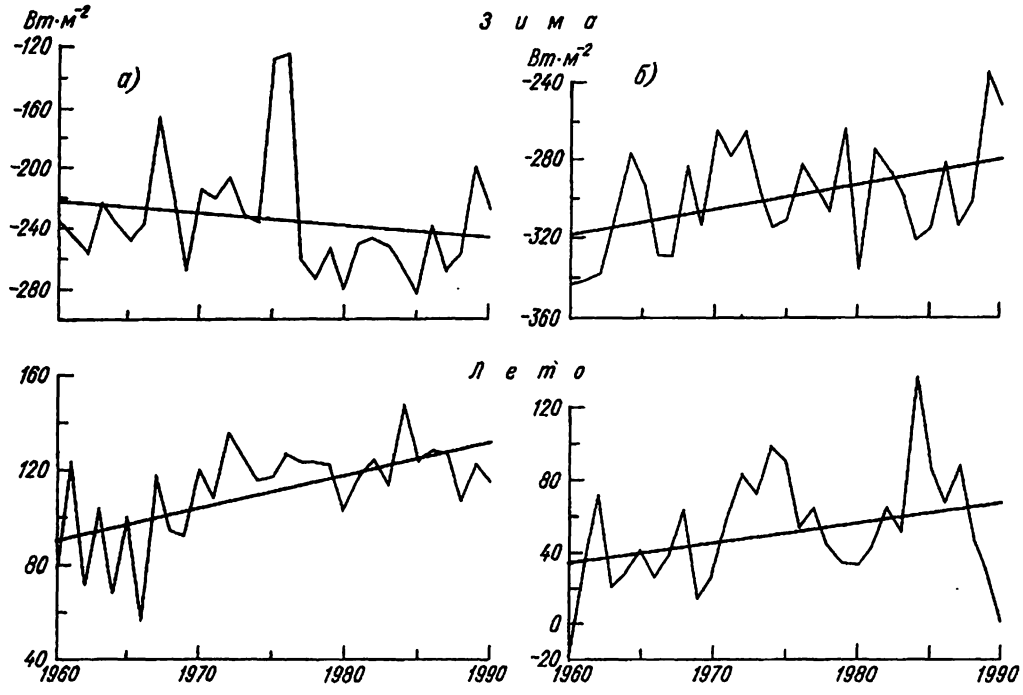


Рис. 12.5. Временной ход интенсивности (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена B для северной ($а$) и южной ($б$) половин Японского моря

всех остальных составляющих, кроме явного турбулентного теплообмена T, поверхность теряет тепло. Явный турбулентный теплообмен, хотя и положительный с мая по июль, но интенсивность его невелика, и на значение суммарного теплообмена он практически не влияет. Основные потери тепла морской поверхностью летом происходят за счет скрытого теплообмена LE и длинноволнового излучения R_L.

С сентября по март суммарный тепловой поток направлен в атмосферу, в этот период вместе с уменьшением потока коротковолновой радиации резко увеличиваются затраты на испарение. По оценкам ECMWF и судовых наблюдений в среднем за три зимних месяца, по сравнению с летом интенсивность R_S снижается в 2,5—2,8 раза. Скрытый турбулентный теплообмен по данным ECMWF от лета к зиме увеличивается по абсолютной величине в 6,5 раза, по судовым данным — в 2,3 раза. Интенсивность явного турбулентного обмена с сентября по март в десятки и сотни раз превышает по абсолютной величине интенсивность летнего обмена, равную в теплый период 2—3 Вт · м$^{-2}$. За счет длинноволнового излучения в течение всего года море теряет тепло; увеличение потерь от зимы к лету более чем в 2 раза.

Тем не менее, несмотря на отрицательные значения суммарного теплообмена, достоверных оценок, свидетельствующих об охлаждении вод Японского моря, в настоящее время не имеется. Следовательно, затраты тепла компенсируются за счет других источников. В основном это адвективный приток тепла через Корейский пролив с водами Цусимского течения, распространяющегося в южной части Японского моря и вдоль побережья Японии. В северо-восточной части моря через проливы Сангарский и Лаперуза происходит вынос воды из Японского моря в Тихий океан и южную часть Охотского моря.

Анализ балансовых оценок для тепла, поступающего в Японское море с водами Цусимского течения, по данным разных авторов приведен в работах Е.-С. Кима [22] и Н. Хиросе и др. [19] (табл. 12.13).

Так, по расчетам М. Миязаки [29], с Цусимским течением поступает $126 \cdot 10^{12}$ Вт тепла в теплое полугодие и $106 \cdot 10^{12}$ Вт в холодное. Эти результаты близки к оценкам, сделанным Дж.-Х. Юном [40] — $131 \cdot 10^{12}$ Вт и $117 \cdot 10^{12}$ Вт соответственно, но намного ниже значений, полученных Е.-С. Кимом [22] — $191 \cdot 10^{12}$ Вт и $186 \cdot 10^{12}$ Вт. Существенные различия также имеются по оценкам уходящего через северные проливы тепла (в среднем за год — от $34 \cdot 10^{12}$ Вт по М. Миязаки [29] до $80 \cdot 10^{12}$ Вт по Дж.-Х. Юну [40]).

Тепло, поступающее летом с водами теплого Цусимского течения, аккумулируется в южной и юго-восточной части Японского моря и затем расходуется в зимний период [20]. По оценкам К. Като и Т. Асаи [20], разность между средним годовым притоком тепла в Японское море с водами Цусимского течения и его выносом через проливы Сангарский и Лаперуза в 1978—1979 гг. достигала $74 \cdot 10^{12}$ Вт (см. табл. 12.13). Это почти в 3 раза выше результатов А. К. Леонова ($27 \cdot 10^{12}$ Вт) [8] и в 2 раза выше, чем показали расчеты Н. Хиросе и др. ($53 \cdot 10^{12}$ Вт) [19].

Таким образом, авторы указанных в табл. 12.13 работ, которые хотя и расходятся между собой в оценках значений приходной и расходной частей теплового баланса Японского моря, отмечают слабое превышение расходной части над приходом тепла

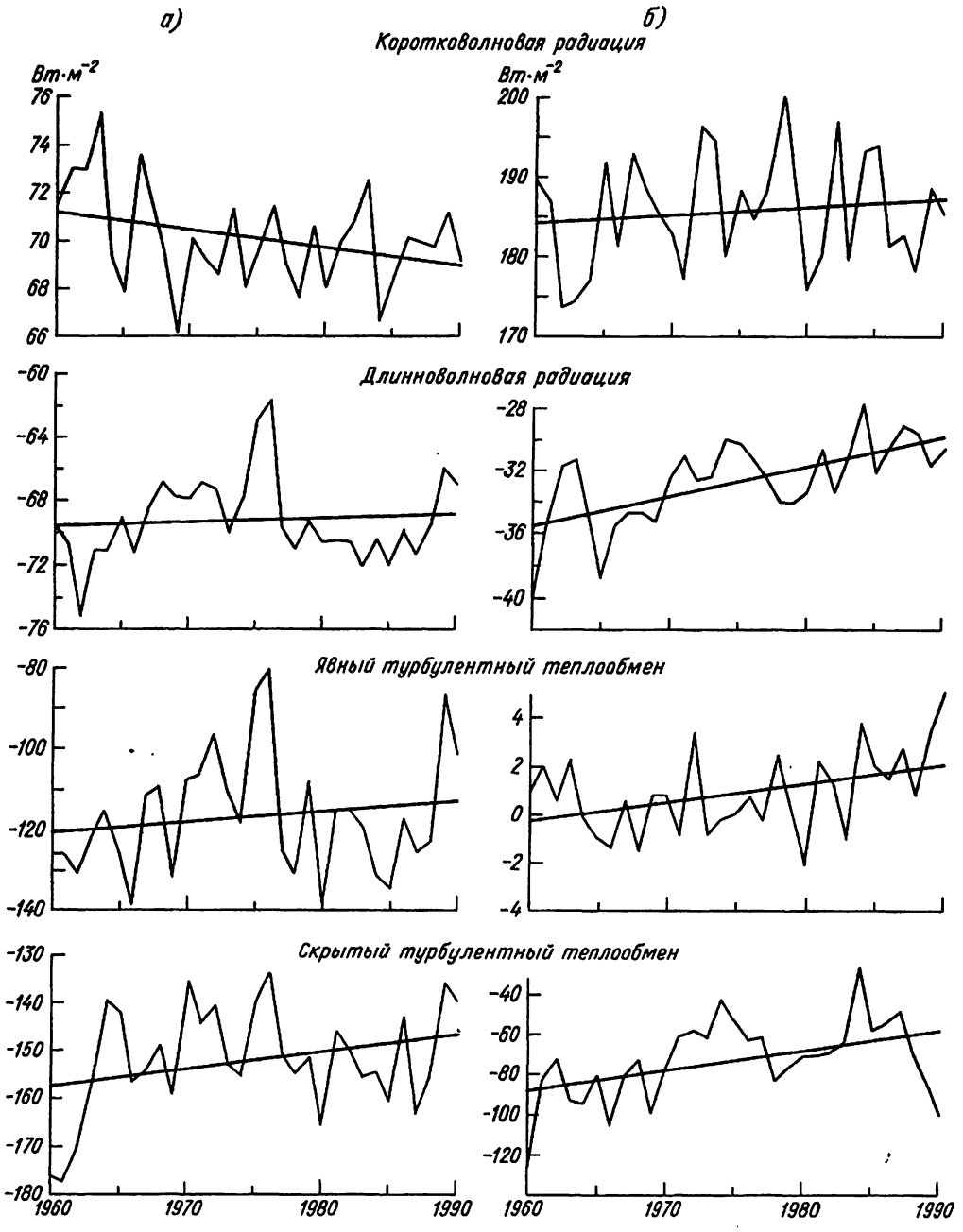


Рис. 12.6. Временной ход интенсивности (Вт м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена *B* для поверхности Японского моря зимой (*а*) и летом (*б*) с линейными трендами

(кроме К. Като и Т. Асаи [20], которые рассматривали только сезоны 1978—1979 гг.). Но отличия результирующей оценки от нулевого значения статистически незначимо при имеющемся уровне ошибок при расчете составляющих теплового баланса. Во-первых, при использовании балансовой методики равенство суммарного баланса нулю постулируется и используется затем для оценки не определенных параметров. Во-вторых, для оценок переноса тепла морскими течениями всеми авторами использовались некоторые постоянные показатели, например постоянные значения расхода Цусимского течения, в то время как регулярные наблюдения, проводимые Исследовательским институтом прикладной механики Университета Кюсю (Фукуока, Япония) с 1997 г. с дискретностью 3—4 раза в неделю посредством акустического доплеровского измерителя течений ADCP (Acoustic Dopler Current Profiler), установленного на пароме Хаката—Пусан, показали существенный сезонный ход этой величины с амплитудой около 3 Св (10^6 м^3 · с$^{-1}$) — примерно от 1,5 до 4,5 Св (Т. Такикава и др. [39]).

12.3. Пространственное распределение интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих на поверхности моря

Приведенные интегральные оценки составляющих суммарного теплообмена и их интенсивности для Японского моря в целом или для его районов

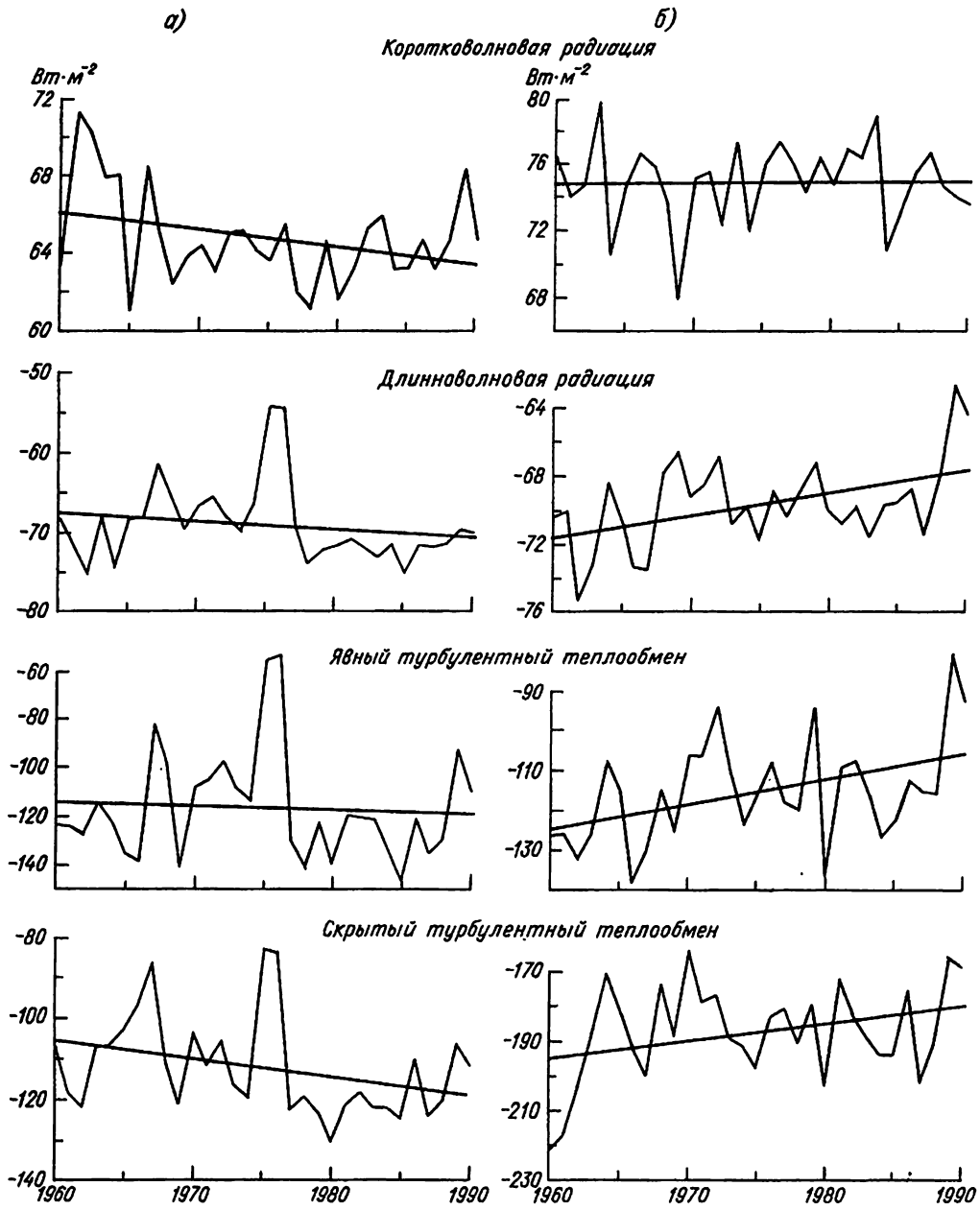


Рис. 12.7. Временной ход интенсивности (Вт·м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена B для северной (*а*) и южной (*б*) половин Японского моря

отражают общие закономерности изменений суммарного теплообмена в течение года. Пространственное распределение характеристик суммарного теплообмена имеет свои особенности, складывающиеся под влиянием как зональных инсоляционных различий, муссонной циркуляции и морских течений, так и мезомасштабных циркуляций атмосферы, определяющихся орографической структурой побережья и т. п.

Анализ пространственного распределения интенсивности составляющих суммарного теплообмена показывает, например, что широтный ход интенсивности солнечной коротковолновой радиации, поглощенной морской поверхностью R_S, имеет место только для Татарского пролива, где поток коротковолновой радиации возрастает от 120 Вт·м$^{-2}$ на севере до 160 Вт·м$^{-2}$ на юге пролива (рис. 12.9, 12.10). Над остальной акваторией широтный ход существенно нарушен в основном из-за перераспределения потоков коротковолновой радиации под воздействием облачности. Здесь годовая интенсивность R_S составляет в среднем 170 Вт·м$^{-2}$, уменьшаясь у берегов Японии до 160 Вт·м$^{-2}$. Подобные особенности характерны и для сезонного распределения R_S: разность в пределах одного сезона для большей части Японского моря не превышают 10—20 Вт·м$^{-2}$; минимум — на севере Татарского пролива.

Пространственное распределение сезонных полей R_S (кроме лета) отличается сходной ориентацией изолиний, которые имеют гребнеобразный изгиб, ограничивающий области несколько пониженных значений R_S вдоль северо-западного побережья до Корейского полуострова и вдоль восточ-

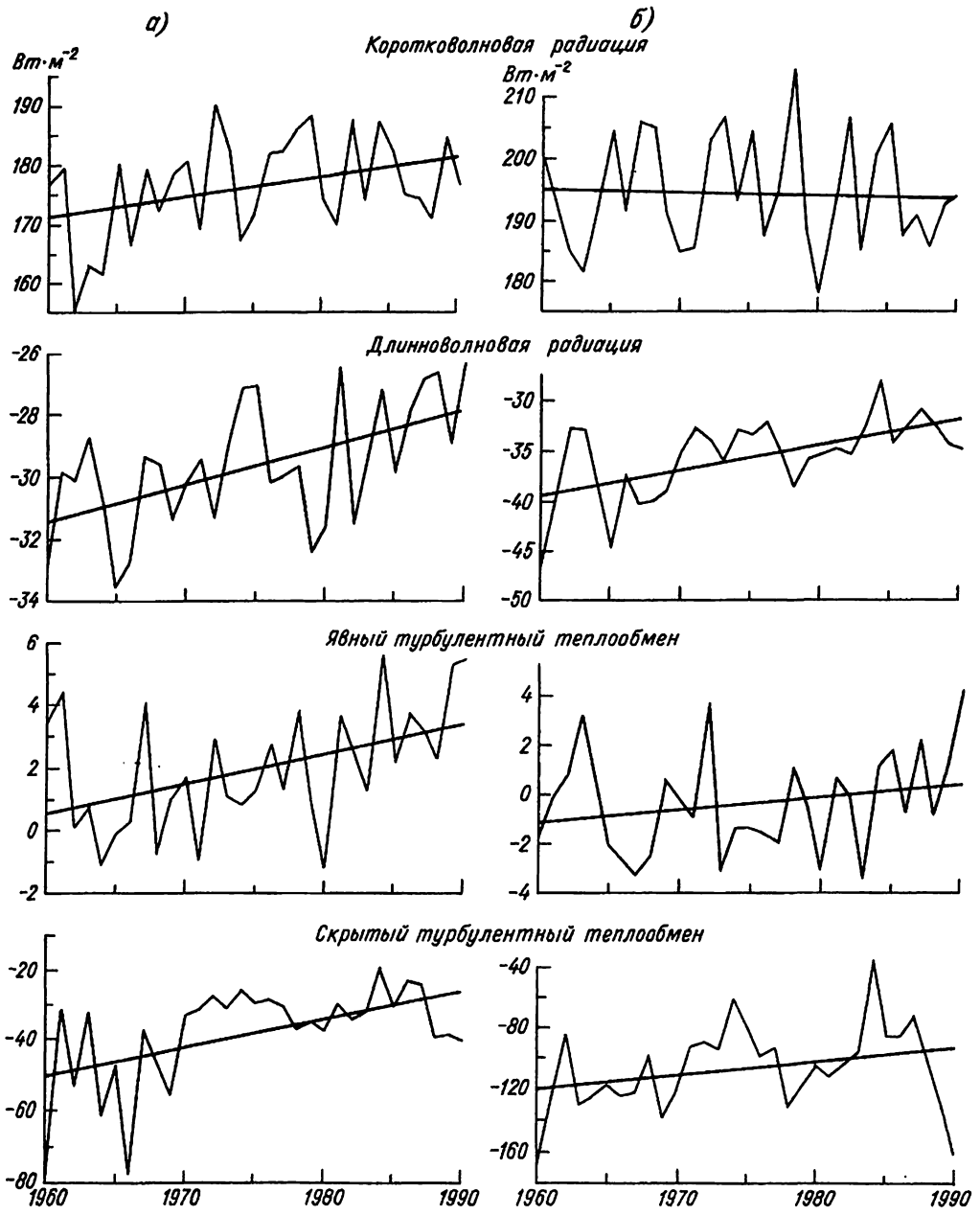


Рис. 12.8. Временной ход интенсивности (Вт·м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена для северной (*а*) и южной (*б*) половин Японского моря летом

Таблица 12.13

Оценки тепла (× 10^{12} Вт), поступающего с водами Цусимского течения через Корейский пролив и уходящего через проливы Сангарский и Лаперуза по данным [8, 19, 20, 22, 29, 39]

Характеристика	Т	Х	Г	Т	Х	Г	Т	Х	Г
	Миязаки (1952)			Леонов (1961)			Юн (1983)		
Теплообмен с атмосферой	67	−130	−32	76	−126	−25	131	−294	−82
Результирующий перенос тепла морскими течениями	32	36	34	69	−15	27	87	73	80
Итоговый баланс тепла моря	99	−94	−1	145	−141	3	218	−221	−2
	Като и Асаи (1983)			Ким (1992)			Хиросе и др. (1996)		
Теплообмен с атмосферой	68	−215	−74	103	−198	−48	87	−195	−54
Результирующий перенос тепла морскими течениями	99	48	74	35	54	45	47	58	53
Итоговый баланс тепла моря	167	−167	0	138	−144	−3	134	−136	−1

Примечания: 1. Т и Х — теплый (апрель—сентябрь) и холодный (октябрь—март) периоды, Г — годовое значение.

2. Результирующий перенос тепла морскими течениями — разность между количествами тепла, поступающего с Цусимским течением через Корейский пролив и уходящего через проливы Сангарский и Лаперуза.

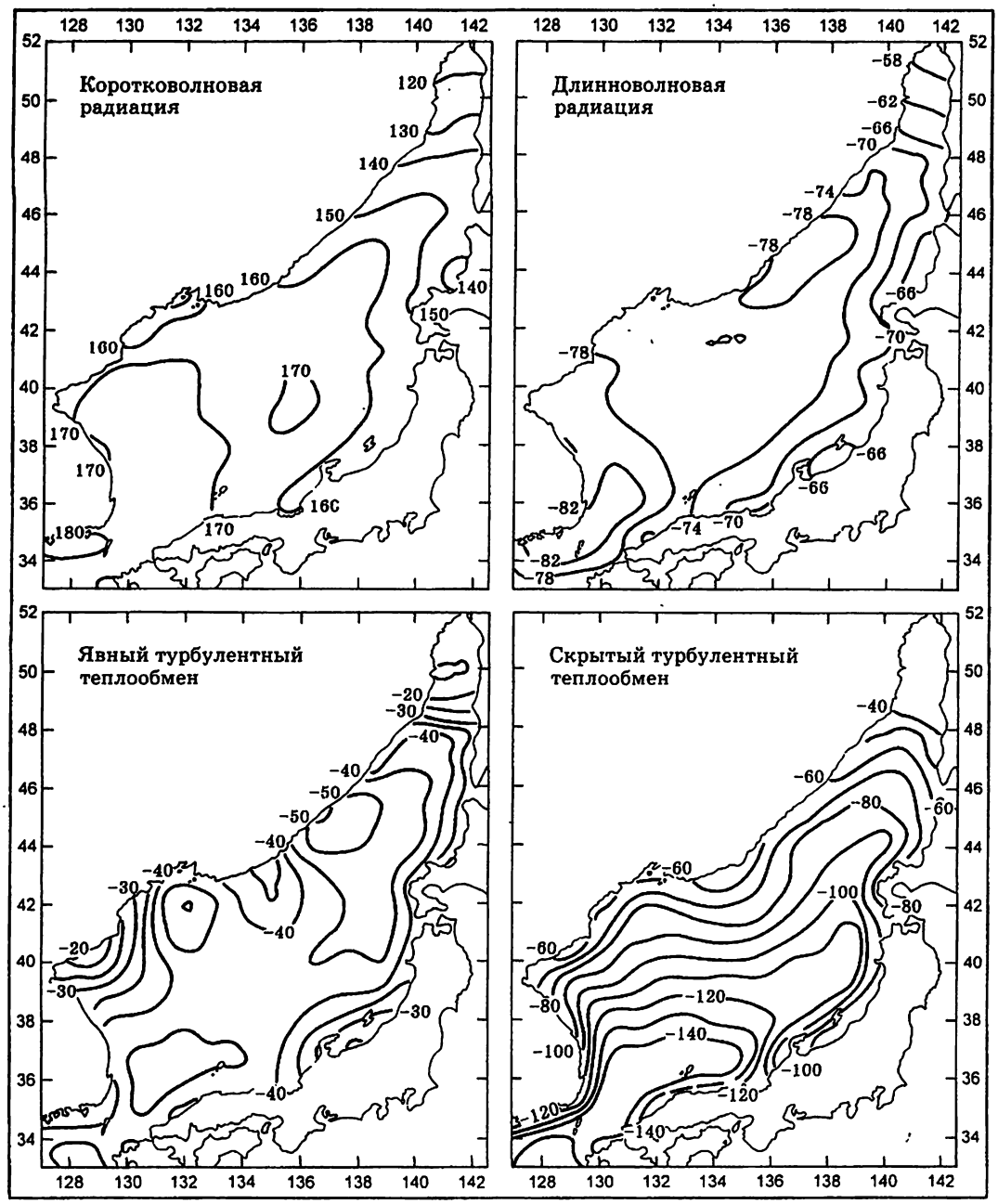


Рис. 12.9. Средняя годовая интенсивность (Вт·м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена (по данным ECMWF)

а – коротковолновая радиация, *б* – длинноволновая радиация, *в* — явный турбулентный поток тепла, *г* — скрытый турбулентный теплообмен

ной Японии (см. рис. 12.10). Обращает на себя внимание область пониженных значений R_S у южной части Приморья (под Владивостоком), где, например, летом значения R_S ниже, чем в Татарском проливе. Область более высоких значений R_S, сохраняющаяся и в другие сезоны, в том числе и летом, относится к юго-западной части моря. Летом, кроме того, около центральной части Хонсю формируется еще одна область, где отмечаются повышенные значения R_S. Для Татарского пролива значение R_S зимой, весной и осенью увеличивается с севера на юг на 30—50 Вт·м$^{-2}$, летом остается постоянным.

Сезонные поля длинноволнового излучения R_L характеризуются пространственной однородностью практически для всей поверхности моря, кроме Татарского пролива, где длинноволновое излучение поверхности во все сезоны, за исключением лета, несколько меньше, чем в других районах Японского моря, что связано с наиболее низкой температурой излучающей поверхности (рис. 12.11). Это сказывается и на показателях годового поля длинноволнового излучения (см. рис. 12.9). У берегов Корейского полуострова, вдоль Приморья и в Цусимском проливе формируются области, где длинноволновое излучение достигает больших годовых и сезонных

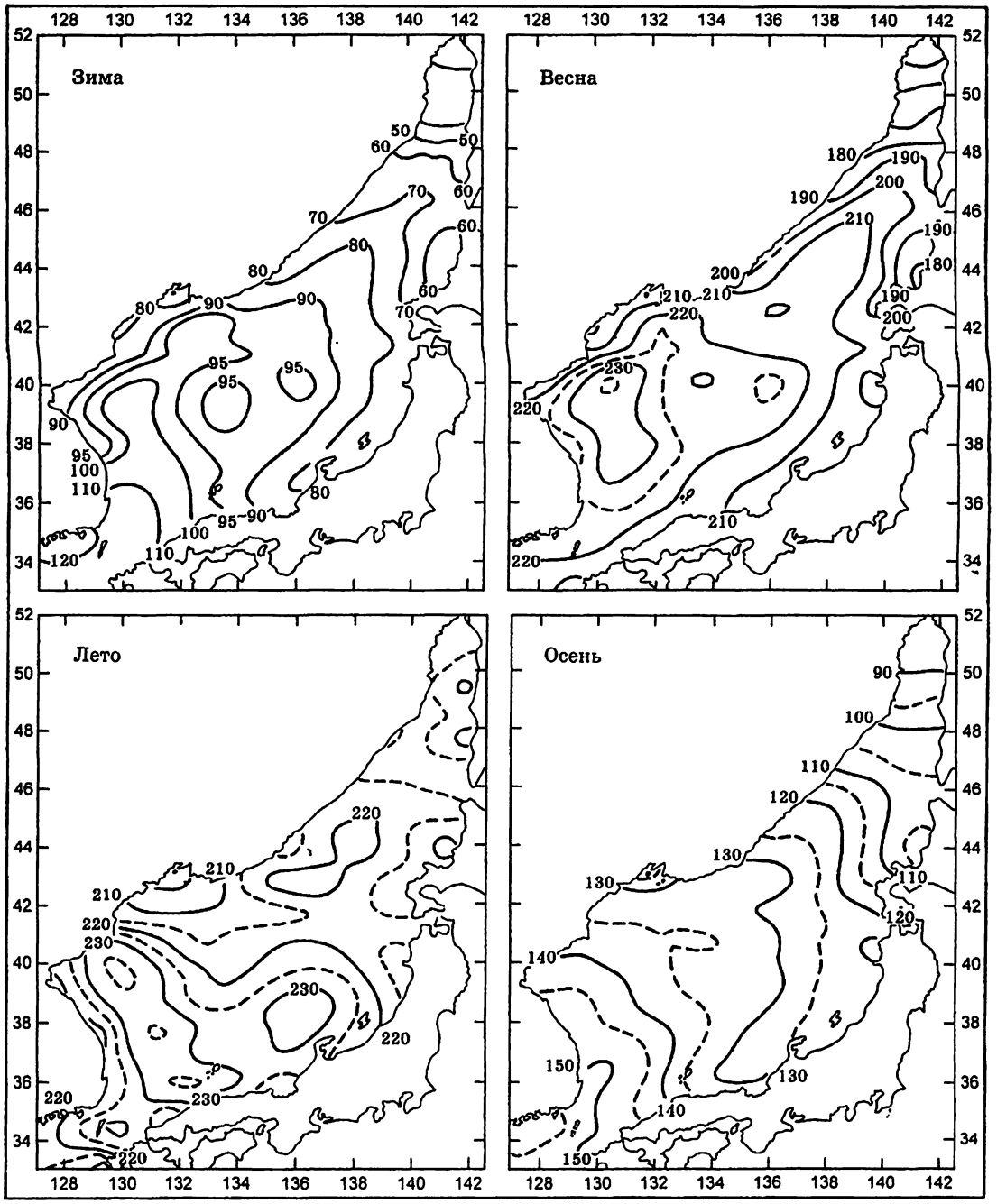


Рис. 12.10. Сезонная интенсивность (Вт·м$^{-2}$) поглощенной коротковолновой радиации R_S (по данным ECMWF)

абсолютных значений (среднее годовое значение превышает −80 Вт·м$^{-2}$).

Сезонные потери тепла путем длинноволнового излучения моря в соответствии с ее температурой от зимы к лету уменьшаются в 2—3 раза (от −100...−110 Вт·м$^{-2}$ зимой до −35...−45 Вт·м$^{-2}$ летом). Зимой наибольшие значения R_L, как уже указано, относятся к областям вдоль побережья Приморского края и Цусимского пролива.

Можно отметить тенденцию уменьшения абсолютных значений длинноволнового излучения поверхности зимой и осенью с запада на восток — от берегов Приморья, где зимой и осенью наблюдается наибольшее среднее месячное число ясных дней, к берегам Японии, где на зимние месяцы приходится основной максимум облачности. Эффект влияния облачности оказывается здесь более весомым, чем противоположный по воздействию эффект изменения температуры поверхности моря, которая зимой у берегов Приморья ниже, чем у побережья Японии. Например, в январе у Приморского побережья средняя температура воды составляет 0—2 °С, у восточного побережья Японского моря температура воды увеличивается к югу — от 4—7 °С у берегов Хоккайдо до 9—14 °С у Хонсю. Облачность, с одной стороны, задерживает потоки прямой солнечной радиации, но, с другой стороны, увеличивает рассеянную радиацию и уменьшает потери собственного

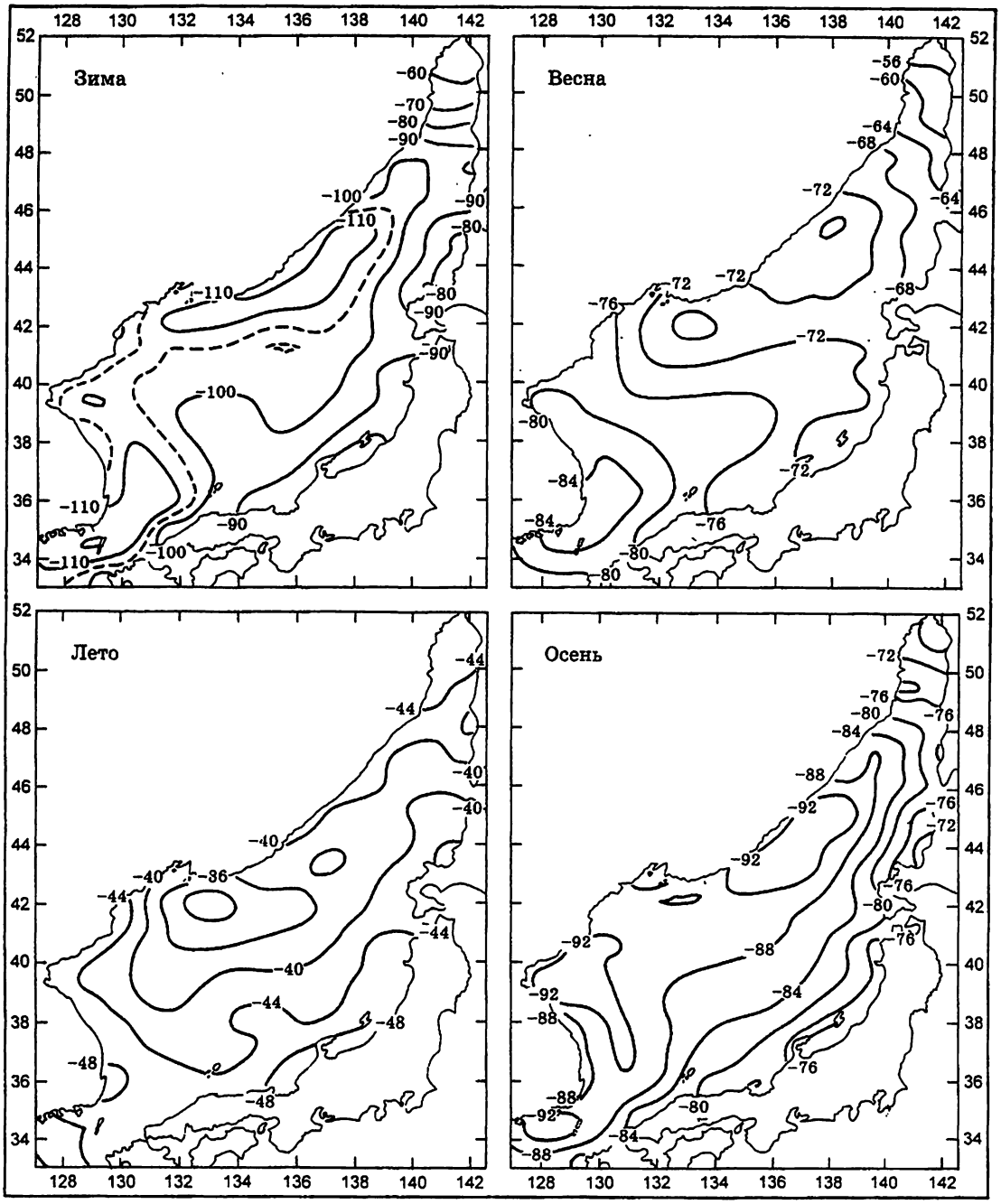


Рис. 12.11. Сезонная интенсивность (Вт · м$^{-2}$) длинноволнового излучения R_L (по данным ECMWF)

излучения морской поверхности за счет увеличения противоизлучения атмосферы. Летом имеет место обратная картина: у берегов Японии длинноволновое излучение R_L больше, чем у берегов Приморья, где формируется локальный минимум R_L. Район моря у берегов Приморья, где проходит холодное Приморское течение, летом отличается более низкими температурами морской поверхности (13—15 °С), большую повторяемость имеет пасмурная погода — 8 баллов и выше, — увеличивающая противоизлучение атмосферы. Кроме того, в зимнее время в западной части моря, находящейся под непосредственным воздействием холодного континентального воздуха, потери тепла за счет собственного излучения поверхности больше, чем в восточной.

Пространственное распределение явного турбулентного потока тепла T над Японским морем отражает эффект комплексного влияния полей ветра, температуры воздуха и поверхности моря. Во все сезоны, кроме летнего, преобладает поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу (рис. 12.12). Как отмечалось выше, при анализе интегральных характеристик суммарного теплообмена B, положительные значения T имеют место только в течение одного весеннего месяца — мая — и двух летних — июня и июля. Но на пространственном распределении это отражается только в

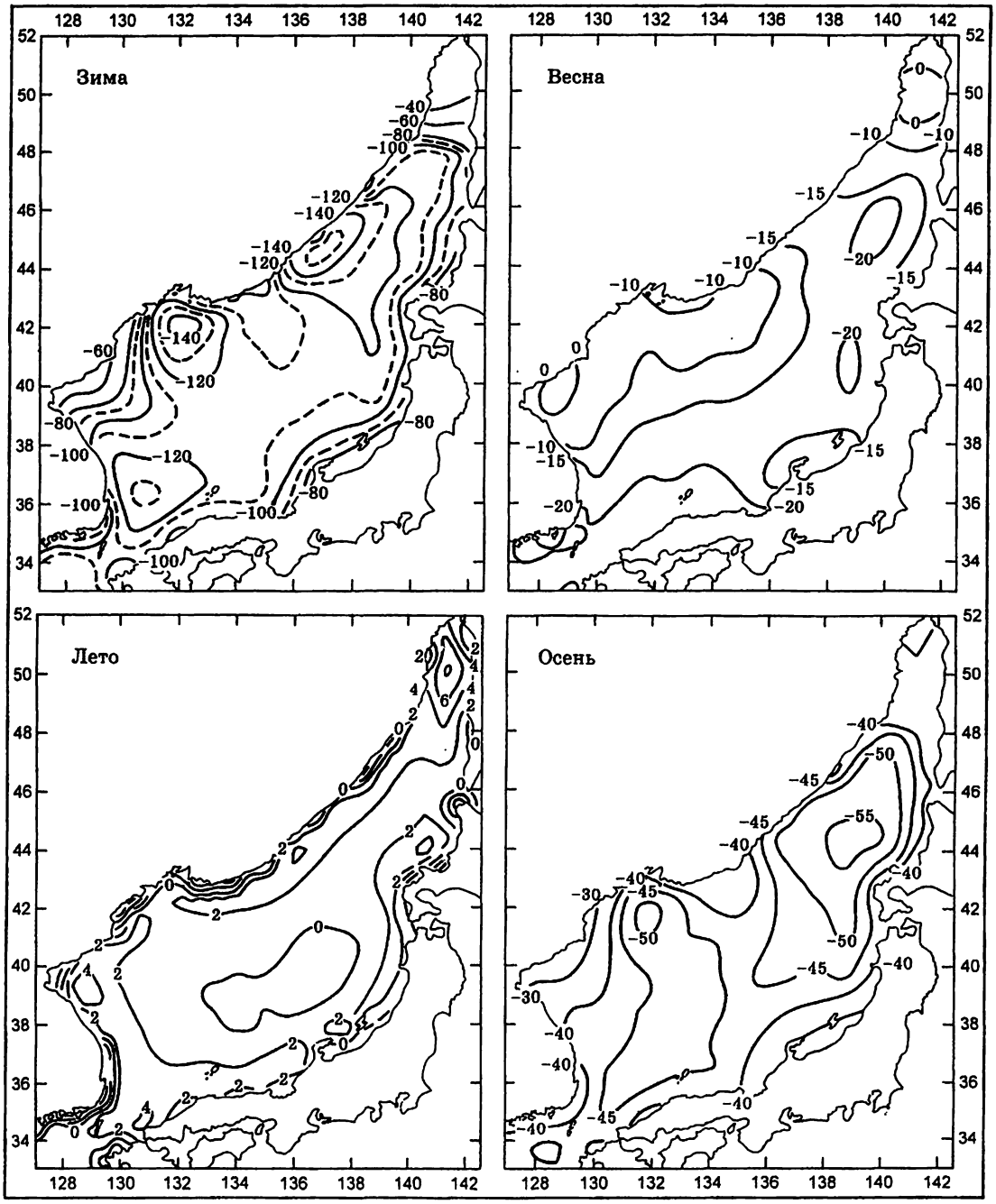


Рис. 12.12. Сезонная интенсивность (Вт·м$^{-2}$) явного турбулентного теплообмена T (по данным ECMWF)

летний сезон, когда явный турбулентный теплообмен моря с атмосферой ослаблен и характеризуется практически нулевыми величинами.

Наиболее высокие потери тепла за счет явного турбулентного теплообмена для Японского моря зимой отмечаются в северо-западной части моря с локальным максимумом теплопотерь (150 Вт·м$^{-2}$), расположенным около 45° с. ш. у северного побережья Приморья на участке от Рудной Пристани до м. Золотой и формирующимся еще осенью (выше 55 Вт·м$^{-2}$). Этот очаг теплопотерь сохраняется до весны и отражается в среднегодовом поле интенсивности явного турбулентного теплообмена T (50 Вт·м$^{-2}$, см. рис. 12.9). Отметим, что зимние теплопотери за счет явного турбулентного теплообмена не имеют аналогов в близлежащих районах, включая Охотское и Желтое моря и прилегающую к Японским островам и Курильской гряде акваторию Тихого океана.

Второй самостоятельный очаг интенсивных теплопотерь за счет явного турбулентного теплообмена T, несколько меньший по площади, наблюдается осенью (50 Вт·м$^{-2}$) и зимой (140 Вт·м$^{-2}$) в районе моря южнее Владивостока, где зимой повторяемость северных ветров достигает 70—80 %, и холодный континентальный воздух беспрепятственно проникает на море вдоль долины р. Раздольной, ориентированной с севера на юг. Северная часть моря является районом со сложными региональными гидрометеорологическими условиями,

где зимой формируются особые условия температурно-ветрового режима: повторяемость ветров зимнего муссона достигает 70—80 %, скорость ветра увеличивается от северной части Татарского пролива до 45° с. ш. (от 5 до 8—9 м/с). Здесь располагается переходная зона между континентальными и морскими центрами действия атмосферы, и рядом расположенные районы моря испытывают воздействие барических систем разного знака. Особенно это характерно для зимы: при усилении ветра, основной причиной которого является увеличение барического градиента между азиатским антициклоном и алеутской депрессией, северо-восточная часть моря оказывается чаще под воздействием периферии алеутской депрессии с адвекцией более теплого тихоокеанского воздуха, хотя и трансформировавшегося при прохождении над Охотским морем. Здесь имеет место тенденция повышения температуры воздуха с увеличением скорости ветра. Северо-западная часть моря, включая район, прилегающий к Приморскому побережью, находится под влиянием азиатского антициклона. Здесь рост скорости ветра сопровождается выносом очень холодного континентального воздуха, что увеличивает разность температур вода—воздух.

Зимой значительной интенсивностью теплопотерь за счет явного турбулентного теплообмена (130 Вт · м$^{-2}$) отличается, кроме того, крайняя южная часть Японского моря. Осенью и весной здесь также имеет место повышенный фон интенсивности теплопотерь T, но самостоятельный очаг отсутствует.

Наличие над морем рядом расположенных интенсивных устойчивых воздушных потоков и более слабых (горизонтальный сдвиг скорости ветра), формирующихся под влиянием орографии побережья Японского моря и муссонной циркуляции, отражается в пространственном распределении очагов повышенных и более низких теплопотерь за счет явного турбулентного обмена, что особенно ярко проявляется в зимний период.

Между областями с большой интенсивностью явного турбулентного теплообмена в северной половине моря локализуются области с пониженными теплопотерями T (до −60 Вт · м$^{-2}$); наиболее выраженной является область у Северной Кореи, где зимой при преобладающем северо-западном переносе воздуха под влиянием высоких гор побережья создается зона затишья с небольшими скоростями зимнего муссона. Весной зона пониженной активности явного турбулентного обмена существенно увеличивается по размеру, занимая практически всю северо-западную акваторию Японского моря, а осенью снова сокращается. Летом при малых скоростях ветра, небольших различиях температуры воды и воздуха и устойчивой стратификации в атмосфере турбулентный обмен ослаблен.

Пространственное распределение интенсивности скрытого турбулентного обмена LE характеризуется антициклоническим (гребнеобразным) изгибом изолиний LE с основной осью, расположенной в соответствии с локализацией теплого Цусимского течения ближе к западным берегам Японских островов и направленной от Корейского пролива к Татарскому проливу (рис. 12.13, см. рис. 12.9).

Интенсивность теплопотерь за счет скрытого турбулентного теплообмена уменьшается с юга на север и с запада на восток Японского моря. Наибольшей интенсивностью скрытых теплопотерь в течение всех сезонов характеризуется южная часть моря, где зимой формируется локальный очаг — 260 Вт · м$^{-2}$. От лета к зиме интенсивность скрытого турбулентного теплообмена здесь возрастает более чем в 4 раза. Пониженными теплопотерями LE по сравнению с остальными районами моря в соответствии с невысокими температурами воды и низкими температурами воздуха, характеризуются Татарский пролив (20—60 Вт · м$^{-2}$) и зона, примыкающая к южному Приморью и побережью Северной Кореи. В этих районах моря интенсивность скрытых теплозатрат весной не превышает 30 Вт · м$^{-2}$, а летом составляет менее 20 Вт · м$^{-2}$. Осенью и зимой теплозатраты на скрытый турбулентный теплообмен здесь увеличиваются, но в целом они в 2—4 раза ниже, чем в южной части Японского моря.

Выявленные сезонные особенности режима составляющих суммарного теплообмена Японского моря способствуют формированию региональных годовых и сезонных пространственных неоднородностей (рис. 12.14, 12.15). Восточная половина моря характеризуется наибольшими средними годовыми теплозатратами, обусловленными влиянием Цусимского течения. Интенсивность суммарного теплообмена изменяется здесь от −50...−60 Вт · м$^{-2}$ на широте Хоккайдо до −100 Вт · м$^{-2}$ на юге моря.

Татарский пролив и крайняя западная часть моря у берегов Северной Кореи, где отмечены наименьшие средние теплозатраты на явный и скрытый теплообмен, характеризуются положительным средним годовым суммарным теплообменом, хотя и небольшой интенсивности. В Татарском проливе формированию суммарного теплообмена пониженной интенсивности зимой благоприятствует наличие ледяного покрова, который в северной части Татарского пролива сохраняется вплоть до апреля [13].

В западной части моря располагаются две области — у побережья Северной Кореи и вдоль южной части Приморского побережья, — где при больших количествах поглощенной коротковолновой радиации суммарный турбулентный теплообмен ослаблен, интенсивность средних годовых теплозатрат также невелика — от −20 Вт · м$^{-2}$ и менее до слабоположительных значений у северокорейского побережья. Отмеченные области хотя и расположены в непосредственной близости друг от друга, не образуют сплошной зоны пониженного суммарного теплообмена, а четко распадаются на два очага. Между ними, а также к югу от Татарского пролива располагаются области более высоких суммарных теплозатрат, что является результатом особенностей распределения составляющих суммарного теплообмена

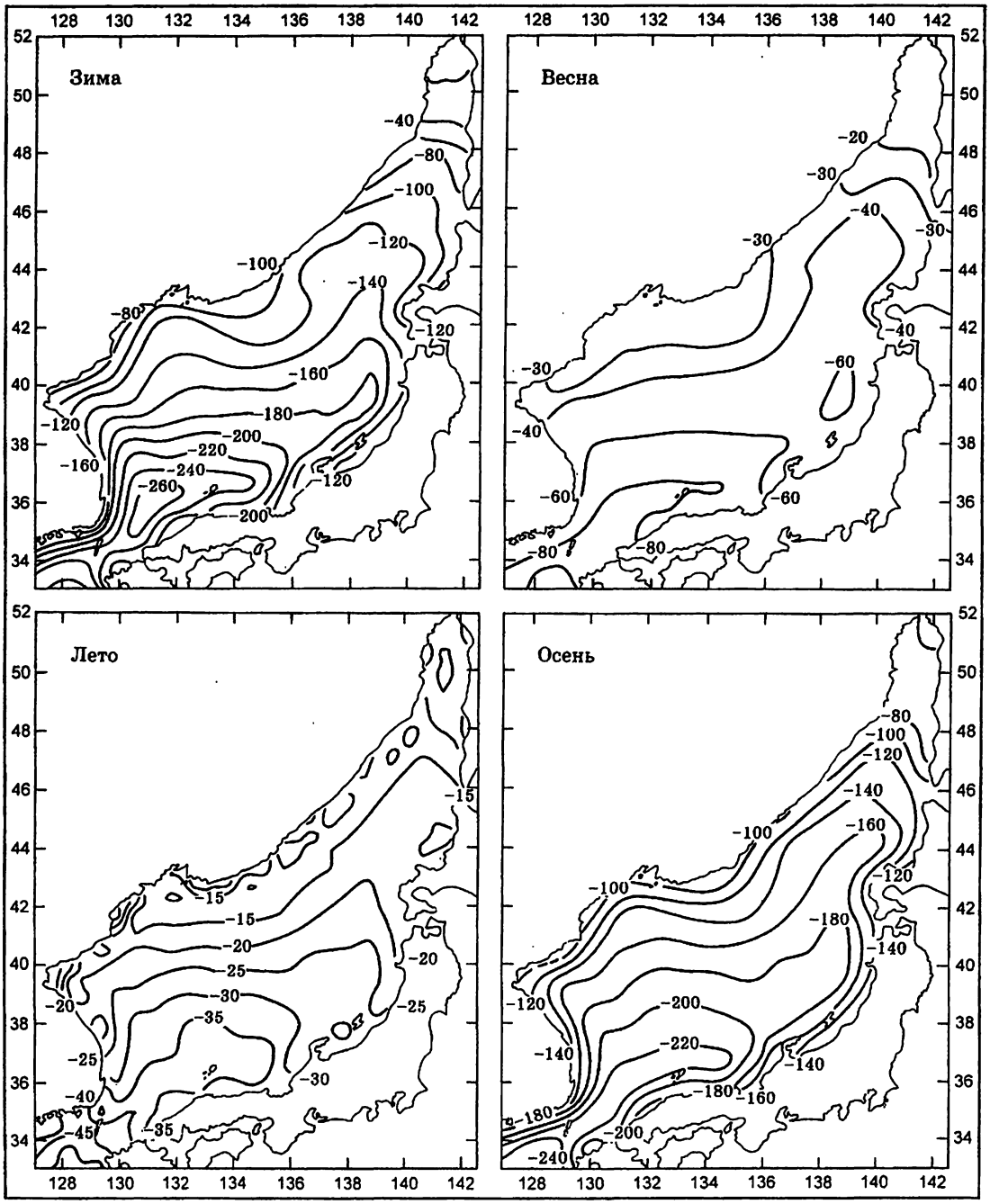


Рис. 12.13. Сезонная интенсивность (Вт·м$^{-2}$) скрытого турбулентного теплообмена *LE* (по данным ECMWF)

в данном районе под влиянием региональных физико-географических и климатических факторов.

Годовое поле суммарного теплообмена отражает сезонные особенности распределения его составляющих в различных районах моря. При переходе от осени к зиме, когда суммарный тепловой поток направлен от поверхности моря в атмосферу, интенсивность теплозатрат существенно возрастает, особенно в южной части моря, где она осенью составляет −200...−220 Вт·м$^{-2}$, а зимой −380...−400 Вт·м$^{-2}$ (см. рис. 12.15). В северной половине моря разности между значениями суммарного теплообмена осенью и зимой — около 100 Вт·м$^{-2}$, а в Татарском проливе — не более 60 Вт·м$^{-2}$. Как и для годового поля, можно отметить районы, где имеет место уменьшение интенсивности суммарного теплообмена — Татарский пролив и область вдоль северо-западного побережья Японского моря. Причем у северокорейского побережья теплозатраты такие же, как и в Татарском проливе (около −180 Вт·м$^{-2}$), что ниже теплозатрат на юге моря в 2 раза. Вдоль побережья также отмечается чередование областей локального уменьшения интенсивности суммарного теплообмена и локального увеличения.

Весной и летом суммарный тепловой поток направлен от атмосферы к поверхности моря, море накапливает тепло, хотя интенсивность этого процесса по сравнению с потерями тепла осенью и зи-

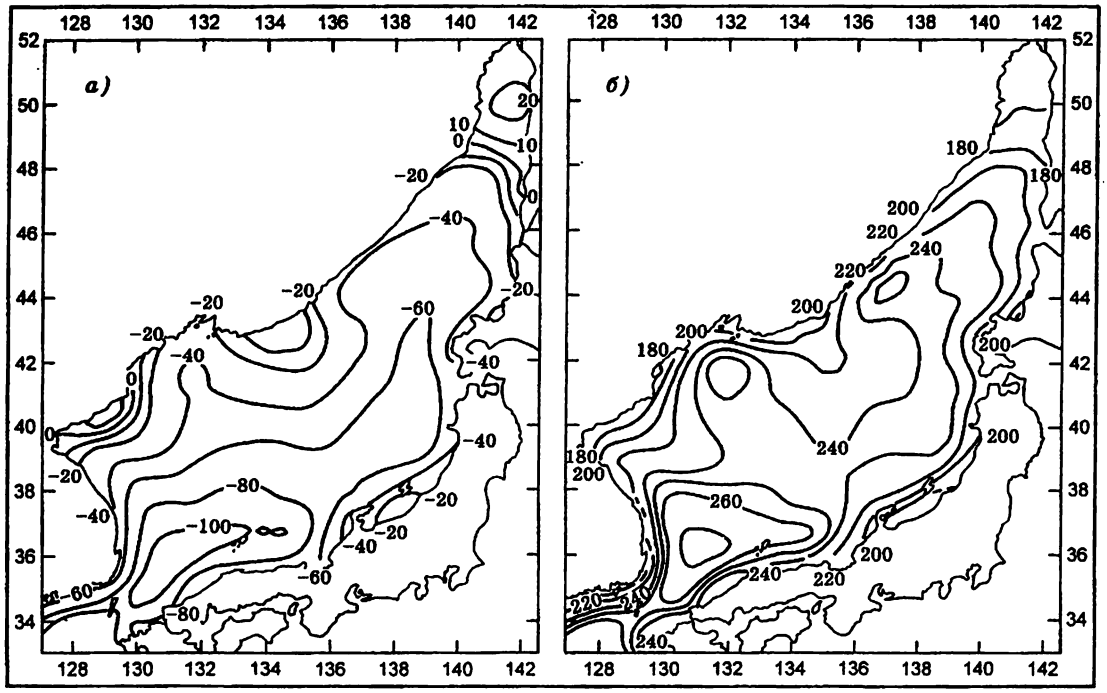


Рис. 12.14. Средняя годовая интенсивность (Вт·м$^{-2}$) суммарного теплообмена B (*а*) и ее среднее квадратическое отклонение (*б*) (по суточным данным ECMWF)

мой гораздо меньше. Интенсивность суммарного теплообмена уменьшается от западных районов моря к восточным и южным. Область высоких значений положительного суммарного теплообмена весной и летом располагается вдоль северо-западного побережья Японского моря, где дополнительный эффект в ее формировании обеспечивает проходящее здесь Приморское холодное течение. Кстати, зимой его роль в уменьшении разности температур вода—воздух незаметна из-за очень низких температур континентального воздуха при сильных ветрах с континента (отметим, что температуры воздуха во Владивостоке зимой ниже, чем в пунктах побережья, расположенных севернее).

Зимой и летом поля суммарного теплообмена имеют общую отчетливо выраженную направленность теплового потока, они сохраняют знак от месяца к месяцу, различаясь только интенсивностью в различных районах моря (рис. 12.16). Это наряду с основными причинами обусловлено устойчивостью летних и зимних атмосферных процессов, которые отличаются сезонной выраженностью барического поля того или иного знака над материком и океаном. Переходные сезоны, когда происходит смена знака барических систем, часть времени сохраняют черты, присущие прошедшему сезону, часть — будущему сезону. При этом и поле суммарного теплообмена от зимы к лету и от лета к зиме будет менять знак. Весной с увеличением притока коротковолновой радиации, особенностями перераспределения температуры между материком и морем, ослаблением зимних атмосферных процессов и их перестройкой на летний режим происходит уменьшение длинноволнового излучения и затрат тепла на испарение, меняется направленность явного турбулентного потока тепла.

Уже в марте на северо-западе моря формируется область положительного суммарного теплообмена (20 Вт·м$^{-2}$), а в апреле положительный суммарный теплообмен наблюдается для всей поверхности Японского моря с особенностями, присущими летнему сезону в целом. В течение трех месяцев теплого периода — с мая по июль — интенсивность суммарного теплообмена практически не меняется и достигает наибольших положительных значений (140—200 Вт·м$^{-2}$). При этом широкий пояс вдоль северо-западного побережья Японского моря отличается повышенными значениями суммарного теплообмена по сравнению с другими районами моря (см. рис. 12.16).

Осенью, при переходе от лета к зиме, летние процессы ослабевают, зимние, наоборот, постепенно усиливаются под мощным влиянием Евразийского материка, откуда холодный и сухой воздух переносится на Японское море. Высокое теплосодержание моря в течение зимы поддерживается теплом, переносимым Цусимским течением. Уменьшение интенсивности положительного суммарного теплообмена для всего моря (110—130 Вт·м$^{-2}$) заметно уже в августе, а в сентябре положительный суммарный теплообмен создается только в узкой зоне вдоль северо-западного побережья. На юге моря в сентябре интенсивность суммарного теплообмена достигает −100 Вт·м$^{-2}$, и там вдоль восточного побережья в большой степени под влиянием теплого Цусимского течения формируется мощная высокоинтенсивная зона суммарной теплоотдачи, достигающая широты севера Хоккайдо. Эта зона

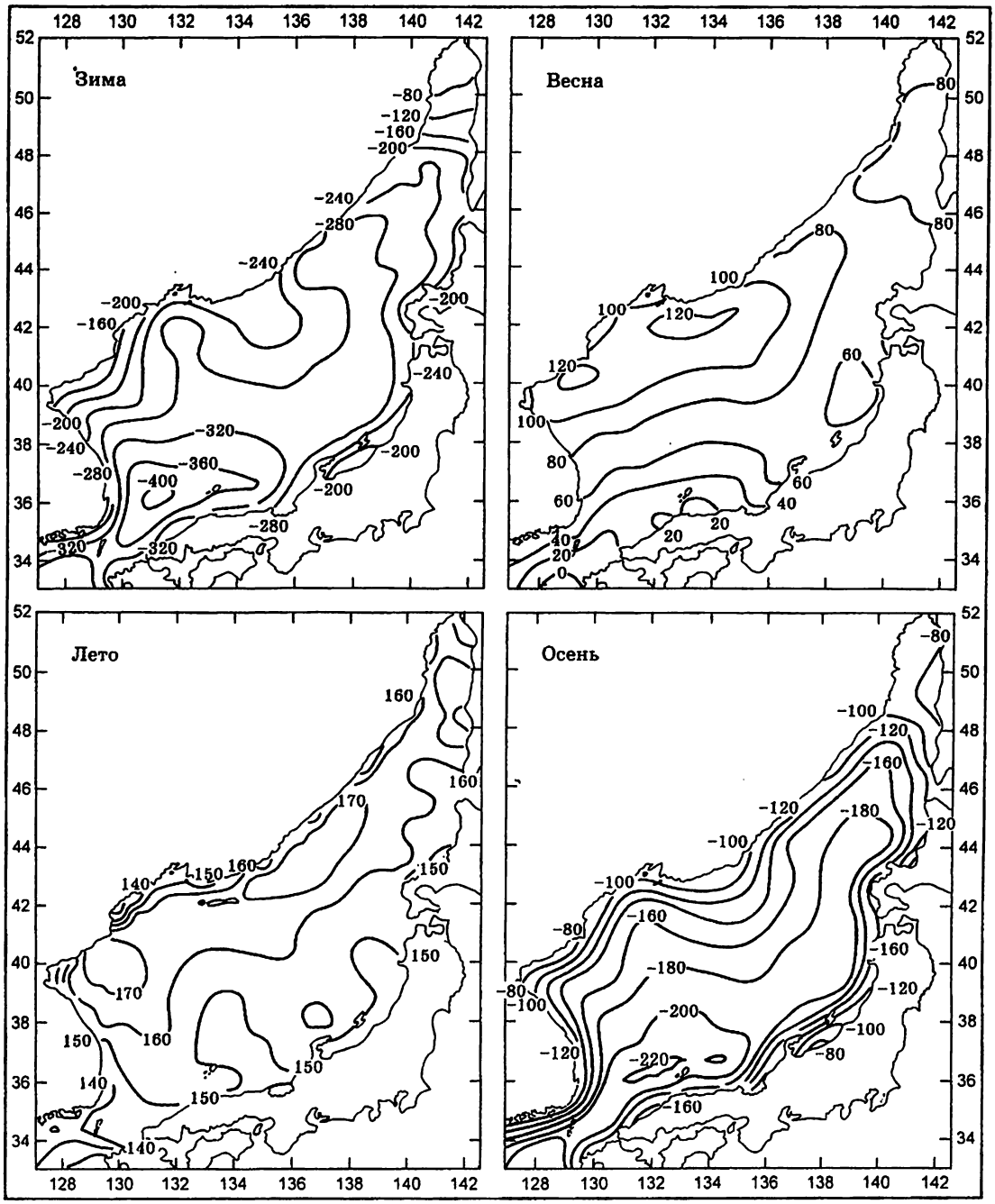


Рис. 12.15. Сезонная интенсивность (Вт·м$^{-2}$) суммарного теплообмена B (по данным ECMWF)

сливается с областью высокой теплоотдачи над северо-западной частью моря с локально выраженным увеличением интенсивности суммарного теплообмена под Владивостоком, сохраняющимся с ноября по февраль включительно. Но здесь высокая теплоотдача обусловлена рядом других причин, в частности очень низкими начальными температурами континентального воздуха и большими скоростями ветра.

В течение 3 мес, с ноября по январь включительно, для всех районов Японского моря сохраняются значительные суммарные теплопотери, превышающие в южной части моря в ноябре 300 Вт·м$^{-2}$, а в декабре и январе 400 Вт·м$^{-2}$, в северной части 250—350 Вт·м$^{-2}$, исключая Татарский пролив, где интенсивность теплопотерь в целом ниже 200 Вт × × м$^{-2}$.

При сравнительном анализе данных EMCWF и судовых наблюдений (рис. 12.17, 12.18) можно отметить общие закономерности, которые формируются под влиянием физико-географических и циркуляционных особенностей. Это относится к местоположению сезонных очагов пониженной и повышенной интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих. Имеющиеся различия касаются главным образом количественной оценки характеристик теплообмена, о которых говорилось выше. Существенные различия интенсивности суммарного

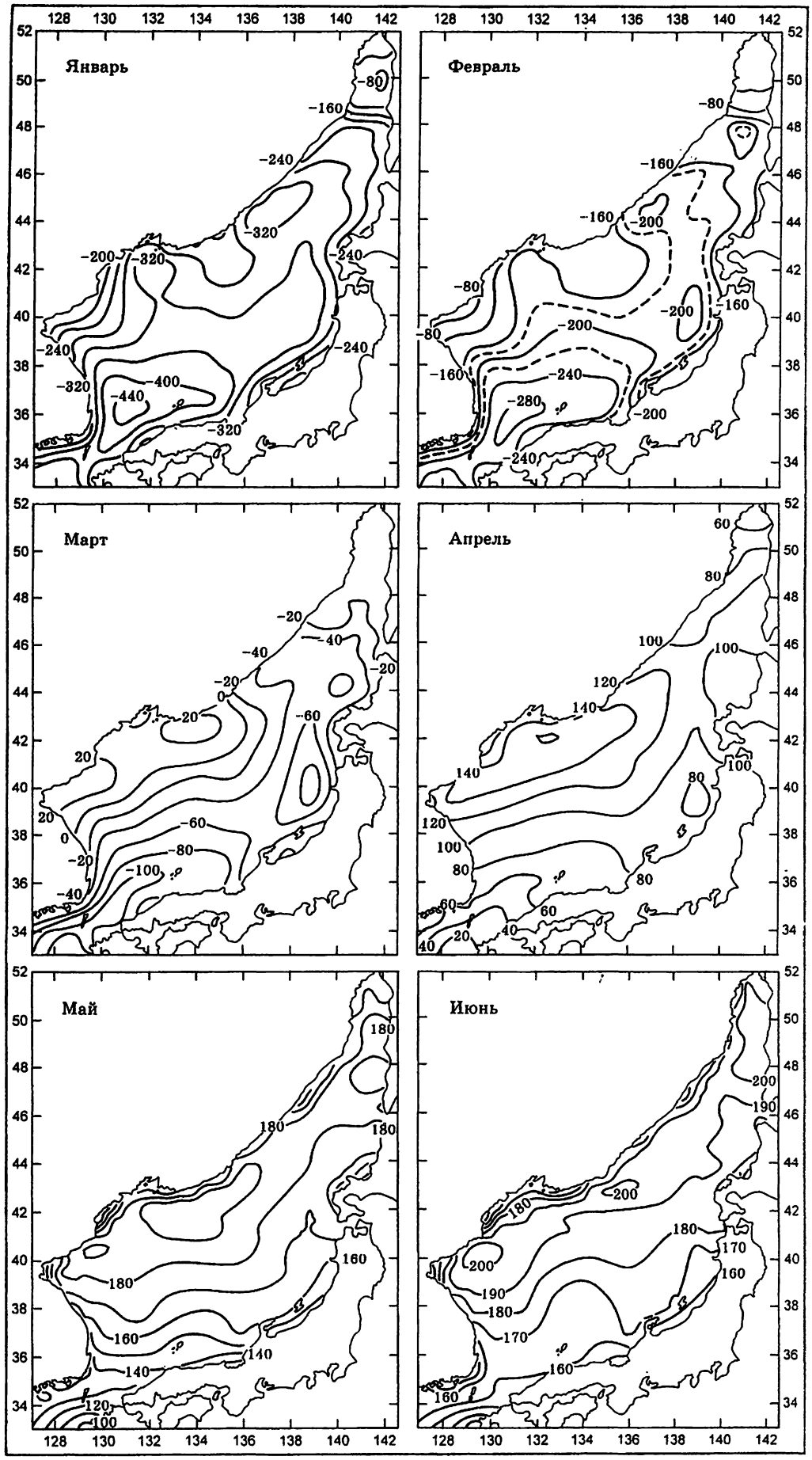
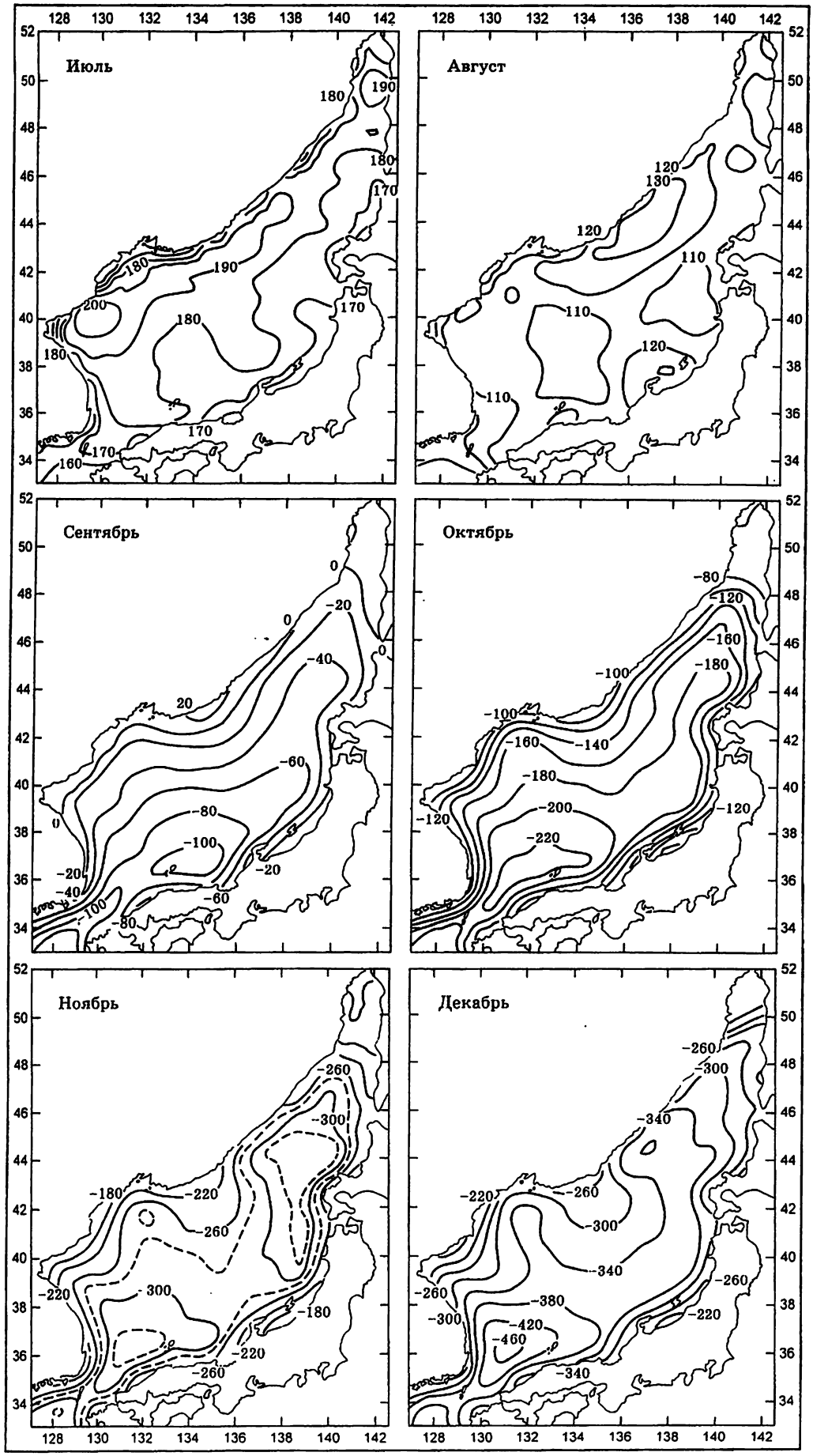


Рис. 12.16. Месячная интенсивность (Вт·м $^{-2}$) сум



марного теплообмена B (по данным ECMWF)

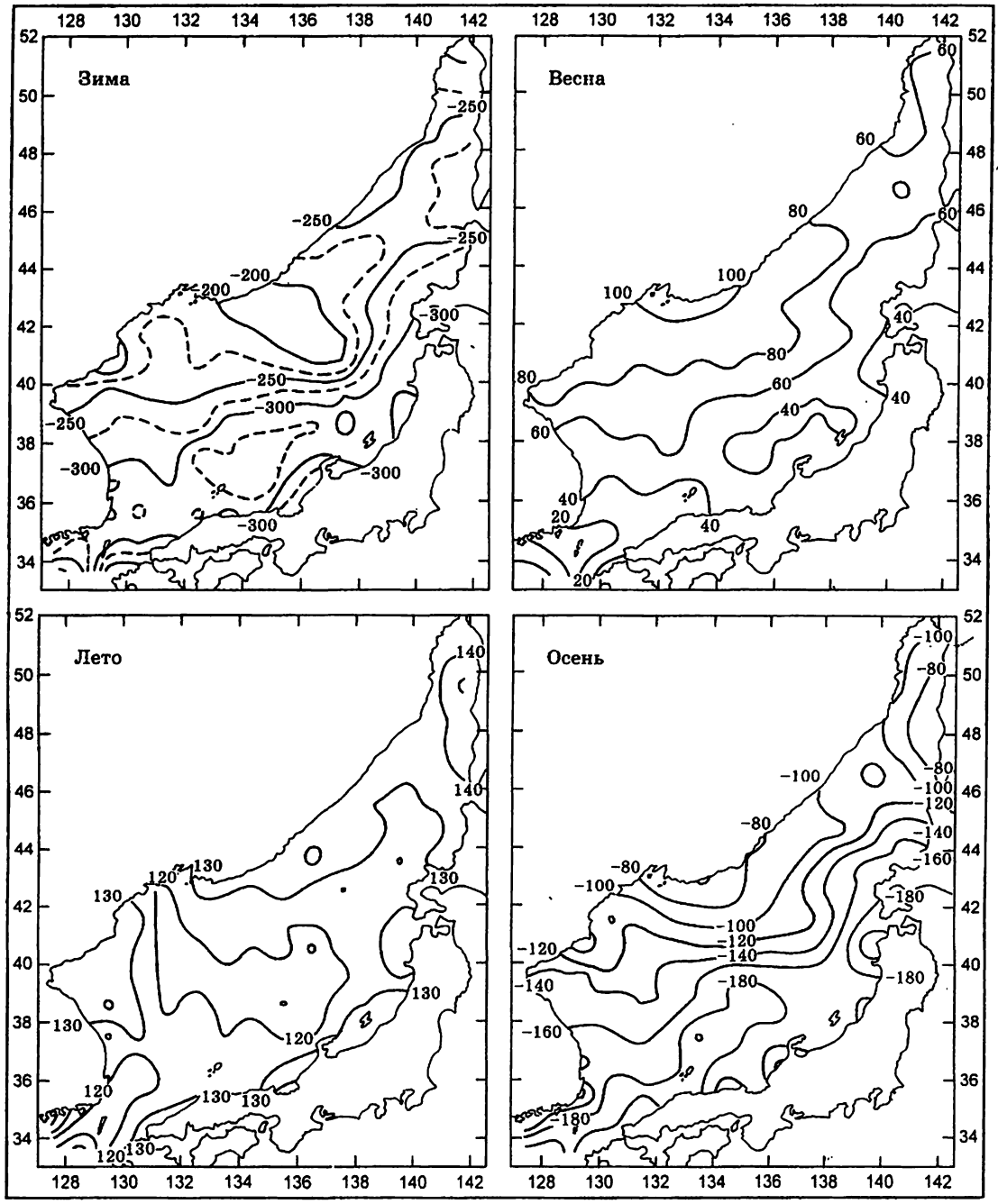


Рис. 12.17. Сезонная интенсивность (Вт·м$^{-2}$) суммарного теплообмена B, рассчитанная по судовым данным (1960—1990 гг.; влажность оценивалась эмпирически по соотношению (11.8) как функция температур воздуха и воды)

теплообмена в целом по морю наблюдаются, например, летом. Интенсивность суммарного теплообмена зимой на юге Японского моря по данным ECMWF выше, чем по судовым наблюдениям. Тем не менее сходство полей свидетельствует о достоверности выявленных особенностей суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря.

Можно отметить следующие общие особенности, которые выявляются по данным судовых наблюдений и ECMWF.

1. Нарушение широтного хода солнечной радиации, особенно ярко проявляющееся осенью и зимой. Пониженные для данной широты значения коротковолновой радиации в зал. Петра Великого и прилегающей акватории Японского моря, обусловленные высокой повторяемостью пасмурного неба (около 80 % [9]), в том числе по нижней облачности, которая образуется над холодной водной поверхностью в районе Приморского течения, в летнее время.

2. Увеличение интенсивности длинноволновой радиации от Приморского побережья, где под влиянием муссонного переноса, наблюдается наибольшее среднее месячное число ясных дней, к берегам Японии, где зимой общее количество облаков составляет 8—9 баллов, и повторяемость пасмурной погоды достигает 20—28 дней в месяц.

3. Летом поток явного турбулентного теплообмена направлен от поверхности моря в атмосферу только в центральной части Японского моря; Татарский пролив, акватория вдоль побережья Северной Кореи и Приморского края, а также Корейский пролив и прилегающая акватория Японского моря отличаются в среднем положительным явным теплообменом. Зимой вдоль побережья формируются чередующиеся области пониженной (вдоль побережья Северной Кореи, вдоль центральной части Приморского побережья — от Преображения до Ольги) и повышенной (зал. Петра Великого и прилегающая акватории моря, зона вдоль северного побережья Приморья — от Тернея до м. Золотой) интенсивности явного турбулентного теплообмена.

4. Максимальные теплопотери поверхности за счет скрытого турбулентного теплообмена в течение года характерны для районов, находящихся под непосредственным воздействием теплого Цусимского течения — Корейский пролив, восточная часть моря, прилегающая к Японским островам.

5. В целом наибольшие суммарные теплопотери поверхности осенью и зимой относятся к поверхности южной части Японского моря, находящейся под непосредственным влиянием теплого Цусимского течения; весной данный район характеризуется относительно небольшими (по сравнению с северной половиной моря) значениями положительного суммарного теплообмена. Районы Японского моря у южного и центрального побережья Приморья (от Хасана до Тернея) и у побережья Северной Кореи являются наиболее активными с точки зрения аккумуляции тепла поверхностью.

6. Под влиянием физико-географических, термических и циркуляционных условий атмосферы и морских течений, Японское море делится на два района с различающимся сезонным режимом суммарного теплообмена морской поверхности — северный и южный, что ярко проявляется во все сезоны, кроме летнего. Граница между ними проходит от центральной части Корейского полуострова (примерно от 38° с. ш.) на восток к центру моря, а затем параллельно побережьям Приморья и Хонсю через центральную часть моря к центральной части побережья Хоккайдо.

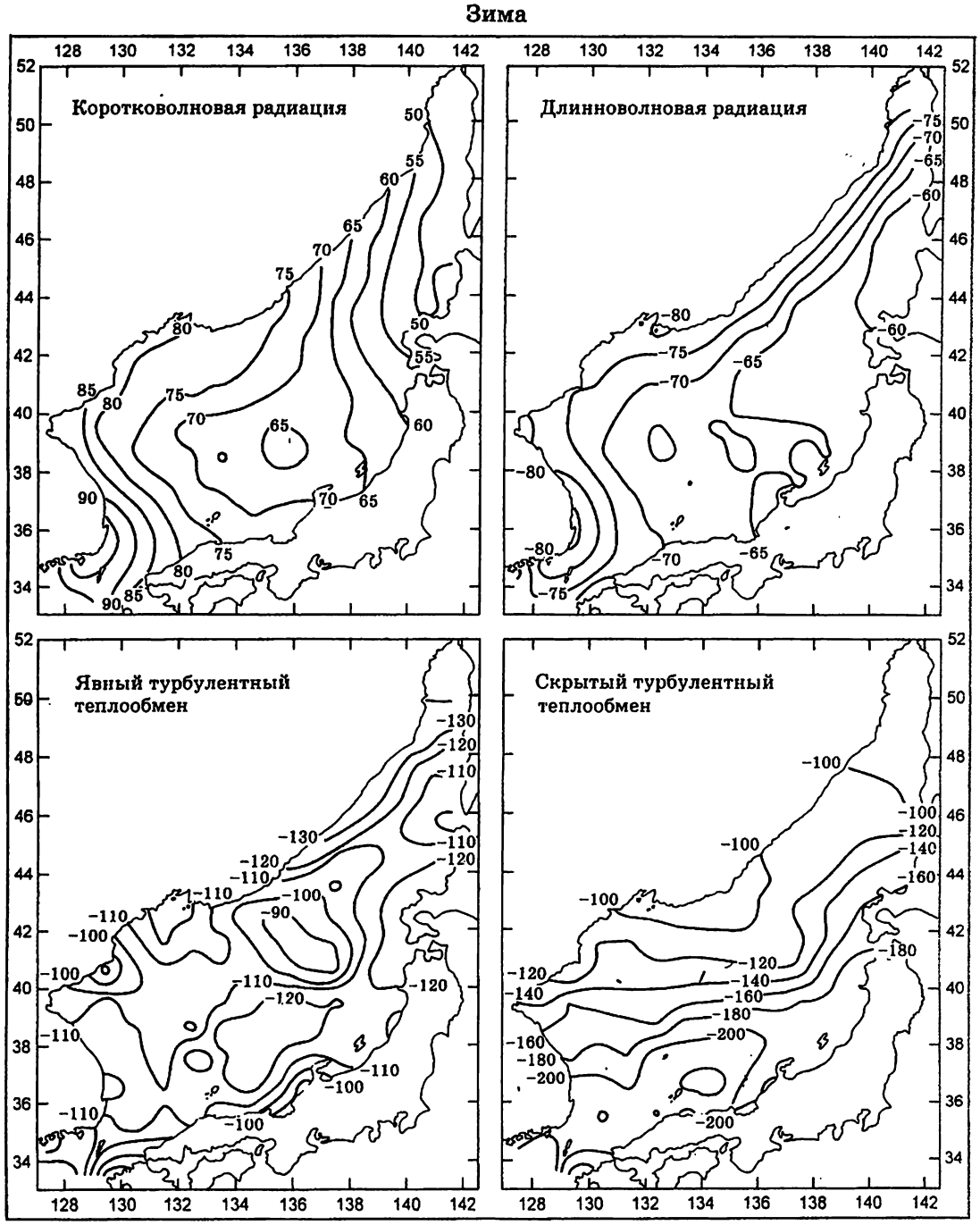
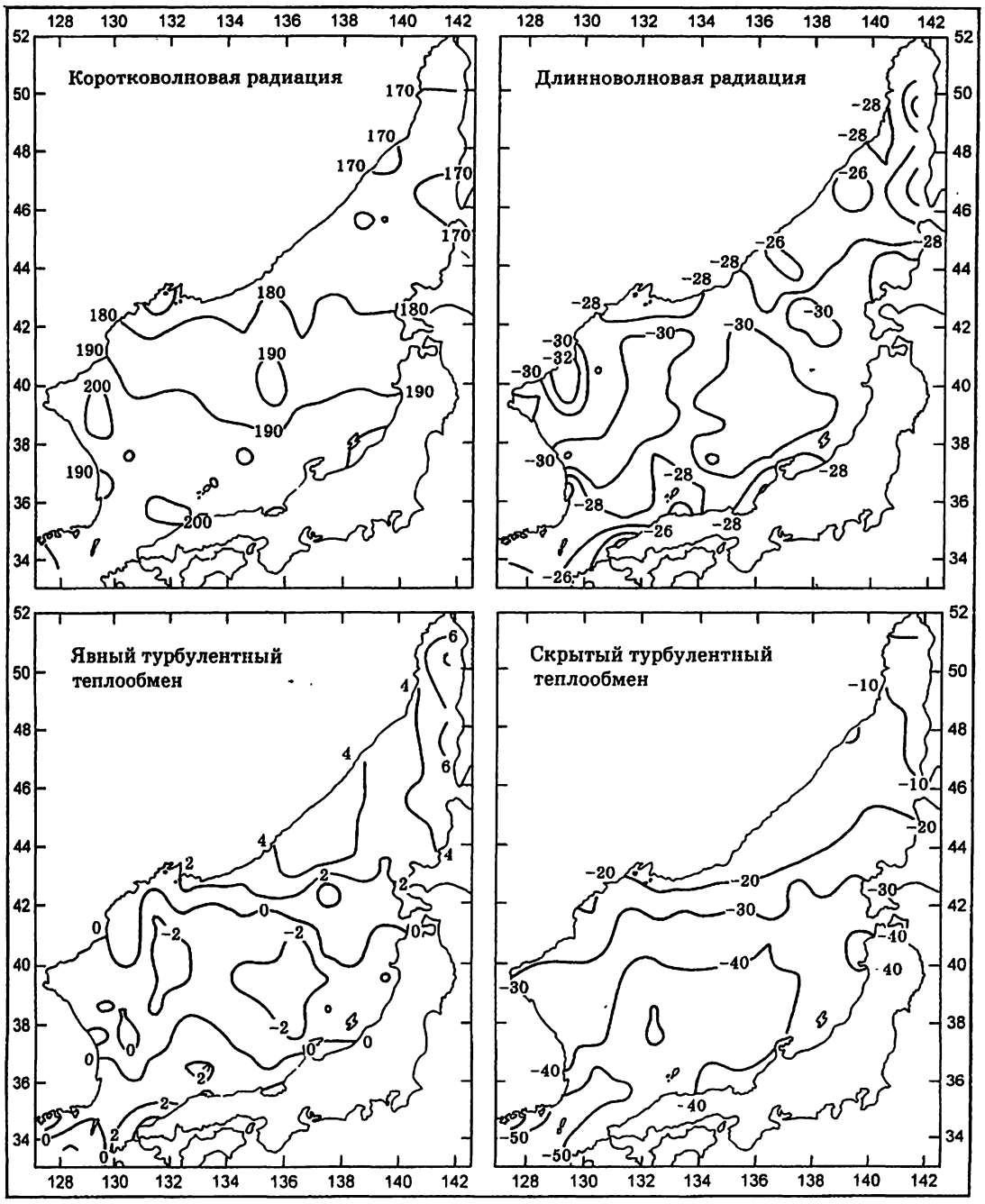


Рис. 12.18. Интенсивность (Вт·м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена зимой и летом, шению (11.8) как функция

Лето



рассчитанная по судовым данным (1960—1990 гг.; влажность оценивалась эмпирически по соотно-температур воздуха и воды)

13. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СУММАРНОГО ТЕПЛООБМЕНА И ЕГО СОСТАВЛЯЮЩИХ НА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Сезонная интенсивность коротковолновой радиации R_S от года к году меняется мало, обеспечивая более или менее постоянную приходную часть суммарного теплообмена подстилающей поверхности Японского моря. Согласно судовым данным, зимой интенсивность коротковолновой радиации, значение которой в разные годы меняется от 65 до 75 Вт · м$^{-2}$, характеризуется в целом наименьшей сезонной изменчивостью (среднее квадратическое отклонение σ составляет 2,0 Вт · м$^{-2}$). Летом с увеличением интенсивности коротковолновой радиации (170—200 Вт · м$^{-2}$), которая зависит от облачности, возрастает и изменчивость (σ = 7,0 Вт · м$^{-2}$, табл. 13.1).

Таблица 13.1

Средняя (I_m), максимальная (I_{max}) и минимальная (I_{min}) сезонная интенсивность (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря по судовым данным (1960—1990 гг.)

Оценка	Составляющие R		Турбулентный теплообмен		B
	R_S	R_L	явный (T)	скрытый (LE)	
	Зима				
I_m	70,1	−69,4	−116,6	−152,3	−268,1
σ	2,04	2,7	14,9	11,3	26,5
I_{max}	75,3	−75,2	−138,6	−177,6	−306,8
Год	1963	1962	1966	1961	1980
I_{min}	66,2	−61,6	−81,1	−133,9	−205,2
Год	1969	1976	1976	1976	1976
	Лето				
I_m	185,6	−32,6	0,8	−73,2	80,6
σ	7,0	2,7	1,7	19,9	23,7
I_{max}	199,7	−40,2	4,8/−2,1	−125,2	24,5
Год	1978	1960	1990/1980	1960	1961
I_{min}	173,5	−27,6	0,2/−0,02	−27,3	141,7
Год	1962	1984	1979/1974	1984	1894

Значительной устойчивостью летом отличается интенсивность явного турбулентного теплообмена T, диапазон изменений которой от 4,8 до −2,1 Вт · м$^{-2}$ (σ = 1,7 Вт · м$^{-2}$), причем отрицательные летние значения интенсивности явного турбулентного теплообмена составляют примерно третью часть всех случаев. Зимой изменчивость явного турбулентного теплообмена достигает 15 Вт · м$^{-2}$. По сравнению с зимой летом возрастает изменчивость интенсивности скрытого турбулентного теплообмена LE (от 11 до 20 Вт · м$^{-2}$); она зимой может колебаться в разные годы от −134 до −178 Вт · м$^{-2}$, летом — от −27 до −125 Вт · м$^{-2}$. Как летом, так и зимой невелика изменчивость длинноволнового излучения R_L − σ = = 2,7 Вт · м$^{-2}$, меняются лишь крайние границы диапазона значений (летом от −25 до −40 Вт · м$^{-2}$, зимой — от −60 до −75 Вт · м$^{-2}$). И наконец, изменчивость суммарного потока тепла B, значение которого может меняться летом от 24 до 142 Вт · м$^{-2}$, зимой от −200 до −300 Вт · м$^{-2}$, остается постоянной — около 25 Вт · м$^{-2}$.

Оценки изменчивости интегральных характеристик составляющих суммарного теплообмена и их интенсивности, по данным ECMWF, приведены в табл. 13.2—13.4. Для примера в табл. 13.5 и 13.6 даны сведения по интегральным потокам тепла и интенсивности составляющих суммарного теплообмена на поверхности Японского моря за пятилетний период (по данным EMCWF). Средние квадратические отклонения для интегральных оценок и интенсивности коротковолновой радиации R_S составляют зимой и осенью около 9 % выборочных средних оценок, весной и летом 3—4 %, хотя и в

Таблица 13.2

Средние сезонные и годовые ($\overline{R}_S$, $\overline{R}_L$, $\overline{T}$, $\overline{LE}$, $\overline{B}$) интегральные значения (× 10^{18} Дж) и интенсивность (Вт · м$^{-2}$) характеристик суммарного теплообмена и их средние квадратические отклонения для поверхности Японского моря (по данным ECMWF, 1991—1999 гг.)

Сезон	Составляющие R				Турбулентный теплообмен				Суммарный теплообмен	
	R_S		R_L		явный (T)		скрытый (LE)			
	$\overline{R}_S$	$\sigma_{(R_S)}$	$\overline{R}_L$	$\sigma_{(R_L)}$	$\overline{T}$	$\sigma_{(T)}$	$\overline{LE}$	$\sigma_{(LE)}$	$\overline{B}$	$\sigma_{(B)}$
	Интегральные характеристики теплообмена (× 10^{18} Дж)									
Зима	690	64	−792	58	−866	44	−1237	75	−2207	118
Весна	1746	58	−595	43	−105	43	−394	24	651	95
Лето	1805	76	−337	36	10	13	−210	54	1268	60
Осень	1031	93	−682	56	−362	62	−1320	130	−1335	193
Год	5273	207	−2408	142	−1324	109	−3162	197	−1622	227
	Потоки тепла (Вт · м$^{-2}$)									
Зима	87	8	−99	7	−109	6	−155	9	−274	15
Весна	215	7	−74	5	−13	5	−48	3	80	12
Лето	222	9	−41	4	1	2	−26	7	156	7
Осень	128	12	−85	7	−45	8	−164	16	−166	24
Год	163	6	−75	4	−41	3	−98	6	−51	7

Таблица 13.3

Средние сезонные и годовые ($\overline{R}_S$, $\overline{R}_L$, $\overline{T}$, $\overline{LE}$, $\overline{B}$) интегральные значения и интенсивность характеристик суммарного теплообмена и их средние квадратические отклонения для северной (числитель) и южной (знаменатель) половин Японского моря (по данным ECMWF, 1991—1999 гг.)

Сезон	Составляющие R				Турбулентный теплообмен				Суммарный теплообмен	
	R_S		R_L		явный (T)		скрытый (LE)			
	$\overline{R}_S$	$\sigma_{(R_S)}$	$\overline{R}_L$	$\sigma_{(R_L)}$	$\overline{T}$	$\sigma_{(T)}$	$\overline{LE}$	$\sigma_{(LE)}$	$\overline{B}$	$\sigma_{(B)}$
	Интегральные характеристики теплообмена ($\times 10^{18}$ Дж)									
Зима	304 / 386	27 / 41	−389 / −403	19 / 42	−432 / −434	29 / 26	−446 / −791	25 / 57	−964 / −1243	54 / 86
Весна	836 / 910	39 / 21	−279 / −316	23 / 21	−41 / −64	24 / 22	−132 / −262	15 / 13	383 / 268	63 / 38
Лето	876 / 929	45 / 48	−159 / −178	22 / 20	5 / 5	6 / 7	−70 / −140	21 / 38	653 / 615	32 / 41
Осень	474 / 557	38 / 56	−338 / −344	26 / 30	−189 / −173	41 / 25	−541 / −779	74 / 68	−595 / −740	110 / 97
Год	2490 / 2783	108 / 123	−1167 / −1241	65 / 87	−657 / −667	82 / 43	−1189 / −1973	111 / 105	−524 / −1098	150 / 128
	Потоки тепла (Вт · м$^{-2}$)									
Зима	78 / 97	7 / 10	−99 / −100	5 / 10	−109 / −107	7 / 6	−113 / −195	6 / 14	−242 / −305	14 / 21
Весна	209 / 221	10 / 5	−70 / −77	6 / 5	−10 / −15	6 / 5	−33 / −64	4 / 3	96 / 65	16 / 9
Лето	219 / 226	11 / 12	−40 / −43	5 / 5	1 / 1	1 / 2	−17 / −34	5 / 9	163 / 150	8 / 10
Осень	120 / 137	10 / 14	−85 / −84	7 / 7	−48 / −43	10 / 6	−136 / −191	19 / 17	−150 / −182	28 / 24
Год	156 / 170	7 / 8	−73 / −76	4 / 5	−41 / −41	5 / 3	−75 / −121	7 / 6	−33 / −68	9 / 8

Таблица 13.4

Средняя сезонная и годовая ($\overline{R}_S$, $\overline{R}_L$, $\overline{T}$, $\overline{LE}$, $\overline{B}$) интенсивность (Вт · м$^{-2}$) характеристик суммарного теплообмена и их средние квадратические отклонения для северо-западного (СЗ), северо-восточного (СВ), юго-западного (ЮЗ) и юго-восточного (ЮВ) районов Японского моря (по данным ECMWF, 1991—1999 гг.)

Сезон	Район	Составляющие R				Турбулентный теплообмен				Суммарный теплообмен	
		R_S		R_L		явный (T)		скрытый (LE)			
		$\overline{R}_S$	$\sigma_{(R_S)}$	$\overline{R}_L$	$\sigma_{(R_L)}$	$\overline{T}$	$\sigma_{(T)}$	$\overline{LE}$	$\sigma_{(LE)}$	$\overline{B}$	$\sigma_{(B)}$
Зима	СЗ	93	7	−106	6	−114	11	−120	10	−248	19
	СВ	73	7	−97	5	−107	10	−110	8	−241	19
	ЮЗ	102	10	−104	10	−110	8	−204	16	−316	25
	ЮВ	86	10	−91	12	−101	5	−176	10	−282	18
Весна	СЗ	222	10	−72	6	−6	5	−28	3	116	12
	СВ	204	10	−69	6	−11	6	−34	5	89	17
	ЮЗ	225	5	−79	5	−15	6	−66	4	64	9
	ЮВ	214	10	−72	7	−15	5	−57	3	69	11
Лето	СЗ	216	12	−36	6	1	1	−18	5	162	9
	СВ	220	12	−41	6	1	2	−17	6	163	8
	ЮЗ	226	11	−43	5	1	2	−35	9	149	11
	ЮВ	226	13	−44	5	1	2	−31	9	151	10
Осень	СЗ	134	10	−89	6	−46	12	−140	21	−142	31
	СВ	115	10	−84	7	−48	10	−135	18	−153	28
	ЮЗ	142	13	−87	7	−44	7	−197	16	−186	23
	ЮВ	126	15	−79	8	−41	5	−180	21	−174	31
Год	СЗ	166	7	−76	4	−42	4	−76	7	−28	7
	СВ	153	7	−73	4	−41	6	−74	8	−35	11
	ЮЗ	174	7	−78	5	−42	3	−126	7	−72	9
	ЮВ	163	10	−72	7	−39	1	−111	7	−59	9

Таблица 13.5

Интегральный сезонный и годовой суммарный теплообмен и его составляющие ($\times 10^{18}$ Дж) на поверхности Японского моря в 1994—1998 гг. (по данным EMCWF)

Годы	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Коротковолновая радиация (R_S)					
1994	694	1745	1946	1071	5457
1995	704	1703	1715	949	5038
1996	599	1714	1778	932	5016
1997	593	1689	1804	982	5093
1998	696	1850	1857	1010	5433
Длинноволновая радиация (R_L)					
1994	-831	-639	-386	-736	-2608
1995	-884	-605	-296	-641	-2377
1996	-754	-575	-291	-640	-2246
1997	-723	-588	-339	-653	-2317
1998	-741	-585	-341	-626	-2300
Явный турбулентный теплообмен (T)					
1994	-817	-76	23	-283	-1199
1995	-833	-75	12	-360	-1226
1996	-956	-135	-7	-438	-1518
1997	-878	-95	28	-338	-1273
1998	-857	-43	5	-439	-1359
Скрытый турбулентный теплообмен (LE)					
1994	-1122	-372	-202	-1280	-1122
1995	-1267	-361	-160	-1361	-3105
1996	-1267	-395	-209	-1390	-3240
1997	-1288	-412	-202	-1356	-3263
1998	-1252	-379	-324	-1497	-3501
Суммарный теплообмен (B)					
1994	-2075	658	1381	-1227	-1414
1995	-2280	662	1271	-1414	-1670
1996	-2378	610	1271	-1536	-1988
1997	-2296	593	1292	-1366	-1759
1998	-2154	844	1197	-1151	-1726

Таблица 13.6

Сезонная и годовая интенсивность (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих на поверхности Японского моря в 1994—1998 гг. (по данным EMCWF)

Годы	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Коротковолновая радиация (R_S)					
1994	87	215	240	133	169
1995	88	210	211	118	156
1996	75	211	219	116	156
1997	74	208	222	122	158
1998	87	228	229	126	168
Длинноволновая радиация (R_L)					
1994	-104	-79	-47	-92	-81
1995	-111	-75	-38	-80	-74
1996	-95	-71	-36	-80	-70
1997	-91	-72	-42	-81	-72
1998	-93	-72	-42	-78	-71
Явный турбулентный теплообмен (T)					
1994	-402	-9	3	-35	-37
1995	-105	-9	1	-45	-38
1996	-120	-17	-1	-55	-47
1997	-110	-12	3	-42	-39
1998	-108	-5	1	-55	-42
Скрытый турбулентный теплообмен (LE)					
1994	-141	-46	-25	-159	-95
1995	-159	-44	-20	-169	-96
1996	-159	-49	-26	-173	-100
1997	-162	-51	-25	-169	-101
1998	-157	-47	-40	-186	-109
Суммарный теплообмен (B)					
1994	-260	81	170	-153	-44
1995	-286	81	157	-176	-52
1996	-298	75	156	-191	-62
1997	-288	73	159	-170	-55
1998	-270	104	147	-193	-54

эти сезоны отличия от средних оценок могут быть весьма ощутимыми. Например, весной 1997 г. приток коротковолновой радиации на поверхность Японского моря составил $1689 \cdot 10^{18}$ Дж, а в 1999 г. — $1850 \cdot 10^{18}$ Дж; разность между ними составила более 9 % среднего сезонного интегрального потока R_S. Осенью 1996 г. интегральный поток коротковолновой радиации на поверхности моря составил $932 \cdot 10^{18}$ Дж, что почти на 10 % меньше сезонной суммы, а осенью 1992 г. — $1200 \cdot 10^{18}$ Дж, что на 16 % превышало его среднее сезонное значение. Для длинноволнового излучения R_L морской поверхности отношение среднего квадратического отклонения к выборочному среднему составляет 7—11 %, но межгодовые сезонные изменения R_L при этом могут превышать $\pm 100 \cdot 10^{18}$ Дж (15 % среднего сезонного потока и более).

Хотя наибольшая изменчивость характеристик явного и скрытого турбулентного теплообмена относится к осеннему сезону, но по отношению к средним сезонным оценкам составляет лишь около 9 и 17 % соответственно. Зато весной изменчивость оценок явного турбулентного теплообмена T может достигать 40 % и более относительно средних значений, а летом, когда турбулентный поток ослаблен, превышать последние. Так, интегральное значение явного турбулентного притока тепла летом составляло в 1994 г. $23 \cdot 10^{18}$ Дж, в 1996 г. $-7 \cdot 10^{18}$ Дж, в 1997 г. $28 \cdot 10^{18}$ Дж.

Сезонная изменчивость скрытого турбулентного теплообмена LE по отношению к средним значениям особенно велика летом (более 25 % выборочного среднего LE). Осенью среднее квадратическое отклонение LE составляет около 10 % среднего, а зимой и весной — 6 %. От года к году значение скрытого турбулентного теплообмена может меняться весьма существенно. Так, летом 1995 г. интегральное значение LE было $-160 \cdot 10^{18}$ Дж (76 % среднего сезонного значения), а в 1998 г. превышало его в 2 раза: $-324 \cdot 10^{18}$ Дж (больше среднего сезонного значения в 1,5 раза).

Изменчивость годовых интегральных значений составляющих суммарного теплообмена относительно выборочных средних составляет от 4 % (коротковолновая радиация) до 8 % (явный турбулентный теплообмен), для годового суммарного теплообмена B она возрастает до 14 %. Изменчивость суммарного теплообмена осенью выше, чем, например, вес-

ной в 3 раза, но по отношению к выборочным средним оценки одинаковы (14—15 %). Аналогично зимой — средние квадратические отклонения суммарного теплообмена выше, чем летом, в 2 раза, а отношение σ и выборочного среднего остается одинаковым (около 5 %). Но межгодовая изменчивость характеристик суммарного теплообмена может быть весьма существенна; она обусловливает значительные колебания суммарного теплообмена в том или ином сезоне или в целом за год. Например, в 1994 г. суммарные теплопотери (B) Японского моря за осенний и зимний сезоны составляли $1227 \cdot 10^{18}$ и $2075 \cdot 10^{18}$ Дж соответственно (91 и 94 % сезонных интегральных потоков), а в 1996 г. потери тепла были существенно больше ($1536 \cdot 10^{18}$ и $2378 \cdot 10^{18}$ Дж, или 115 и 108 % сезонных интегральных потоков соответственно).

Весной и летом, наоборот, в 1994 г. суммарный теплообмен ($658 \cdot 10^{18}$ и $1381 \cdot 10^{18}$ Дж, или 101 и 108 % сезонных значений) был выше, чем в 1996 г. ($610 \cdot 10^{18}$ и $1271 \cdot 10^{18}$ Дж, или 93 и 100 % сезонных значений). В итоге годовой суммарный теплообмен в 1996 г. составил $-1988 \cdot 10^{18}$ Дж, а в 1994 г. только $-1414 \cdot 10^{18}$ Дж, т. е. разности достигали 2,5σ, а отклонения от среднего в 1996 г. составили 1,6σ, а в 1994 г. — 0,9σ, или соответственно 122 и 87 % среднегодового интегрального потока тепла.

Месячная изменчивость составляющих суммарного теплообмена больше, чем сезонная (рис. 13.1). Среди составляющих суммарного теплообмена наибольшей месячной изменчивостью в среднем характеризуется скрытый турбулентный теплообмен, наименьшей — поток длинноволновой радиации. Осенью (обычно в ноябре) для всех характеристик имеет место максимум изменчивости.

Суточная изменчивость интенсивности суммарного теплообмена по абсолютной величине превышает его среднегодовые значения в 5—10 раз в северной части моря и в 3—4 раза в южной (см. рис. 12.14). Зимой суточная изменчивость наибольшая по сравнению с другими сезонами, она составляет 50—70 % сезонного суммарного теплообмена по абсолютной величине. Наибольшая изменчивость (240 Вт · м ^{2}) отмечается на юге моря, где велика интенсивность суммарного теплообмена (−340...−360 Вт · м$^{-2}$).

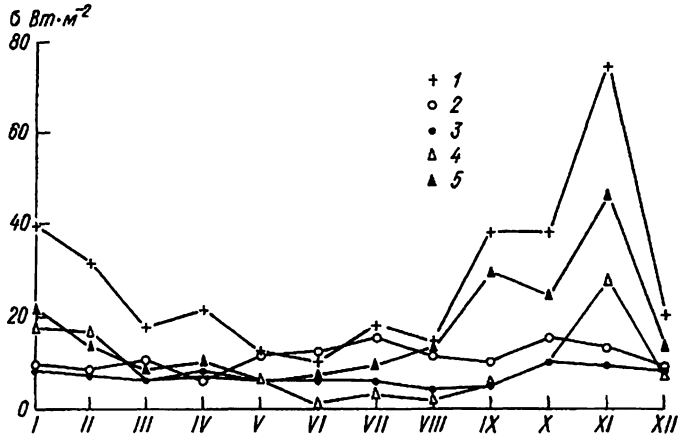


Рис. 13.1. Средние квадратические отклонения месячной интенсивности (Вт м$^{-2}$) суммарного теплообмена и его составляющих для поверхности Японского моря (по данным ECMWF)

1 суммарный теплообмен, *2* — коротковолновая радиация, *3* — длинноволновая радиация, *4* — явный турбулентный теплообмен *5* — скрытый турбулентный теплообмен

Летом по сравнению с зимой суточная изменчивость интенсивности суммарного теплообмена уменьшается более чем в 2 раза и составляет 70 Вт · м$^{-2}$ в северной половине моря и 90 Вт · м$^{-2}$ в южной. Весной в северо-западной части моря суточная изменчивость достигает значений теплозатрат. В восточной части моря средние квадратические отклонения составляют 120—140 Вт · м$^{-2}$, что по абсолютной величине выше теплозатрат в 1,5—2,0 раза (на юге в 2,0—3,5 раза). Осенью в южной половине моря суточная изменчивость суммарного теплообмена достигает его абсолютных величин (−180...−220 Вт · м$^{-2}$), в северной несколько превышает их (рис. 13.2).

Для всех сезонов, кроме лета, а также для средних годовых значений поля изолиний суммарного теплообмена и его изменчивости во многом сходны. Практически совпадают направленность изолиний поля изменчивости суммарного теплообмена с направленностью изолиний суммарного теплообмена, кроме того, в полях средней квадратической изменчивости выявляются очаги, которые отражают положения очагов суммарного теплообмена большей или меньшей интенсивности.

Анализ тепловых потоков по данным ECMWF показывает, что суточные потери тепла через поверхность Японского моря с ноября по февраль включительно могут превышать 1000—1200 Вт · м$^{-2}$ (экстремальные теплопотери). Экстремальные теплопотери за сутки могут иметь различное распространение — от 0,6 до 20—50 % общей площади Японского моря при среднем значении около 7 % (табл. 13.7, приведены случаи с теплопотерями B 1000 Вт · м$^{-2}$ и выше). В подавляющем большинстве случаев теплопотери выше 1000 Вт · м$^{-2}$ отмечались в декабре; в ноябре и марте их повторяемость практически одинакова (22—24 %), а в феврале за исследуемый период был только один такой случай (1 февраля 1996 г.). Всего за исследуемый период с ноября 1991 г. по март 1999 г. наблюдалось 37 случаев с экстремальными теплопотерями, которые в основном относились к южной половине моря и сопровождались интенсивной адвекцией холодных воздушных масс с континента. Экстремальные теплопотери превышали в 3—5 раз средние месячные значения суммарного теплообмена для соответствующих месяцев.

Суточный максимум теплопотерь (1382 Вт · м$^{-2}$, 130,5° в. д., 37,125° с. ш.) отмечался 13 декабря 1992 г. в южной части Японского моря. Здесь на 10 % площади моря значение суммарного теплообмена превышало −1000 Вт · м$^{-2}$ и составляло в среднем — 1179 Вт · м$^{-2}$, что выше оценок, приведенных в работе [6] практически для того же района. Запад-

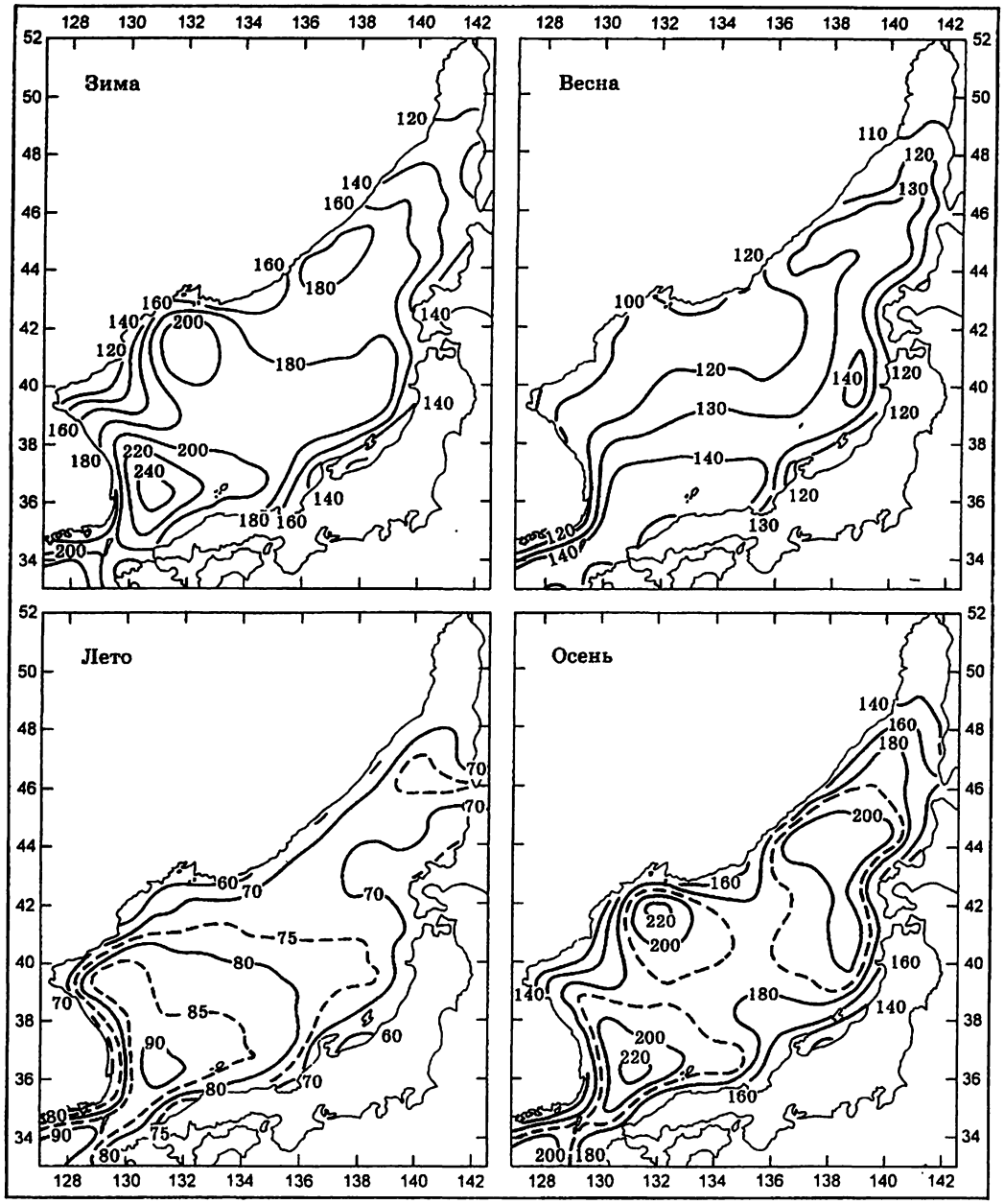


Рис. 13.2. Средняя суточная изменчивость (σ Вт·м$^{-2}$) относительно сезонной интенсивности суммарного теплообмена *B* (по данным ECMWF)

ный, северо-западный ветер 13 декабря 1992 г. на юге моря превышал 20 м/с, средняя температура воздуха составляла 8 °С, температура точки росы −0,8 °С. Потери тепла за счет скрытого турбулентного теплообмена достигали 833 Вт·м$^{-2}$, за счет явного турбулентного теплообмена — 501 Вт·м$^{-2}$. Поток коротковолновой радиации составлял 104 Вт·м$^{-2}$, потери тепла путем собственного длинноволнового излучения были равны −153 Вт·м$^{-2}$.

Практически такие же средние суточные теплопотери на 10 % поверхности моря наблюдались в этом же районе 7 января 1999 г. (средние −1370 Вт·м$^{-2}$, максимальные −1329 Вт·м$^{-2}$). Теплопотери имели место при западном, северо-западном ветре 15 м/с, температуре воздуха около 2 °С, температуре точки росы −4,7 °С, температуре воды 15 °С. Скрытый и явный турбулентные потоки достигали соответственно −756 Вт·м$^{-2}$ и −553 Вт·м$^{-2}$, поток длинноволнового излучения составил −133 Вт·м$^{-2}$, коротковолновой 114 Вт·м$^{-2}$.

Наибольшее распространение по акватории Японского моря получили экстремальные теплопотери 8 ноября 1995 г., когда более чем половина поверхности моря, находясь под воздействием глубокого циклона (рис. 13.3), теряла тепло со средней интенсивностью 1135 Вт·м$^{-2}$ и выше. Максимум потерь составлял 1266 Вт·м$^{-2}$ в восточной части моря при средней температуре воздуха 4,8 °С и северо-западном ветре 20 м/с и более. По данным ECMWF, потери тепла за счет турбулентного теплообмена достигали в среднем 1200 Вт·м$^{-2}$ (вклад скрытых теплопотерь составил 63 %), радиацион-

Таблица 13.7

Суточные экстремальные значения интенсивности суммарного теплообмена для Японского моря (по данным ECMWF)

Год	Месяц	Число	Долгота, ...° в.	Широта, ...° с.	Площадь, %	Интенсивность, Вт·м$^{-2}$	
						экстремум	средняя по району
Суммарные теплопотери 1000 Вт·м$^{-2}$ и выше							
1991	12	7	136,7—140,1	44,4—47,3	4,0	−1194	−1088
1991	12	28	127,7—134,4	33,2—42,2	15,5	−1194	−1077
1991	12	29	133,3—136,7	36,6—38,8	6,9	−1177	−1070
1991	12	11	129,9—131,6	35,4—41,1	3,7	−1175	−1064
1992	11	26	130,5—136,7	34,9—44,4	19,0	−1149	−1067
1992	12	13	129,4—135,0	35,4—38,3	9,8	−1383	−1179
1992	12	23	127,7—132,8	33,2—38,3	8,6	−1306	−1142
1992	12	14	130,5—132,2	34,9—36,6	3,7	−1155	−1069
1994	11	7	138,4—140,6	43,3—45,6	3,4	−1159	−1066
1995	11	8	129,9—140,6	36,0—45,0	51,4	−1266	−1135
1995	12	24	127,7—132,2	33,2—37,1	6,3	−1184	−1072
1996	1	8	130,5—131,6	34,9—36,6	2,3	−1120	−1075
1996	11	30	127,7—131,1	33,2—36,0	5,2	−1229	−1094
1996	12	1	127,7—132,2	33,2—36,6	7,5	−1178	−1084
1997	1	21	130,5—135,6	34,9—39,9	19,5	−1299	−1150
1997	1	2	129,9—134,4	35,4—37,7	8,3	−1218	−1093
Суммарный приток тепла 350 Вт · м$^{-2}$ и выше							
1998	5	2	135,6—137,8	36,6—38,8	4,3	409	376
1994	7	4	128,3—131,1	38,3—39,9	4,6	409	376
1998	5	16	139,5—141,8	46,1—49,5	3,4	387	368
1998	4	20	129,9—133,3	40,5—41,1	2,9	379	367
1998	4	12	132,8—135,6	38,8—41,1	5,7	371	362
1998	4	13	136,1—136,1	37,1—37,1	0,3	365	365
1998	5	1	132,2—133,9	39,9—40,5	1,7	360	355
1994	7	14	132,8—133,9	41,1—41,1	0,9	354	353
1994	7	1	130,5—130,5	36,0—36,0	0,3	353	353
1997	5	7	131,6—132,2	36,0—36,0	0,6	353	352

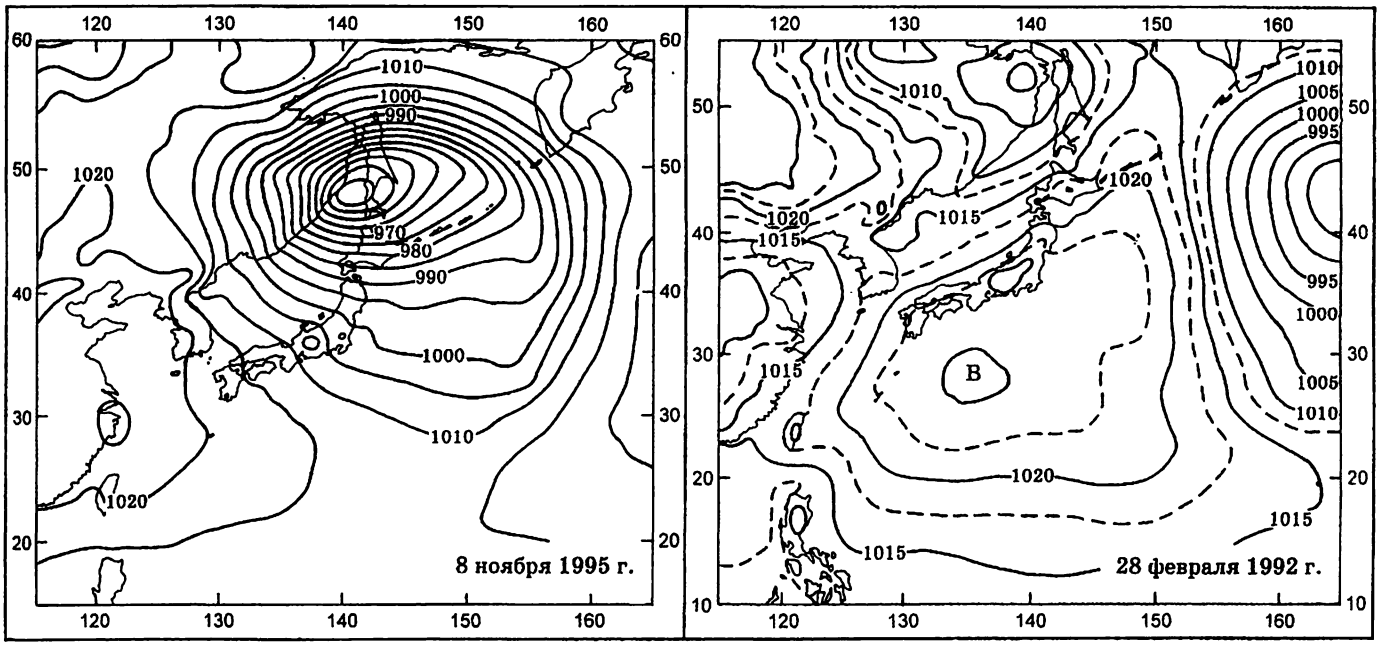


Рис. 13.3. Приземное барическое поле при максимальных теплопотерях 8 ноября 1995 г. (*а*) и при положительном суммарном теплообмене в южной части Японского моря 28 февраля 1992 г. (*б*)

ный баланс составлял −27 Вт·м$^{-2}$. Температура воздуха 8 ноября 1995 г. над морем была на 3—4 °С ниже, а температура воды на 1 °С выше средних многолетних значений. Разность температур вода—воздух составляли в среднем 8—12 °С при многолетних средних значениях около 6 °С. Область теплопотерь 1000 Вт·м$^{-2}$ и более занимала всю центральную и южную акваторию, кроме узкой вдольбереговой зоны, достигая на севере 45° с. ш. В Корейском проливе и вдоль побережья

суммарные теплопотери уменьшались до 500—700 Вт · м$^{-2}$

По расчетам с помощью эмпирических формул (11.4)—(11.10) для этого случая суммарный тепловой поток составил −1026 Вт · м$^{-2}$, что на 20 % ниже, чем по данным ECMWF. Для составляющих суммарного теплообмена расчеты по эмпирическим формулам по сравнению с данными ECMWF дают в среднем более высокие по абсолютному значению потоки коротковолновой радиации и длинноволнового излучения, и более низкие потоки скрытого и явного турбулентного теплообмена. Несмотря на различия, рассмотренный случай и по расчетам с помощью эмпирических формул (11.4)—(11.8), и по данным ECMWF относится к экстремальным по значениям потерь тепла и распространению явления по акватории Японского моря.

Суточные положительные экстремальные значения суммарного теплообмена наблюдались в период с апреля по июль, исключая июнь, который на Японском море в среднем холоднее сентября и отличается большой повторяемостью облачной погоды. Суточный максимум достигал 350 Вт · м$^{-2}$ и выше, что в 2—4 раза больше среднего значения суммарного теплообмена в те же месяцы. Редко, но и в холодный период, чаще в ноябре и феврале, суточные теплопотери Японского моря могут быть близкими к нулю, а иногда часть моря характеризуется положительными значениями суммарного теплообмена. Таких случаев бывает немного, примерно 1 раз за зимний сезон.

Например, 28 февраля 1992 г. положительный суммарный теплообмен интенсивностью до 157 Вт · м$^{-2}$ (при средних значениях 122 Вт · м$^{-2}$) наблюдался в южной части моря (30 % акватории) при средней температуре воздуха 11,5 °С, воды около 5 °С, скорости юго-западного ветра до 7 м/с. Анализируемый район находился под воздействием антициклонической циркуляции с адвекцией теплого воздуха из тропической зоны Тихого океана на южную часть Японского моря (см. рис. 13.3).

Летом несмотря на то, что результирующий тепловой поток направлен от атмосферы к поверхности моря (море получает тепло от атмосферы), иногда погодные условия могут способствовать формированию результирующего потока тепла обратного направления. Суточный максимум потерь тепла в аккумулятивный период, по расчетам ECMWF, может превышать 300 Вт · м$^{-2}$ (табл. 13.8). Например, 20 августа почти 9 % акватории моря характеризовалось отрицательным результирующим суммарным теплообменом, достигающим −323 Вт · м$^{-2}$ при среднем значении по району −278 Вт · м$^{-2}$.

Расчеты по формулам (11.4)—(11.8) для этого случая также показывают значительные потери тепла поверхностью, хотя и меньшие (в среднем −101 Вт · м$^{-2}$, максимум −172 Вт · м$^{-2}$, при среднем многолетнем положительном суммарном теплообмене для августа 111 Вт · м$^{-2}$). В анализируемом районе поток коротковолновой радиации изменялся в диапазоне 223—226 Вт · м$^{-2}$ (что на 20 Вт · м$^{-2}$ выше среднемесячного значения в августе), потери тепла за счет собственного излучения поверхности моря составляли от 36 до 54 Вт · м$^{-2}$, в среднем 45 Вт · м$^{-2}$ (соответствовали среднему месячному значению).

Основной вклад в формирование отрицательного суммарного теплообмена в рассматриваемой части моря внесли затраты тепла на испарение, достигающие в среднем по площади −275 Вт · м$^{-2}$ (от −195 до −324 Вт · м$^{-2}$ при среднем месячном значении −46 Вт · м$^{-2}$). Явный турбулентный теплообмен изменялся от 22 до −25 Вт · м$^{-2}$ (при среднем месячном значении −1 Вт · м$^{-2}$). Адвекция воздушных масс на Японское море осуществлялась с прилегающей к Курильским островам акватории Тихого океана по периферии гребня северотихоокеанского антициклона и с Охотского моря, где сформировался отрог, очерченный изобарой 1025 гПа. Температуры воздуха были в среднем ниже температуры воды, хотя и незначительно (27,1 и 27,4 °С соответственно), дефицит точки росы достигал 5,2—8,0 °С, ветер умеренный (9—11 м/с) северо-восточного направления.

Годовая амплитуда суммарного теплообмена как разность между наибольшим положительным

Таблица 13.8

Наибольшие суточные суммарные теплопотери в теплое время года (250 Вт · м$^{-2}$ и выше) для Японского моря (по данным ECMWF)

Дата явления			Где наблюдалось явление		Площадь теплопотерь 250 Вт · м^2 и выше, %	Интенсивность теплообмена, Вт м^2	
год	месяц	число	долгота, ...° в.	широта, ...°с		экстремум	средняя по району
1994	8	20	130,5—135,0	37,1—39,4	8,6	−323	−278
1994	8	21	132,8—136,7	37,7—38,8	5,5	−279	−266
1996	8	22	128,8—132,8	39,4—41,1	5,2	−337	−292
1996	8	27	128,8—138,9	38,3—39,9	4,3	−326	−280
1996	8	24	127,7—136,1	33,8—37,7	5,5	−324	−276
1996	8	23	129,4—135,0	37,1—39,4	10,9	−320	−286
1997	8	11	132,2—133,3	41,6—41,6	0,9	−263	−259
1998	6	3	128,8—129,9	38,8—39,9	2,0	−331	−289
1998	8	30	128,3—128,3	33,2—33,2	0,3	−257	−257
1998	8	31	128,8—128,8	33,2—33,2	0,3	−251	−251

суммарным потоком тепла летом (июль) и наибольшей суммарной теплоотдачей зимой (декабрь) изменяется для поверхности моря в пределах 350—650 Вт · м$^{-2}$ с наибольшими значениями на юге моря (650 Вт · м$^{-2}$). В Татарском проливе, вдоль восточного побережья Японского моря, на западе моря — вдоль северокорейского побережья и Южного Приморья амплитуды суммарного теплообмена составляют менее 450 Вт · м$^{-2}$ (рис. 13.4).

Годовые амплитуды составляющих суммарного теплообмена поверхности Японского моря приведены на рис. 13.5. Наименьшей амплитудой коротковолновой радиации характеризуются крайний юг и крайний север моря (150 Вт · м$^{-2}$ и менее). Амплитуда коротковолновой радиации 150 Вт · м$^{-2}$ отмечается также для небольшой акватории под Владивостоком, где летом большую повторяемость имеет облачная с туманами погода. Годовая амплитуда потока длинноволновой радиации R_L для большей части моря составляет 60—80 Вт · м$^{-2}$, меньшие значения наблюдаются только в Татарском проливе и вдоль Японских островов. Годовые амплитуды явного теплообмена изменяются от 60 Вт · м$^{-2}$ в Татарском проливе до 160 Вт · м$^{-2}$ над северной половиной моря с локальными очагами максимальной амплитуды у Владивостока и вдоль Приморского побережья на участке от Рудной Пристани до м. Золотой, а также на юге моря, в северной части Корейского пролива. Годовая амплитуда скрытого теплообмена составляет для большей части морской поверхности 15 Вт · м$^{-2}$ (от 50 Вт · м$^{-2}$ в Татарском проливе до 275 Вт · м$^{-2}$ на юге моря в Корейском проливе).

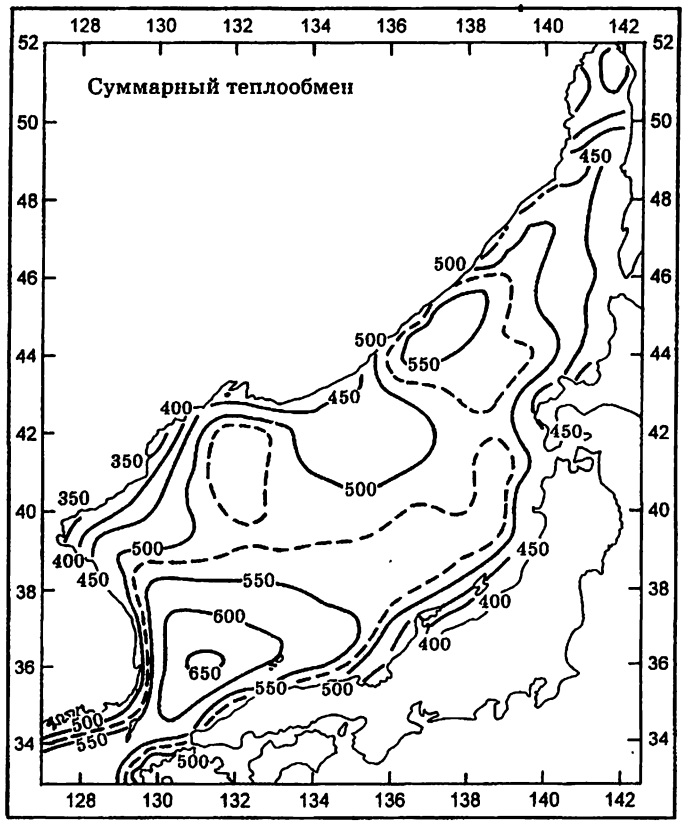


Рис. 13.4. Годовая амплитуда интенсивности (Вт · м$^{-2}$) суммарного теплообмена *B* для поверхности Японского моря

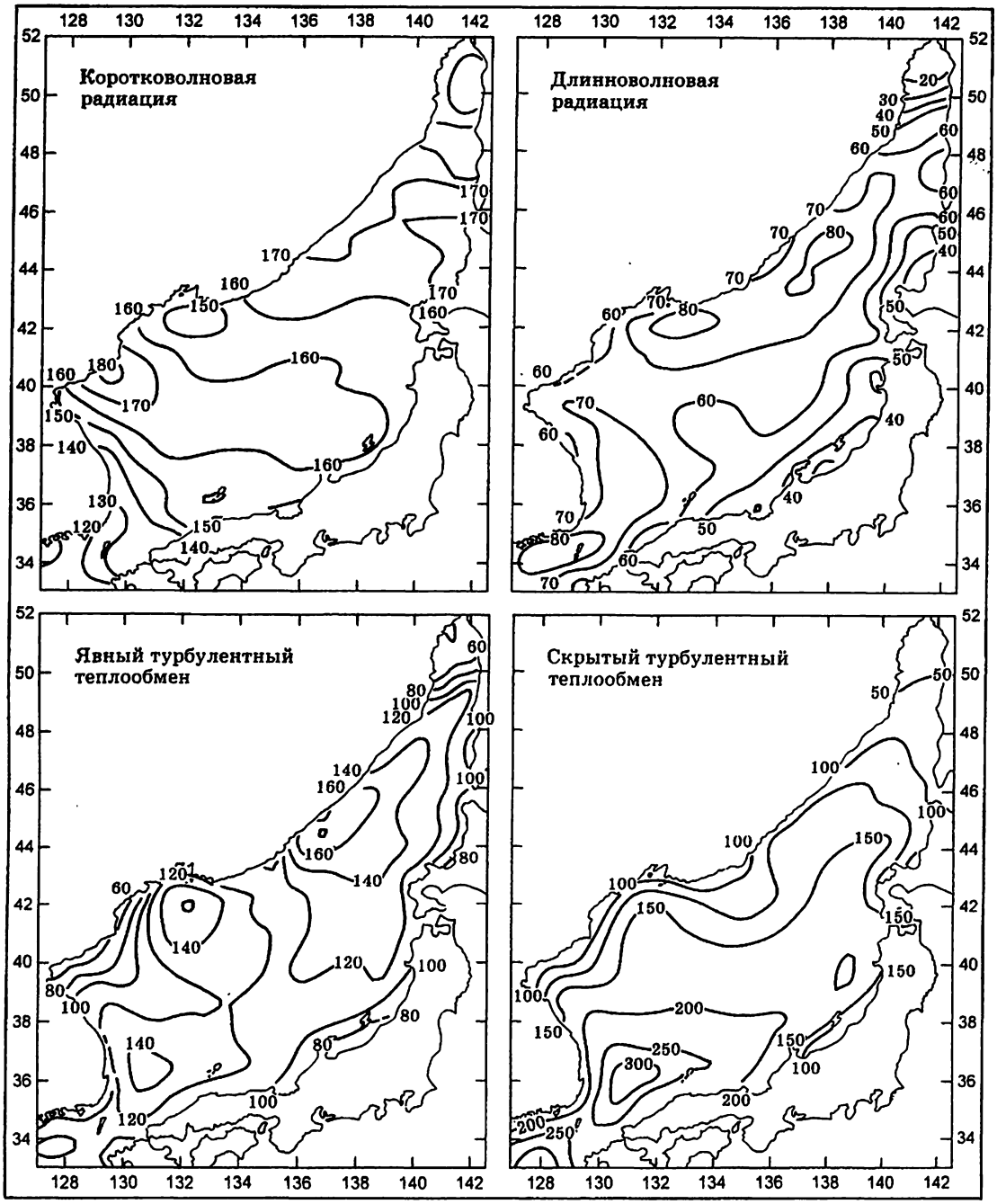


Рис. 13.5. Годовая амплитуда интенсивности (Вт·м$^{-2}$) составляющих суммарного теплообмена для поверхности Японского моря

а — коротковолновая радиация, *б* — длинноволновая радиация, *в* — явный турбулентный теплообмен, *г* — скрытый турбулентный теплообмен

14. ОЦЕНКА ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ, ВЫПАДАЮЩИМИ НА ПОВЕРХНОСТЬ МОРЯ

Одна из составляющих теплового баланса поверхности моря, связанная с выпадением осадков на данную поверхность, до последнего времени оценивалась лишь косвенно, по интенсивности и характеристикам осадков на прибрежных и островных метеорологических станциях. Экстраполяция и интерполяция этих данных на акваторию моря не всегда приемлема из-за разного режима формирования осадков над морем и прибрежными районами. В большинстве работ по оценке составляющих теплового баланса поверхности моря данный поток принимается пренебрежимо малым. Чтобы оценить поток и его вклад для моря в целом, а также закономерности его распределения по акватории моря,

были использованы прогностические оценки осадков по модели ECMWF.

Количество воды, выпадающей на поверхность моря с осадками (W_Q), составляет в среднем $1180 \cdot 10^{12}$ кг (среднее квадратическое отклонение достигает при этом $233 \cdot 10^{12}$ кг). Наибольшее количество осадков выпадает летом и осенью (соответственно $393 \cdot 10^{12}$ и $337 \cdot 10^{12}$ кг за сезон или 33 и 28 % годового количества). Зимние и весенние осадки дают примерно по 19 % годового количества воды ($220 \cdot 10^{12}$ и $230 \cdot 10^{12}$ кг соответственно). Изменчивость меньше весной и зимой ($39 \cdot 10^{12}$ и $44 \cdot 10^{12}$ кг), а летом возрастает до $117 \cdot 10^{12}$ кг, что составляет 30 % сезонной суммы. Осенью изменчивость достигает $78 \cdot 10^{12}$ кг (табл. 14.1).

Таблица 14.1

Количество осадков ($W_Q \cdot 10^{12}$ кг), поступающее на поверхность Японского моря с осадками в различные сезоны и за год, и средние квадратические отклонения ($\sigma_W \cdot 10^{12}$ кг)

Сезон	Северная половина		Южная половина		Море в целом	
	W_Q	σ_W	W_Q	σ_W	W_Q	σ_W
Зима	76	20	144	28	220	44
Весна	86	30	144	20	230	39
Лето	156	36	237	82	393	117
Осень	155	26	182	57	337	78
Год	473	79	707	162	1180	233

За год на поверхности южной половины моря осаждается воды больше на $234 \cdot 10^{12}$ кг (или почти 60 % суммы для моря в целом), чем на поверхности северной. Количество воды, выпадающей на поверхность Японского моря, значительно изменяется от года к году. Например, по расчетам ECMWF, годовая сумма осажденной на поверхность моря воды в 1994 г. составила $905 \cdot 10^{12}$ кг (около 77 % среднего количества за оцениваемый период 1991—1999 гг.), что связано в основном с малым вкладом летних сумм — 50 % среднего количества воды за летний сезон (рис. 14.1). В 1998 г. годовая сумма достигла $1543 \cdot 10^{12}$ кг воды (на 30 % выше среднего), причем формировалась она за счет более высокого количества осадков (W_Q) во все сезоны, особенно летом и осенью, по сравнению со средними значениями, которые были на 25—40 % ниже сезонных сумм 1998 г.

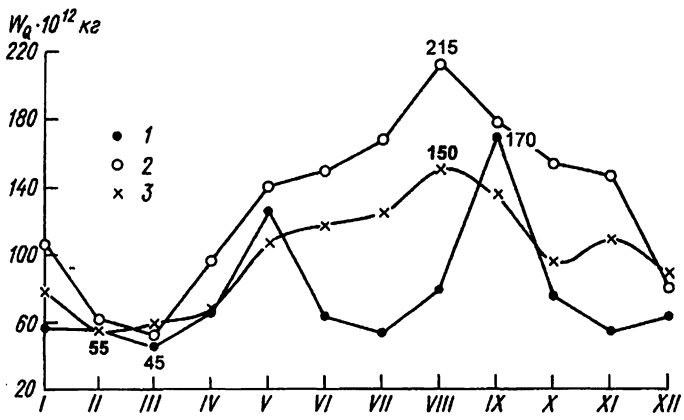


Рис. 14.1. Количество осадков, выпавшее на поверхность Японского моря за различные периоды (экстремумы для средних оценок за 1991—1999 гг. выделены жирным шрифтом)

1 — 1994 г., *2* — 1998 г., *3* — среднее за 1991—1999 гг.

При оценке количества осадков над морем по данным ECMWF возникает проблема точности расчетов количества осажденной воды в используемых моделях. Для побережья оценки сумм осадков могут быть проверены данными прибрежных метеорологических станций, но, что касается судовых наблюдений, то осадки не входят в перечень элементов погоды, измеряемых над морем. Чтобы оценить репрезентативность используемых данных ECMWF для Японского моря, было произведено сравнение средних месячных карт сумм осадков, построенных по данным ECMWF и по данным прибрежных и островных станций, интерполированных на районы Японского моря, показавшее идентичность порядка величин и закономерностей пространственного распределения. Это позволяет надеяться, что дальнейшие расчеты потоков тепла, обусловленных осадками, корректно воспроизводят порядок этих величин. И поскольку количество воды за счет выпадающих на поверхность моря осадков достигает огромных значений (порядка 10^{12}—10^{16} кг), целесообразно оценить интегральный теплообмен, связанный с осадками, и суммарный поток тепла F_Q, обусловленный ими, который складывается из явного переноса тепла осадками F_Q^{Expl} и затрат тепла на таяние твердых осадков F_Q^{Lat} в поверхностном слое моря (см. формулы (11.9)—(11.11)).

Осадки формируются на различных высотах, поэтому при оценке тепловых потоков, обусловленных осадками, выпадающими на поверхность моря, расчеты проводились по нескольким сценариям. Так, предполагалось, что осадки, пролетая через слой атмосферы до поверхности моря, могут принимать температуру воздуха на уровне 10 м. Кроме того, рассматривались ситуации, когда осадки имеют температуру воздуха, приведенную по влажноадиабатическому градиенту к высотам 100, 200 и 500 м над поверхностью моря.

Оценки теплообмена, обусловленного воздействием осадков как интегрального значения по площади моря по сезонам и за год представлены в табл. 14.2. Суммарный теплообмен, обусловленный осадками, выпадающими на поверхность Японского моря, отрицателен. Он составляет $-28 \cdot 10^{18}$ Дж за год при условии, что температура осадков равна температуре воздуха у поверхности моря, и $(-36...-70) \cdot 10^{18}$ Дж при температуре осадков, равной температуре воздуха на уровнях 100, 200 или 500 м. Следовательно, под воздействием выпадающих осадков возникает дополнительный охлаждающий эффект для поверхности Японского моря.

По структуре суммарного теплообмена, обусловленного осадками, зимой большая его часть состоит из теплозатрат на таяние осадков в твердой фазе, которые примерно в 3 раза превышают явные теп-

Таблица 14.2

Интегральный сезонный и годовой теплообмен (× 10^{18} Дж), обусловленный атмосферными осадками, выпадающими на поверхность Японского моря, и его составляющие при температуре осадков (T_Q) и их фазовом состоянии, соответствующих температуре воздуха (T_a) на 10, 100, 200 и 500 м над ур. м.

T_Q, оцениваемая как:	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Суммарный теплообмен от осадков					
T_a (10 м)	−23,1	−2,0	0,5	−3,6	−28,8
T_a (100 м)	−26,1	−3,6	−0,5	−5,4	−35,5
T_a (200 м)	−29,7	−5,3	−1,6	−6,8	−43,3
T_a (500 м)	−42,3	−11,7	−4,9	−11,4	−70,3
Явный теплообмен с осадками					
T_a (10 м)	−5,7	0,9	0,5	−2,7	−6,9
T_a (100 м)	−6,2	0,3	−0,5	−3,6	−10,1
T_a (200 м)	−6,8	−0,4	−1,6	−4,5	−13,3
T_a (500 м)	−8,6	−2,4	−4,9	−7,3	−23,2
Затраты тепла на таяние твердых осадков					
T_a (10 м)	−17,4	−3,0	0,0	−1,4	−21,8
T_a (100 м)	−19,8	−3,8	0,0	−1,7	−25,5
T_a (200 м)	−22,9	−4,9	0,0	−2,2	−30,0
T_a (500 м)	−33,7	−9,3	0,0	−4,1	−47,1

лопотери моря при выпадении осадков. Осенью вклад явного теплопереноса превышает затраты на таяние, и при этом оба фактора воздействуют в одном направлении и благоприятствуют дополнительному охлаждению морской поверхности. Весной и летом с осадками связан слабый отепляющий эффект, хотя для весны еще велика вероятность выпадения твердых осадков, затраты тепла на таяние которых могут превысить положительный вклад явного теплопереноса с осадками. При допущении, что осадки могут иметь температуру, равную температуре воздуха на уровнях 100, 200 и 500 м, охлаждающее влияние выпадающих осадков возрастает, причем особенно быстро увеличивается вклад затрат тепла на таяние твердых осадков.

В среднем вклад в суммарный годовой теплообмен, обусловленный осадками, при температуре осадков, равной температуре воздуха на высоте 10 м от морской поверхности, составляет зимой около 80 %, весной почти 7 %, летом около 2 %, осенью 12 %.

Годовой суммарный максимум теплопотерь за счет выпадения осадков на поверхность моря наблюдается в январе и достигает $10{,}7 \cdot 10^{18}$ Дж для моря в целом. Максимум суммарного притока тепла, обусловленного осадками, приходится на май ($0{,}8 \cdot 10^{18}$ Дж). Если температура осадков равна температуре воздуха на высоте 10 м от уровня моря, то с мая по сентябрь для северной половины Японского моря и с апреля по октябрь для южной половины, когда скрытый теплообмен с осадками сводится к нулю (осадки в жидкой фазе), суммарный теплообмен, обусловленный осадками, положителен (осадки оказывают отепляющее воздействие на поверхность моря, температура которой ниже температуры воздуха). Если при достижении поверхности моря осадки будут иметь более низкую температуру (например, равную температуре воздуха на высотах 100, 200 или 500 м над уровнем моря), то соответственно период с положительным теплообменом за счет осадков будет сокращаться до 1—2 мес (обычно это апрель и май) и теплопотери за счет выпадения осадков будут возрастать, в основном за счет теплозатрат на таяние твердых осадков на поверхности моря. Например, в январе при температуре осадков, равной температуре воздуха на уровне 10 м, затраты на явный теплообмен с осадками в целом для моря составляют в среднем $2{,}45 \cdot 10^{18}$ Дж, на скрытый — $8{,}50 \cdot 10^{18}$ Дж. При температуре осадков, равной температуре воздуха на уровне 200 м, теплозатраты достигают соответственно $2{,}87 \cdot 10^{18}$ и $10{,}73 \cdot 10^{18}$ Дж, а при температуре осадков, равной температуре воздуха на уровне 500 м — $3{,}53 \cdot 10^{18}$ и $15{,}19 \cdot 10^{18}$ Дж соответственно.

Потоки тепла (F_Q, F_Q^{Expl}, F_Q^{Lat}), обусловленные выпадающими на поверхность Японского моря осадками, как более представительные оценки, не зависящие от размера района и длительности анализируемого периода, для различных сценариев температуры выпадающих осадков, представлены в табл. 14.3, 14.4.

Поскольку атмосфера зимой более холодная, чем поверхность Японского моря, теплосодержание выпадающих осадков ниже теплосодержания вытесняемой ими морской воды и с осадками, выпадающими на поверхность моря зимой, связано дополнительное его охлаждение. Зимой наибольшей интенсивностью суммарных теплопотерь F_Q, обусловленных выпадающими на поверхность Японского моря осадками, отличается северо-восточная часть моря, где в январе поток тепла достигает $-6{,}43$ Вт·м$^{-2}$. Для юго-западного района интенсивность теплопотерь почти в 4 раза меньше ($-1{,}75$ Вт·м$^{-2}$). В апреле во всех районах, кроме северо-восточного, с осадками связан отепляющий эффект, который наиболее ярко проявляется в мае, когда температура воздуха над морем становится выше температуры воды поверхности моря. В мае и для моря в целом, и для всех районов в отдельности имеет место наибольший за год положительный суммарный поток, связанный с осадками — до 0,38 Вт·м$^{-2}$ в северо-западном районе, где положительный суммарный поток наблюдается в течение 6 мес — с апреля по сентябрь включительно.

В целом за год для северной половины моря интенсивность теплопотерь, связанных с осадками, почти в 3 раза выше, чем для южной ($-1{,}33$ и $-0{,}48$ Вт·м$^{-2}$ соответственно, см. табл. 14.3). Период с отепляющим эффектом от осадков, выпадающих на поверхность Японского моря, составляет для северной половины моря всего 3 мес (май—июль), для южной 5 мес (апрель—август). Положительный суммарный поток тепла F_Q для северной

Таблица 14.3

Потоки тепла (Вт · м$^{-2}$), обусловленные выпадением осадков на поверхность Японского моря, и их изменчивость (средние квадратические отклонения) при температуре осадков, равной температуре воздуха на высоте 10 м над ур. м.

	Море в целом	Район моря					
		Северная половина	Южная половина	СЗ	СВ	ЮЗ	ЮВ
	Суммарный поток тепла от осадков (F_Q)						
Январь	−3,93	−5,51	−2,49	−2,73	−6,43	−1,75	−4,12
Апрель	0,05	−0,10	0,18	0,21	−0,19	0,23	0,09
Май	0,29	0,32	0,27	0,38	0,30	0,26	0,27
Июль	0,08	0,06	0,09	0,08	0,06	0,15	−0,03
Октябрь	−0,24	−0,17	−0,31	−0,05	−0,20	−0,19	−0,59
Среднее за год	−0,89	−1,33	−0,48	−0,58	−1,58	−0,29	−0,90
Изменчивость	1,34	1,91	0,84	0,98	2,22	0,61	1,33
	Явный перенос тепла с осадками (F_Q^{Expl})						
Январь	−0,89	−0,60	−1,17	−0,23	−0,72	−0,80	−1,97
Апрель	0,16	0,13	0,18	0,21	0,11	0,23	0,09
Май	0,29	0,32	0,27	0,38	0,30	0,26	0,27
Июль	0,08	0,06	0,09	0,08	0,06	0,15	−0,03
Октябрь	−0,24	−0,16	−0,31	−0,05	−0,20	−0,19	−0,59
Среднее за год	−0,22	−0,14	−0,29	−0,01	−0,18	−0,15	−0,59
Изменчивость	0,39	0,29	0,50	0,19	0,32	0,37	0,78
	Затраты тепла на таяние твердых осадков в поверхностном слое моря (F_Q^{Lat})						
Декабрь	−1,68	−3,17	−0,26	−1,49	−3,71	−0,22	−0,35
Январь	−3,04	−4,91	−1,32	−2,51	−5,71	−0,94	−2,14
Февраль	−1,77	−2,97	−0,70	−1,46	−3,49	−0,45	−1,26
Среднее за год	−0,67	−1,19	−0,19	−0,57	−1,39	−0,14	−0,32
Изменчивость	1,00	1,67	0,41	0,84	1,95	0,29	0,68

Таблица 14.4

Потоки тепла (Вт · м$^{-2}$), обусловленные выпадением осадков на поверхность Японского моря, при температуре осадков, равной температуре воздуха на высотах 100, 200 и 500 м над ур. м.

	Море в целом			Северная половина			Южная половина		
	Высота над уровнем моря, м								
	100	200	500	100	200	500	100	200	500
	Суммарный поток тепла от осадков (F_Q)								
Январь	−4,49	−5,03	−6,92	−6,03	−6,42	−7,34	−3,01	−3,71	−6,53
Апрель	−0,08	−0,29	−1,09	−0,27	−0,60	−1,92	0,10	0,01	−0,30
Май	0,18	0,07	−0,42	0,22	0,11	−0,49	0,14	0,02	−0,36
Июль	−0,05	−0,18	−0,58	−0,03	−0,12	−0,39	−0,08	−0,24	−0,76
Октябрь	−0,34	−0,45	−0,77	−0,26	−0,37	−0,70	−0,42	−0,52	−0,85
Год	−1,12	−1,37	−2,22	−1,60	−1,87	−2,72	−0,67	−0,89	−1,74
	Явный перенос тепла с осадками (F_Q^{Expl})								
Январь	−0,98	−1,06	−1,31	−0,68	−0,73	−0,90	−1,27	−1,37	−1,69
Апрель	0,09	0,03	−0,18	0,08	0,03	−0,12	0,10	0,02	−0,24
Май	0,18	0,07	−0,28	0,22	0,12	−0,19	0,14	0,02	−0,36
Июль	−0,05	−0,18	−0,58	−0,03	−0,12	−0,39	−0,08	−0,24	−0,76
Октябрь	−0,34	−0,44	−0,75	−0,26	−0,36	−0,65	−0,42	−0,52	−0,85
Год	−0,32	−0,42	−0,73	−0,23	−0,31	−0,56	−0,41	−0,52	−0,89
	Затраты тепла на таяние твердых осадков в поверхностном слое моря (F_Q^{Lat})								
Декабрь	−1,92	−2,24	−3,45	−3,55	−4,03	−5,48	−0,37	−0,53	−1,52
Январь	−3,50	−3,97	−5,62	−5,35	−5,68	−6,44	−1,74	−2,33	−4,84
Февраль	−2,13	−2,51	−3,79	−3,37	−3,76	−4,69	−0,98	−1,35	−2,96
Год	−0,80	−0,95	−1,49	−1,37	−1,56	−2,16	−0,26	−0,36	−0,85

половины моря в мае выше, чем для южной (0,32 и 0,27 Вт · м$^{-2}$ соответственно).

Что касается составляющих суммарного потока тепла F_Q, обусловленного осадками, выпадающими на поверхность моря, то основной вклад в его формирование с декабря по март включительно вносят затраты тепла на таяние твердых осадков в поверхностном слое моря, которые в 2—4 раза выше

значений явного теплопереноса с осадками. С апреля по ноябрь включительно суммарный поток, обусловленный осадками, формируется за счет явного теплопереноса с осадками (начиная с мая и практически по октябрь осадки над морем наблюдаются в жидкой фазе). В апреле—августе с явным теплопереносом связан отепляющий эффект для поверхности моря, а с сентября по март — охлаждающий, причем осенью затраты тепла за счет явного переноса выше теплозатрат на таяние твердых осадков.

Для отдельных районов моря годовой ход суммарного теплообмена F_Q и его составляющих, обусловленных осадками, будет иметь свои особенности. Например, для северо-западного района период с положительным явным теплопереносом с осадками более длительный по сравнению с другими районами моря (с марта по сентябрь), а для юго-восточного — самый короткий (с апреля по июнь). Наибольшими теплозатратами на таяние твердых осадков характеризуется северо-восточная часть моря, где теплопотери за счет данного фактора наблюдаются в отличие от других районов уже в октябре и продолжаются до апреля включительно. Если, достигая поверхности моря, осадки будут иметь более низкую температуру, чем температура воздуха на высоте 10 м над морем, то, как показывает анализ табл. 14.4, охлаждающее воздействие осадков увеличивается.

Таким образом, для Японского моря в целом среднегодовой интегральный теплообмен, обусловленный осадками, в зависимости от температуры, которую они будут иметь, выпадая на поверхность моря, составляет от 1 до 4 % интегрального годового теплообмена поверхности Японского моря без учета осадков B ($-1622 \cdot 10^{18}$ Дж, см. табл. 12.1), т. е. действительно невелик; в среднем он лежит в пределах погрешности оценок интегрального теплообмена B. То же самое можно сказать о значениях потоков тепла, обусловленных осадками, для поверхности Японского моря в целом. Но распределение осадков и соответственно связанных с ними потоков тепла по поверхности Японского моря весьма неоднородно (рис. 14.2, 14.3). Для большей части моря они пренебрежимо малы, но в некоторых случаях их учет может оказаться полезным, поскольку осадки неравномерно распределены как во времени, так и в пространстве. Например, в январе для восточной половины моря суммарный поток тепла с осадками F_Q возрастает по мере приближения к Японии, составляя в среднем 14—17 Вт·м$^{-2}$ вдоль побережья Японии от центральной части Хонсю до севера Хоккайдо, а это уже 8—10 % зимнего суммарного теплового потока B (без учета вклада осадков) для всего моря.

В целом зимой теплозатраты за счет выпадения осадков на поверхность моря вдоль побережья Японии достигают −6...−8 Вт·м$^{-2}$ у берегов Хонсю, и −10...−16 Вт·м$^{-2}$ у берегов Хоккайдо, что увеличивает вклад осадков в общий суммарный теплообмен B также до 8—10 %. У берегов Японии увеличению зимних осадков, а следовательно, и теплозатрат, связанных с ними, способствует запруживание теплого воздуха, что активизирует процессы образования облачности и осадков и отражается на процессах тепло- и влагообмена атмосферы с подстилающей поверхностью моря.

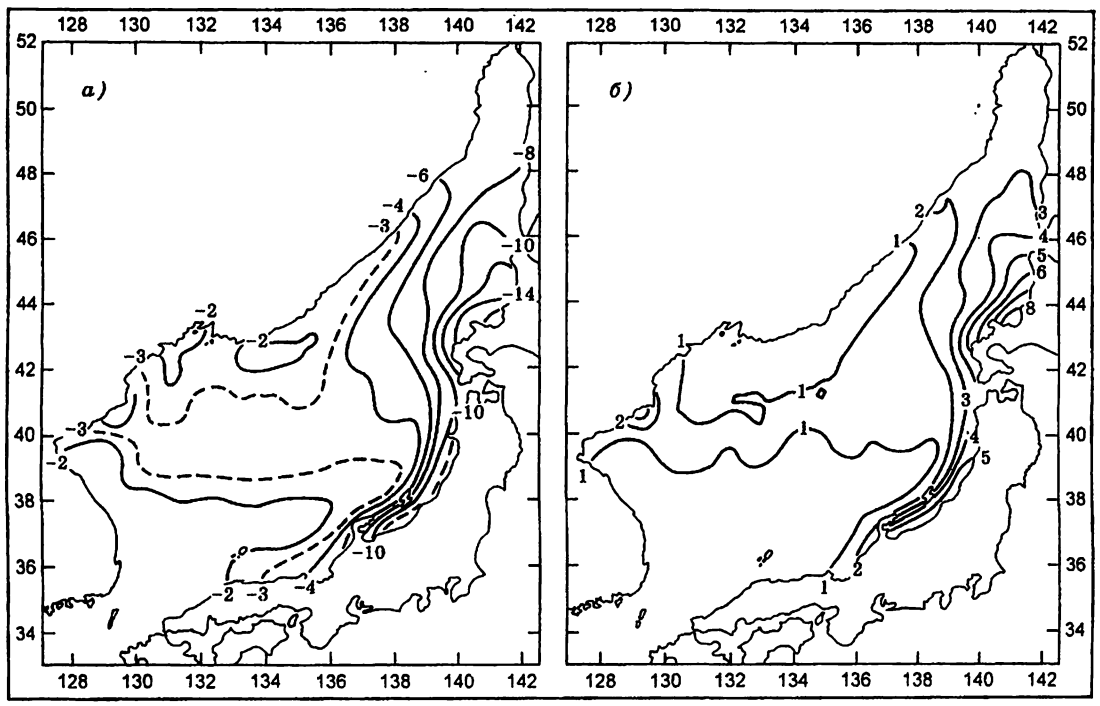


Рис. 14.2. Суммарный тепловой поток (Вт·м$^{-2}$), обусловленный осадками, выпадающими на поверхность Японского моря (*а*), и его вклад (%) в общий суммарный теплообмен B (без учета осадков) (*б*). Январь

Увеличение количества осадков в отдельные периоды времени также увеличивает их воздействие на процессы теплообмена в эти периоды. Так, например, средние суточные потери тепла за счет осадков, выпавших на поверхность Японского моря в течение суток 21 января 1997 г., составляли 28 Вт·м$^{-2}$, а для восточной половины моря (восточнее 135° в. д.) — 36 Вт·м$^{-2}$, или более 6 % среднего суточного суммарного теплообмена B за этот день для этой части моря ($B = -573$ Вт·м$^{-2}$ без учета осадков). Теплопотери за счет воздействия осадков у берегов Японии превышали 40—80 Вт·м$^{-2}$ (рис. 14.4, 14.5), а суточный максимум теплопотерь составил 147 Вт·м$^{-2}$ у центральной части Хонсю (рис. 14.5). В целом для моря 21 января 1997 г. суммарный поток тепла F_Q, обусловленный осадками, в среднем составлял 4 % суточного суммарного теплообмена B (без учета осадков) за этот день — от 1—5 % для западной половины моря до 36 % для района у берегов Японии. Суммарные теплопотери за счет осадков формировались на 85 % за счет затрат тепла на таяние осадков на поверхности моря F_Q^{Expl}.

За счет воздействия осадков, выпадающих на поверхность моря, возможен не только охлаждающий, но и отепляющий эффект, когда атмосфера более прогрета относительно поверхности моря, что проявляется обычно в первую половину теплого периода, и доля притока тепла от осадков в суммарном теплообмене B составляет в среднем более 4—5 %.

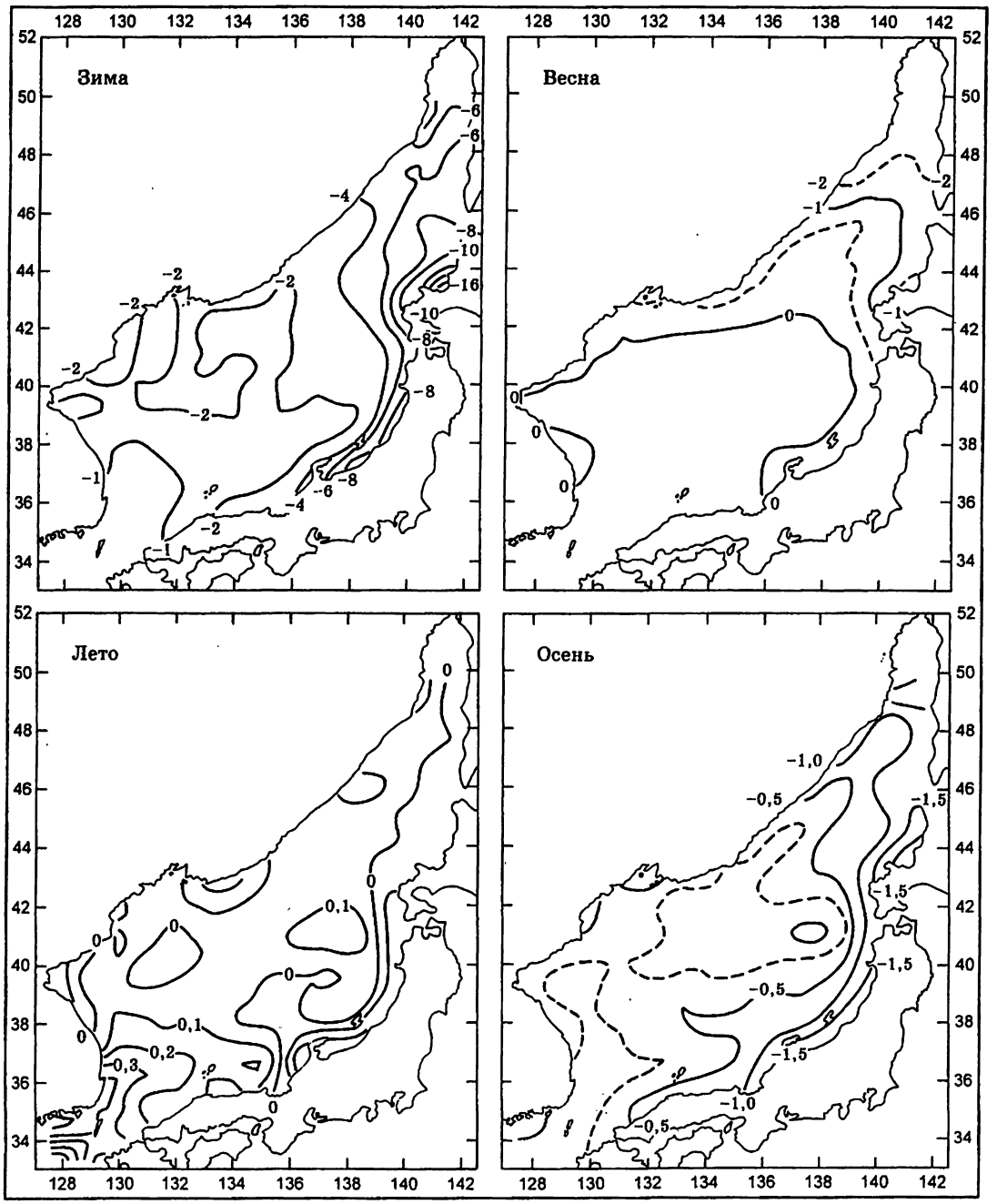


Рис. 14.3. Суммарный тепловой поток (Вт·м$^{-2}$), обусловленный осадками, выпадающими на поверхность Японского моря в различные сезоны

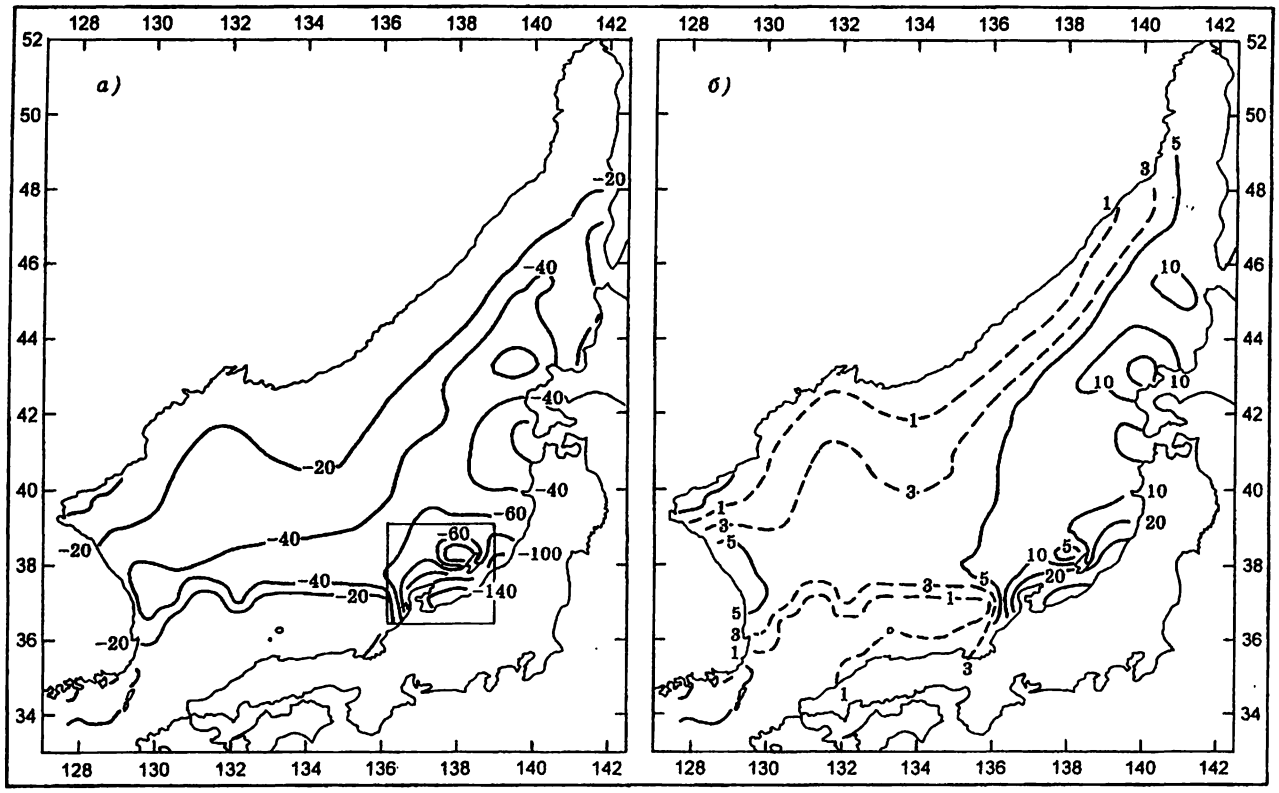


Рис. 14.4. Средний суточный тепловой поток (Вт·м$^{-2}$), обусловленный осадками (*а*), выпавшими на поверхность Японского моря 21 января 1997 г., и его вклад (%) в суммарный теплообмен *B* (без учета осадков). Январь (выделенный фрагмент показан на рис. 14.5)

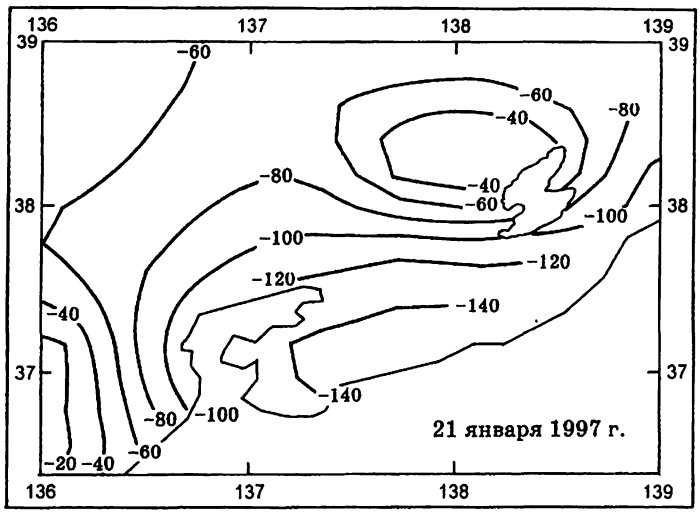


Рис. 14.5. Фрагмент к рис. 14.4

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Интерес к исследованиям по оценке теплового баланса поверхности Японского моря и его составляющих в последние годы связан с интенсивным развитием моделирования, в том числе с активной тенденцией к созданию оперативной системы прогноза термодинамического состояния и циркуляции вод Японского моря в рамках международных научных программ, таких как «Региональная подсистема глобального мониторинга океана в Северо-Восточной Азии» (North-East Asian Regional — Global Ocean Observing System — NEAR—GOOS), учрежденная ЮНЕСКО (UNESCO) в 1993 г., «Исследование циркуляции восточно-азиатских окраинных морей» (Circulation Research of the East Asian Marginal Seas — CREAMS), разрабатываемая по инициативе стран Азиатско-Тихоокеанского региона с 1994 г.

Несмотря на исследования в данном направлении, проведенные в разные годы, результаты нельзя

считать завершенными. Если режимные оценки суммарного теплового потока и его составляющих для поверхности Японского моря позволяют получить достаточно определенную картину их пространственно-временного распределения, то вопросы их изменчивости и ее влияния на морские и атмосферные процессы требуют более пристального внимания и дополнительных как научных, так и экспедиционных исследований.

Оценки суммарного теплообмена, полученные на основе анализа результатов расчетов ECMWF (1991—1999 гг.) и вычислений по данным судовых гидрометеорологических наблюдений в Японском море (1960—1990 гг.), показывают следующее.

1. Годовой суммарный теплообмен для поверхности Японского моря в целом характеризует перенос тепла от моря в атмосферу (море теряет тепло), он достигает $-1622 \cdot 10^{18}$ Дж за год ($-524 \cdot 10^{18}$ Дж для северной половины моря и $-1098 \cdot 10^{18}$ Дж для южной).

1.1. С сентября по март включительно суммарный теплооообмен отрицателен, он достигает наибольших значений в декабре ($-901 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности суммарных теплопотерь 329 Вт $\cdot$ м$^{-2}$). Интегральные потери тепла зимой почти в 2 раза выше приходной части. Интенсивность суммарного теплообмена на поверхности Японского моря в этот период в основном будет определяться интенсивностью явного и скрытого турбулентного теплообмена, хотя большую роль в теплозатратах играют также потери тепла за счет длинноволнового излучения.

1.2. С апреля по август суммарный теплообмен положителен, он формируется за счет больших значений поглощенной коротковолновой радиации R_S, достигает максимума в июле ($489 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности 179 Вт $\cdot$ м$^{-2}$). Явный турбулентный теплообмен, хотя и положительный с мая по июль, но по интенсивности невелик и на значение суммарного теплообмена практически не влияет. Основные потери тепла морской поверхностью летом происходят за счет длинноволнового излучения.

1.3. Что касается составляющих суммарного теплообмена для Японского моря, то интегральные значения коротковолновой радиации изменяются в течение года от $(180—300) \cdot 10^{18}$ Дж за месяц зимой до $(550—670) \cdot 10^{18}$ Дж с мая по август. Интенсивность коротковолновой радиации R_S достигает 237 Вт $\cdot$ м$^{-2}$ в июле и только 66 Вт $\cdot$ м$^{-2}$ в декабре. За счет длинноволнового излучения R_L море теряет тепло в течение всего года (максимум теплопотерь наблюдается в январе: $276 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности 101 Вт $\cdot$ м$^{-2}$, минимум в июле: $-100 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности -36 Вт $\cdot$ м$^{-2}$). Интегральный радиационный баланс R отрицателен только в течение 3 мес (ноябрь—январь), остальную часть года он положителен, достигает максимума в июне—июле: $(515—522) \cdot 10^{18}$ Дж с интенсивностью 191—195 Вт $\cdot$ м$^{-2}$.

1.4. Затраты тепла за счет явного турбулентного теплообмена T преобладают в течение года, максимум теплопотерь имеет место в январе ($339 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности 124 Вт $\cdot$ м$^{-2}$). Положительные значения явного турбулентного теплообмена — $(4—9) \cdot 10^{18}$ Дж за месяц) — отмечаются только в течение мая—июля, но интенсивность в эти месяцы составляет 1—4 Вт $\cdot$ м$^{-2}$. Интегральный скрытый турбулентный теплообмен LE для поверхности Японского моря составляет по абсолютной величине 60 % интегрального значения коротковолновой радиации R_S и в 2,5 раза превышает потери тепла за счет явного турбулентного теплообмена T (максимум теплопотерь LE в ноябре — $517 \cdot 10^{18}$ Дж при интенсивности 179 Вт $\cdot$ м$^{-2}$).

2. Пространственное распределение составляющих суммарного теплообмена поверхности Японского моря характеризуется, например, такими региональными особенностями, как наличие рядом расположенных очагов повышенных и малых теплопотерь за счет явного турбулентного обмена T, что особенно ярко проявляется зимой.

2.1. Наиболее высокие потери тепла за счет явного турбулентного теплообмена для Японского моря зимой, не имеющие аналогов для прилегающей акватории (Охотское и Желтое моря и прилегающая к Японским островам и Курильской гряде акватория Тихого океана), отмечаются в северо-западной части моря. Локальные очаги максимальных теплопотерь (140—150 Вт $\cdot$ м$^{-2}$) расположенные у побережья Приморья на участке от Рудной Пристани до м. Золотой и южнее Владивостока, формируются осенью и сохраняются до весны.

2.2. Значительными теплопотерями за счет явного турбулентного теплообмена (130 Вт $\cdot$ м$^{-2}$) отличается крайняя южная часть Японского моря. Осенью и весной здесь также имеет место повышенный фон интенсивности теплопотерь за счет явного турбулентного теплообмена T, но самостоятельный очаг отсутствует. Наиболее выраженной областью пониженных теплопотерь за счет явного турбулентного теплообмена зимой является область у Северной Кореи (до -60 Вт $\cdot$ м$^{-2}$).

2.3. Можно отметить область пониженных значений коротковолновой радиации у Приморья южнее Владивостока, где, например, летом значения R_S ниже, чем в Татарском проливе.

2.4. У берегов Приморья, Кореи и в Цусимском проливе формируется область, где достигает больших годовых и сезонных абсолютных значений длинноволновое излучение (среднее годовое превышает -80 Вт $\cdot$ м$^{-2}$). Летом южнее Владивостока потери тепла за счет длинноволнового излучения ниже, чем в других районах моря.

2.5. Наибольшей интенсивностью скрытых теплопотерь LE в течение всех сезонов характеризуется южная часть моря, пониженной — Татарский пролив и зона, примыкающая к южному Приморью и побережью Северной Кореи.

2.6. В течение 3 мес, с ноября по январь включительно, для всех районов Японского моря сохраняются значительные суммарные теплопотери, превышающие в южной части моря в ноябре 300 Вт · м$^{-2}$, а в декабре и январе 400 Вт · м$^{-2}$, в северной 250—350 Вт · м$^{-2}$, исключая Татарский пролив, где интенсивность теплообмена в целом ниже −200 Вт · м$^{-2}$.

2.7. Наибольшими средними годовыми теплозатратами B, обусловленными влиянием Цусимского течения, интенсивность которых изменяется от −50...−60 Вт · м$^{-2}$ на широте Хоккайдо до −100 Вт · м$^{-2}$ на юге моря, характеризуется восточная половина моря. В западной части моря у побережья Северной Кореи и вдоль южной части Приморского побережья интенсивность средних годовых теплозатрат невелика: от −20 Вт · м$^{-2}$ и менее до слабоположительных значений.

2.8. Основные сезоны от месяца к месяцу характеризуются сохранением знака и направленности суммарного теплообмена и его составляющих (только радиационный баланс R меняет знак зимой и уже в феврале становится положительным). Переходные сезоны более сложны и характеризуются как сменой знака (суммарный теплообмен, явный турбулентный теплообмен), так и изменением значений от месяца к месяцу.

3. Годовая расходная часть суммарного теплообмена поверхности Японского моря, которая формируется за счет длинноволновой радиации R_L и суммарного турбулентного теплообмена (T + LE), равна $-6894 \cdot 10^{18}$ Дж, приходная, состоящая практически на 100 % из коротковолновой радиации R_S, достигает $5273 \cdot 10^{18}$ Дж (летом 0,4 % принадлежит положительным значениям явного турбулентного теплообмена, табл. 14.5). Наибольший вклад в расходную часть суммарного теплообмена вносят скрытый турбулентный теплообмен LE ($-3162 \cdot 10^{18}$ Дж, или 46 %) и длинноволновая радиация R_L ($-2408 \cdot 10^{18}$ Дж, или 35 %). Оставшиеся 19 % принадлежат явному теплообмену T ($-1324 \cdot 10^{18}$ Дж).

3.1. Основной вклад в формирование годового суммарного теплообмена B принадлежит коротковолновой радиации (более 43 %), на остальные составляющие приходится 67 %, из которых 26 % относится к скрытому теплообмену LE, почти 20 % к явному теплообмену и только 11 % к длинноволновой радиации R_L. Данные соотношения меняются от сезона к сезону.

3.2. Весной и летом на долю коротковолновой радиации приходится около 15 % ($1746 \cdot 10^{18}$ и $1805 \cdot 10^{18}$ Дж), осенью почти 9 % ($1032 \cdot 10^{18}$ Дж), зимой 6 % ($690 \cdot 10^{18}$ Дж) вклада в годовой суммарный теплооообмен. Суммарный турбулентный теплообмен осенью и зимой дает от 14 до 17 % общего вклада ($-2104 \cdot 10^{18}$ Дж), летом и весной 2—4 % ($-200 \cdot 10^{18}$ и $-499 \cdot 10^{18}$ Дж соответственно), причем зимой вклад явного и скрытого теплообмена различается незначительно — 7 и 10 % соответственно, в остальные сезоны, особенно летом, преобладает скрытый теплооообмен, а на долю явного приходится от 3 % осенью до 0,1 % летом. Вклад длинноволновой радиации в общий суммарный теплооообмен B меняется от 3 % летом, до 6—7 % осенью и зимой, он выше вклада явного турбулентного теплообмена во все сезоны, кроме зимнего, когда интегральное значение R_L немногим меньше (разность — около $70 \cdot 10^{18}$ Дж).

3.3. Распределение составляющих суммарного теплооообмена в течение года также имеет свои особенности. Например, более 30 % годовой суммы коротковолновой радиации R_S относится к весне и лету, и лишь 13—20 % к зиме и осени. Наибольшие сезонные суммы для скрытого турбулентного теплообмена LE относятся к осени и зиме (42 и 39 % годовой суммы T), наименьшие к весне и лету (12 и 7 % годовой суммы T). Распределение явного турбулентного теплообмена в течение года отличается значительной неравномерностью — от 0,7 % годовой суммы T летом до 64 % зимой. Сезонные суммы длинноволновой радиации изменяются от 14 % годовой суммы R_L летом до 33 % зимой. Отмеченные особенности распределения составляющих суммарного теплообмена формируют сезонные соотношения его приходной и расходной частей.

3.4. Зимой расход тепла через поверхность Японского моря более чем в 4 раза превышает приход, осенью — в 2,3 раза. Весной и летом, наоборот, приходная часть выше расходной — весной в 1,6 раза, летом в 3,3 раза. В итоге в среднем за год приходная и расходная части суммарного теплооообмена относятся как 43 к 57. Поскольку при исследованиях теплового режима Японского моря тенденции к его охлаждению не обнаруживается, разность между приходной и расходной частями в 13 %, дости-

Таблица 14.5

Вклад составляющих теплового баланса в суммарный теплооообмен поверхности Японского моря (по данным ECMWF)

Сезон	Расходная часть (% от сезонной суммы теплозатрат)			Приходная часть (% от сезонной суммы прихода тепла)		Вклад в интегральный теплообмен, %					
						от абсолютных годовых сумм				от абсолютных сезонных сумм	
	T	LE	E_r	R_S	T	R_S	R_L	T	LE	Расход	Приход
Зима	29,9	42,7	27,4	100,0		5,7	6,5	7,1	10,2	80,7	19,3
Весна	9,6	35,9	54,6	100,0		14,3	4,9	0,9	3,2	38,5	61,5
Лето	0	38,4	61,6	99,6	0,4	14,8	2,8	0,1	1,7	23,2	76,8
Осень	15,3	55,8	28,8	100,0		8,5	5,6	3,0	10,8	69,6	30,4
Год	19,3	45,8	34,9	99,9	0,1	43,3	19,8	11,0	25,9	56,7	43,3

гающая $-1622 \cdot 10^{18}$ Дж для моря в целом, компенсируется в основном притоком тепла с водами Цусимского течения.

4. Анализ временно́го хода интенсивности суммарного теплообмена для моря в целом по судовым данным позволяет выявить наличие значимого положительного линейного тренда для лета (13,6 Вт · м$^{-2}$ за 10 лет). Из составляющих суммарного теплообмена можно отметить поток длинноволновой радиации, где значимый тренд летом имеет место для моря в целом (1,95 Вт · м$^{-2}$ за 10 лет) и для северной половины (1,15 Вт · м$^{-2}$ за 10 лет), а для южной половины моря значимый тренд имеет место и летом (2,52 Вт · м$^{-2}$ за 10 лет), и зимой (1,28 Вт · м$^{-2}$ за 10 лет).

5. Результаты сравнительного анализа интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих по данным судовых наблюдений и расчетам ECMWF отражают как различия оценок, особенно с апреля по август, так и общие закономерности, например местоположение сезонных очагов пониженной и повышенной интенсивности суммарного теплообмена и его составляющих. Наибольшие различия оценок, полученных по данным судовых наблюдений и расчетам ECMWF, относятся к составляющим радиационного баланса и скрытого турбулентного теплообмена, что приводит к расхождениям в значениях средней годовой интенсивности суммарного теплообмена. Интенсивность суммарного теплообмена в январе составляет по оценкам ECMWF −309 Вт · м$^{-2}$, по судовым оценкам −293 Вт · м$^{-2}$, в апреле 107 и 79 Вт · м$^{-2}$, в октябре −163 и −150 Вт · м$^{-2}$ соответственно, но для июля разности существенны: 178 и 97 Вт · м$^{-2}$ — почти в 2 раза.

5.1. Сравнение интенсивности суммарного теплообмена, полученного по данным ECMWF и судовым наблюдениям, с оценками других авторов (табл. 14.6), показывает как близость оценок, так и более или менее существенные расхождения, связанные с использованием различных баз данных, методов первичного контроля и расчета составляющих теплового баланса.

5.2. Суммарный приток тепла в море, обусловленный явным теплопереносом с осадками и затратами тепла на таяние твердых осадков в поверхностном слое моря, при условии, что температура осадков равна температуре воздуха у поверхности моря, составляет $-28 \cdot 10^{18}$ Дж за год. Зимой, поскольку атмосфера, как правило, холоднее, чем поверхность моря, теплосодержание выпадающих осадков ниже теплосодержания вытесняемой ими морской воды, и с осадками связано дополнительное охлаждение моря. Когда атмосфера более прогрета относительно поверхности моря, особенно в первую половину теплого периода, поток тепла с осадками становится положительным (отепляющий эффект).

По сравнению с оценками суммарного теплообмена B и его составляющих R_S, R_L, T и LE для большей части моря вклад потоков тепла, связанных с осадками, пренебрежимо мал — около 1—2 % значения суммарного теплообмена без их учета. Но из-за неравномерности распределения осадков во времени и пространстве воздействие на процессы теплообмена в отдельные периоды довольно существенно. Поэтому в некоторых случаях, например для корректного моделирования изменчивости океанских процессов, учет воздействий, обусловленных осадками, хотя и не длительных по времени, по нашему мнению, необходим. Так, за зимний сезон теплозатраты за счет выпадения осадков на поверхность моря вдоль побережья Японии достигают −6...−8 Вт · м$^{-2}$ у берегов Хонсю, и −10...−16 Вт · м$^{-2}$ у берегов Хоккайдо, что увеличивает вклад осадков в общий суммарный теплообмен B до 8—10 %. Суточный суммарный поток тепла, обусловленный зимними осадками, у берегов Японии может превышать −80...−100 Вт · м$^{-2}$ при вкладе в суммарный теплообмен 30 % и более. Более 60 % интегрального годового теплообмена, обусловленного осадками, относится к северо-восточной части Японского моря.

Авторы выражают благодарность Европейскому центру среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), ВНИИГМИ—МЦД и ДВНИГМИ за предоставленную информацию; Исследовательскому институту прикладной механики Университета Кюсю (Фукуока, Япония) за техническую поддержку и возможность работы с архивами данных; Университету RISSHO (Кумагайя, Япония) за техническую поддержку; сотрудникам Университета Кюсю Наоки Хиросе за предоставление алгоритма программ расчета потоков тепла по судовой информации и профессору Дж.-Х. Юну за участие в обсуждении результатов.

Таблица 14.6

Сезонные и годовые суммарные потоки тепла (Вт · м$^{-2}$) через поверхность Японского моря по оценкам разных авторов

Автор		Зима	Весна	Лето	Осень	Год
М. Миязаки [29]		−200	38	110	−88	−35
Е. И. Алдошина [1]		−172	47	102	−70	−24
А. К. Леонов [8]		−170	43	97	−71	−25
ММО [26]		−231	50	80	−107	−51
Е.-С. Ким [22]		−316	80	157	−135	−54
Дж. Кондо, А. Островский, С. Уматани [25]		−221	90	134	−104	−25
В. Парк, И.-С. О, Т. Шим [34]		−271	57	128	−118	−51
Н. Хиросе, Ч.-Х. Ким, Дж.-Х. Юн [19]		−251	63	113	−138	−53
Дж. На, Дж. Сео, Х.-Дж. Ли [31]*		−337	−26	92	−163	−108
Настоящая работа:	ECMWF	−274	80	156	−166	−51
	Судовые данные	−268	51	81	−158	−69

* Оценки получены по графикам, представленным в работе [31].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдошина Е. И. Тепловой баланс поверхности Японского моря // Труды ГОИН. 1957. Вып. 35. С. 119—159.

2. Атлас теплового баланса / Под ред. М. И. Будыко. Л., 1955. 41 с.

3. Атлас теплового баланса земного шара / Под ред. М. И. Будыко. М., 1963. 69 с.

4. Баталин А. М. Тепловой баланс дальневосточных морей // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 7. С. 1003—1010.

5. Берлянд М. И., Берлянд Т. Г. Определение суммарной длинноволновой радиации земли с рассмотрением эффекта облачности // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1952. № 1. С. 64—78.

6. Верхолатов В. И., Закаблуковский А. П. О потерях тепла поверхностью Японского моря в холодное полугодие // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 115. 1984. С. 80—86.

7. Ефимова Н. А. О методах расчета месячных величин суммарной длинноволновой радиации // Метеорология и гидрология. 1961. № 10. С. 28—33.

8. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 765 с.

9. Меновщиков В. А. Бюджет тепла поверхности Японского моря (рукопись). ДВНИГМИ. 1998. 36 с.

10. Покудов В. В., Тунеголовец В. П. Тепловой баланс Японского моря в начале весеннего прогрева // Метеорология и гидрология. 1975. № 3. С. 74—84.

11. Разиховская М. А. Водный и тепловой баланс Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 132—145.

12. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. Вып. 4. 520 с.

13. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИГМИ. 1979. Вып. 77. С. 102—107.

14. Arpe K., Burridge D. M. Surface fluxes from short range forecasts // ECMWF Technical Memorandum. 1990. № 172. 35 p.

15. Beljaars A. M. C. The parameterization of surface fluxes in large scale model under free convection // ECMWF Technical Memorandum. 1995. № 215. 19 p. (Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1995. V. 121. P. 255—270).

16. Budyko M. I. Climate and Life. Academic Press. 1974. 508 p.

17. Glecker P. J., Weare B. C. Uncertainties in global ocean surface heat flux climatologies derived from ship observations // J. Climate. 1997. V. 10. P. 2764—2781.

18. Gulev S. R. Influence of space-time averaging on the ocean-atmosphere exchange estimates in the Nort Atlantic midlatitudes // J. Phys. Oceanogr. 1994. V. 24. P. 1236—1255.

19. Hirose N., Kim Ch.-H., Yoon J.-H. Heat Budget in the Japan Sea // J. Oceanogr. 1996. V. 52. P. 553—574.

20. Kato K., Asai T. Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area // J. Meteor. Soc. Japan. 1983. V. 61. P. 222—238.

21. Kawamura H., Wu P. Formation mechanism of Japan Sea Proper Water in the flux center of Vladivostok // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 21611—21622.

22. Kim Y.-S. Estimate of heat transport across the sea surface near Japan within bulk methods // Doctoral Thesis: Tokyo Univ. 1992. 124 p.

23. Kim Y.-S., Kimura R., Error evaluation of the bulk aerodynamic method for estimating heat flux over the sea // J. Korean Meteor. Soc. 1995. V. 31, № 4. P. 399—413.

24. Kondo J. Air-se bulk transfer coefficients in dibatic conditions // Bound.-Layer Meteor. 1975. V. 9. P. 91—112.

25. Kondo J., Ostrovskii A., Umatani S. Climatologies of the heat fluxes over the Japan Sea // Proceedings of the International Symposium on Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS). 1994. P. 29—42.

26. Maizuru Marine Observatory (MMO): Marine meteorological study of the Japan Sea. Technical Report of the Japan Meteorological Agency. 1972. V. 8. 116 p. (in Japanese).

27. Manabe S. On the modification of air mass over Japan Sea when the outburst of cold air predominates // J. Meteor. Soc. Japan. 1957. V. 35. P. 311—326.

28. Manabe S. On the estimation of energy exchange between the Japan Sea and the atmosphere during winter based upon the energy budget of both the atmosphere and the sea // J. Meteor. Soc. Japan. 1958. V. 36. P. 123—134.

29. Miyazaki M. The heat budget in the Japan Sea // Bull Hokkaido Reg. Fish. Res. 1952. Lab. V. 4. P. 1—54 (in Japanese).

30. Moyer K. A., Weller R. A. Observations of surface forcing from subduction experiment: A comparison with global model products and climatological datasets // J. Climate. 1997. V. 10. P. 2725—2742.

31. Na J., Seo J., Lie H.-J. Annual and Seasonal Variations of the Sea Surface Heat Fluxes in the East Asian Marginal Seas // J. Oceanography. 1999. V. 55. P. 257—270.

32. Ninomiya K. Heat budget over the Japan Sea and Japan Islands during the period of heavy snow storm // Pap. Met. Geophys. 1964. V. 15. P. 52—70.

33. Ninomiya K. Heat and water budget over the Japan Sea and Japan Islands in winter season // J. Meteor. Soc. Japan. 1968. V. 46. P. 1—14.

34. Park W., Oh I.-S., Shim T. Temporal and spatial distributions of heat fluxes in the East Sea (Sea of Japan) // J. Korean Sc. Oceanogr. 1995. V. 30. P. 91—115 (in Korean).

35. Reed R. K. On estimating insolation over the ocean // J. Physic. Oceanogr. 1977. V. 7. P. 482—485.

36. Reynolds R. W., Smith T. M. Improved global sea surface temperature analyses // J. Climate. 1994. V. 7. P. 929—948.

37. Seckle G. R., Beaudry F. H. The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract) // Trans. Amer. Geophys. Union. 1973. V. 54. P. 1114.

38. Takata T., Varlamov S. M., Hirose N., Yoon J.-H. Interannual variation of the surface heat flux in the Japan Sea // Proceedings of the International Symposium on Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS), 1997, Fukuoka, Japan, Kyushu University. P. 153—156.

39. Takikawa T., Yoon J.-H., Hase H., Cho K.-D. The Monitoring of the Tsushima Current through the ferry between Hakata and Pusan // Proceeding of the International Symposium on Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS), 1999. — Fukuoka, Japan, Kyushu University. P. 27—30.

40. Yoon J.-H. Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part II. Influence of seasonal variations in atmospheric conditions on the Tsushima Current // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1982. V. 38. P. 81—94.

ЧАСТЬ IV. ГИДРОЛОГИЯ ВОД

15. ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Японское море по характеру гидрологического режима резко отличается как от соседних дальневосточных морей, так и от других морей умеренного пояса. Низкие значения температуры воды (менее 1 °С) и высокая концентрация растворенного кислорода (около 70 % насыщения) промежуточных и глубинных вод объясняется многими авторами отсутствием водообмена с глубинными водами Тихого океана, а также процессами интенсивной вертикальной циркуляции, которая охватывает всю толщу вод.

К. М. Дерюгин [18], реферируя японские работы за 1915—1924 гг., отметил, что южная и восточная части моря гораздо теплее северной и северо-западной. Соленость у берегов Японии также выше, чем в северной части моря и у берегов Приморья. С глубиной температура воды быстро падает, поэтому даже летом прогрет лишь поверхностный слой в 30—50 м. На горизонтах ниже 400 м значения температуры составляют менее 1 °С, а солености около 34,05 ‰. К аналогичным выводам пришли Е. И. Алдошина [4], А. М. Баталин [8], А. К. Леонов [35] и Н. И. Чалышева [65], которые показали, что по гидрологическим особенностям Японское море также разделяется на две части: северную и северо-западную, где относительно низкие значения температуры воды даже летом (10—15 °С) и большие вертикальные градиенты температуры в подповерхностных слоях; южную и юго-восточную, где распределение температуры воды и запас тепла обусловлены в основном адвекцией вод Цусимским течением, которое во многом определяет тепловой запас моря.

В работе K. Suda [124] впервые рассмотрена вертикальная структура вод южной части Японского моря. Выделено в толще вод у берегов Японии летом три слоя: поверхностный (толщиной 25—50 м) с температурой 20—25 °С и соленостью 33,0—34,0 ‰; промежуточный, распространяющийся до глубины 200—250 м, с температурой около 10 °С и соленостью 34,3—34,5 ‰; глубинный с температурой ниже 1 °С и соленостью 34,0—34,1 ‰. В работе [124] представлено описание характеристик глубинных и донных вод. Глубинные воды располагаются в Японском море между горизонтом 500 м и слоем минимума температуры воды *in situ*. По мнению K. Suda [124], глубинные и придонные воды формируются у российских берегов в результате понижения температуры поверхностных вод моря и образования льда. M. Uda в [128] поддержал эту точку зрения. K. Suda [124] и M. Uda [128] назвали воды ниже нижней границы глубинных вод придонными водами.

По данным M. Uda [128], ниже нескольких сотен метров море заполнено водами с относительно однородными физико-химическими характеристиками. Автор [128] назвал эти воды собственными водами Японского моря; слой воды от 500 до 1000 м — глубинными водами.

Четыре водные массы на акватории моря выделил А. К. Леонов [35, 36]: восточнокитайскую, или верхний слой вод Цусимского течения, распространяющуюся до глубин 25—50 м (ее соленость изменяется от 32,0 до 35,1 ‰, а температура в первую половину года имеет значения 5—18 °С, во вторую 26—5 °С); тихоокеанскую (температура от 3—5 до 13—15 °С и соленость 34,3—34,8 ‰), нижняя граница которой находится на глубине 200 м; северную япономорскую, располагающуюся в слое от 0 до 50—75 м (ее температура меняется в течение года от −1,5 до 21 °С, а соленость от 32,5 летом до 34,2 ‰ зимой); глубинную япономорскую, располагающуюся под первыми тремя водными массами верхнего слоя (ее соленость 33,9—34,3 ‰ и температура всегда ниже 1 °С), которую автор делит на две с границей раздела на горизонте 1500 м (в качестве критерия взят минимум температуры — около 0,12—0,14 °С).

По данным М. А. Радзиховской [52] котловину моря заполняют только три водные массы: поверхностная тихоокеанская (разделена на четыре слоя), поверхностная япономорская (делится на три слоя) и глубинная япономорская. Поверхностные воды распространяются до горизонта 200 м. Детализация водных масс на слои основана на изменениях значений градиентов температуры, солености и плотности на отдельных участках профилей вертикального распределения, а также сезонных вариациях этих параметров.

H. Nitani [108] высказал мысль, что собственные воды Японского моря делятся на три слоя: глубинный, верхний придонный и нижний придонный. Граница между придонными водами располагается на горизонтах 2000—2300 м. Уточнено положение границы между глубинными и верхними придонными водами, которая, по данным [108], располагается на горизонтах 1000—1100 м. H. Nitani [108] также установил, что придонные воды в 40-е годы были более обновленными, старели к середине 60-х, а затем вновь началось их обновление. T. Gamo и Horibe [80], по небольшим изменениям параметров в собственных водах моря (1000 м и глубже), выделили две водные массы (глубинную и придонную). Граница между ними (по распределению потенциальной температуры, растворенного кислорода и кремния) прослеживается примерно на горизонте

2000 м. Они предполагают, что обновление донной воды происходит примерно за 300 лет, а формируется она в северо-западном районе моря. В работах [80, 108] представлена единая точка зрения на глубины залегания границ между отдельными структурными элементами в собственных водах Японского моря. Однако терминологическая несогласованность привела к тому, что нижняя граница глубинной водной массы располагается у разных авторов на горизонтах от 1000—1100 до 2000—2300 м.

H. Sudo [126] выделил в водах, располагающихся под главным термоклином, верхнюю часть собственных вод и глубинную водную массу. Граница между ними лежит в слое 800—1000 м. Автор представил наиболее вероятные источники образования верхней воды: северо-западный склон о. Хоккайдо, узкий район вдоль берега Приморья и западную часть моря к северу от 41° с. ш. (между 132 и 134° в. д.). По его мнению, глубинная вода, образующаяся в северной части моря (к северу от 43° с. ш.), заполняет основную часть глубоководного бассейна севернее 41° с. ш. и восточнее 134° в. д. Эти вновь образовавшиеся глубинные воды достигают придонных горизонтов примерно на параллели 40° с. в районе западнее 134° в. д. Затем T. Senjyu и H. Sudo [116, 117], по распределению гидрологических и гидрохимических параметров, заключили, что верхняя часть собственных вод Японского моря формируется процессами зимней конвекции в регионе к западу от меридиана 136° в. между параллелями 40 и 43° с. Затем эти воды перемещаются вдоль континента к западу от возвышенности Ямато. По мнению авторов [116], конечным пунктом следования верхней порции собственных вод Японского моря является котловина Ямато. K.-R. Kim и K. Kim [95], основываясь на высокоточных измерениях гидрологических и гидрохимических параметров, также подтвердили, что собственная вода Японского моря действительно состоит из нескольких отдельных водных масс.

О существовании двух водных масс (Приморского течения и глубинной япономорской) в зал. Петра Великого отмечали в своих работах Г. М. Бирюлин и др. [10], а также А. К. Леонов [35, 36]. В холодное время года воды залива по основным характеристикам мало отличаются от вод прилегающей части моря. Летом картина усложняется и авторы выделяют в заливе три подтипа вод (эстуарные, прибрежные и подповерхностные).

S. Moriyasu [104] подчеркивал, что возникновение холодных и теплых неоднородностей в поле температуры вод Цусимского течения определяется меандрированием потока. В следующей его работе [105] было отмечено, что термический контраст между юго-восточной и северо-западной частями моря наиболее ярко проявляется зимой. Вдоль оси Цусимского течения преобладающую часть года распространяются более соленые воды (34—34,5 ‰), причем соленость уменьшается при движении к северу. По T,S-кривым в море выделены четыре водные массы: поверхностная, промежуточная, собственно япономорская и опускающиеся на фронте низкосоленые воды с максимумом кислорода. J. Isoda, M. Nishihara [84], по архивным судовым наблюдениям температуры на горизонте 200 м, выделили вихревую структуру в потоках тихоокеанских вод. Наибольшая повторяемость теплых и холодных вихрей отмечена к востоку от Корейского полуострова и вдоль побережья Японских островов, что сопоставляется авторами с особенностями топографии дна моря. J. Fukuoka [76] и K. Tanioka [127] по картам изотерм и изохалин рассмотрели локализацию основных очагов теплых водных масс, которую они объясняют меандрированием Цусимского течения, связанного также с крупными особенностями рельефа дна.

T. Gamo и др. [81] показали, что в глубоководных впадинах (ниже 2—2,5 км) в последние годы происходит уменьшение толщины придонного перемешанного слоя и содержания в нем растворенного кислорода. Авторы связывают это с ослаблением процессов формирования глубинных вод в северной части моря. Raser [113] также отмечает, что с 1932 по 1995 г. в глубинных водах Японского моря (от 500 м до дна) происходило уменьшение содержания растворенного кислорода (с 6,1 до 4,9 мл/л), потенциальная температура на горизонте 2500 м с 1949 по 1995 г. увеличилась на 0,06 °C и изменилась глубина залегания слоя минимума кислорода. Все это автор связывает с хорошей вентиляцией глубинных вод ее и низким биологическим потреблением кислорода, а также слабой вентиляцией глубинных вод в настоящее время. Y.-G. Kim и др. [93], T. Gamo, Horibe [80] и H. Sudo [125], отметили заглубление слоя минимума солености начиная с 1950-х годов, в то время как верхняя граница собственных вод Японского моря не изменяла глубины своего расположения. C.-K. Lee и др. [72] отметили, что за последние 30 лет происходило потепление и осолонение вод, а также уменьшение содержания растворенного кислорода в глубинных водах (слой 500—2000 м) южной котловины Японского моря. K. Kim и др. [90] отмечают, что потепление на глубинах более 1000 м вместе со значимыми изменениями содержания кислорода, возможно, связаны с изменениями термохалинной циркуляции вод. Если раньше она захватывала глубинные и придонные воды, то в настоящее время она ограничивается средними глубинами формирования вод. По мнению авторов [90], это обусловлено современными изменениями климата.

Несмотря на большое количество работ по физической океанографии Японского моря, у исследователей до настоящего времени нет единства взглядов на механизм образования промежуточных и глубинных вод. Так, J. Fukuoka [77] связывает однородное пространственное распределение кислорода в Японском море с сильной зимней конвекцией в северной части моря. M. Yasui и др. [133] обнаружили, что осенью севернее 41° с. ш. в слое 300—800 м формируются воды с минимальным потенциальным удельным объемом. Предполагается, что они играют важную роль в обновлении глубинных

вод моря. К. Ким и др. [89] отмечают, что глубинная вода моря не является однородной, как это утверждал M. Uda [128], а состоит (согласно K. Kim и др. [88]) из промежуточной, глубинной и придонной водных масс. Основываясь на данных M. Yasui и др. [133], авторы [89] предполагают, что промежуточные воды Японского моря формируются вблизи участка склона, располагающегося южнее Владивостока.

К настоящему времени сложилось довольно устойчивое представление только о локализации районов моря со значительной конвекцией. Так, на сильную конвекцию в северной и северо-западной частях Японского моря указывали в своих работах J. Fukuoka [78], M. Wakatsuchi [130], Y. H. Seung и др. [121], М. А. Радзиховская [52], В. В. Покудов и др. [49], С. Г. Панфилова [45], M. Fukuoka J., A. Misumi [79], А. К. Леонов [35], Y.-H. Seung, J.-H. Yoon [122]; Senjyu T., H. Sudo [116], K. Kim, Chung J.-Y. [87], V. I. Ponomarev [111]. Однако М. А. Радзиховская [52] и Ю. В. Истошин [29] считают, что проникновение вод с поверхности на глубинные горизонты происходит не только за счет конвекции, но и вследствие опускания вод на периферии циклонического круговорота вод в море.

По данным М. А. Радзиховской [52], ежегодно обновляется почти вся глубинная вода. В. В. Покудов и др. [49] полагают, что конвекция в северо-западной части моря проникает до 2000—3000 м. Согласно Ю. В. Истошину [29], конвекция в Японском море достигает горизонтов 1000—2000 м и более. Y. H. Seung и др. [121] для одного из холодных годов представили данные о проникновении конвекции до 1000—1100 м. Район с максимальными значениями зимней конвекции они определили у берегов России. А. К. Леонов [35] утверждает, что в северной и западной частях Японского моря вертикальная циркуляция доходит до дна, а полная вентиляция водной толщи происходит за 2—3 года (при благоприятных условиях — ежегодно). В то же время K. Suda [124] говорит о полном обмене вод в течение 50 лет. На основе изотопного анализа C-14 T. Gamo, Y. Horibe [80] пришли к выводу, что глубинные воды формируются в северо-западной части моря и их полный обмен происходит в течение 300 лет. Как следует из работы С. Г. Панфиловой [45], существенная роль в термическом режиме северной и северо-западной частей моря принадлежит теплообмену между морем и атмосферой. Поэтому зимой южнее зал. Петра Великого под действием муссона поверхностные воды сильно охлаждаются и создаются благоприятные условия для конвективного перемешивания до 2000—3000 м. По мнению J. Fukuoka, A. Misumi [79], зимой в северной части Японского моря значительного развития достигают нисходящие движения вод, что способствует выравниванию по вертикали океанографических характеристик. Они предполагают, что опускание вод в северной части Японского моря имеет перемежающийся характер и происходит в результате резкого понижения температуры воздуха, а также возрастания скорости ветра в прибрежных районах моря.

V. I. Ponomarev, A. N. Salyuk [112] отмечают, что вентиляция глубинных слоев моря может происходить только в суровые зимы в отдельных регионах северо-западной части моря у крутых участков континентального склона. Слой низкой солености (900—1700 м) формируется в антициклонических вихрях над поднятиями севернее полярного фронта. Ю. И. Зуенко [26, 27] также отмечает, что зимой в прибрежных районах моря конвективный слой с низкой соленостью (вертикальная протяженность около 100 м) охлаждается до более низкой температуры, чем нижележащие более соленые воды. Весной на этой акватории образуется холодный промежуточный слой (ХПС), горизонтальные размеры которого быстро уменьшаются. На большую роль конвекции у берегов России, влияющей на режим моря, указывали также Y.-H. Seung, J.-H. Yoon [122], а также T. Senjyu, H. Sudo [117]. С этим же связывают K. Kim, Chung J.-Y. [87] низкую соленость и высокое содержание кислорода в промежуточных водах (между горизонтами 200 и 1000 м). T. Senjyu и др. [118] пришли к выводу, что собственные глубинные воды Японского моря формируются в зимнее время глубокой конвекцией в районе к югу от зал. Петра Великого. Этот процесс авторы, по аналогии с P. D. Killworth [86] и J.-C. Gascard [82] для Средиземного и Лабрадорского морей, связывают с эффектом «трубы» в районе к югу от Владивостока. K. Kim и др. [91] на основании сходства T,S-характеристик в западной и южной частях моря сделали вывод, что западная часть котловины моря является источником промежуточных вод. В качестве аргумента, свидетельствующего об уменьшении проникновения конвекции на большие глубины за последние 25 лет, K. Kim и др. [88] приводят изменения в структуре профилей температуры и растворенного кислорода.

А. С. Васильев и В. П. Макашин [14] показали, что вентиляция верхнего километрового слоя вод осуществляется процессами, обусловленными прямым воздействием атмосферы на поверхность моря. Придонный слой (глубже 2000 м) периодически подпитывается шельфовыми водами, сползающими по континентальному склону Приморья. Примерно такие же результаты получили Y. Noh и др. [109]. Моделируя конвекцию в море при различных значениях теплообмена с атмосферой, авторы [109] получили значительно различающиеся значения глубины ее проникновения: от 700 до 1500 м. В работе [114] утверждается, что «вентиляция в зимний период 1994-95 г. была не глубже 150 м». V. Luchin и др. [99] приходят к выводу, что интенсивная зимняя конвекция в Японском море не распространяется глубже 200—300 м. В таком случае остается открытым вопрос о механизме и месте формирования промежуточных и глубинных вод Японского моря. В этом отношении интересную мысль высказал O. Ryabov [115]. Он полагает, что глубинные воды образуются в процессе уплотнения при смешении вод различного происхождения во фронтальной зоне (в месте встречи холодных и пресных вод с солеными и теплыми). Здесь соленые воды теряют теп-

ло, погружаются и формируются промежуточные и глубинные воды. Автор считает, что образование промежуточных вод в основном происходит в районе плато, располагающегося на 38—39° с. ш. и 132° в. д., а также эпизодически южнее зал. Петра Великого. M. Danchenkov и D. Aubrey [74] также полагают, что у собственных вод западной части моря соленость слишком низкая для формирования глубинных вод. Поэтому необходим вклад соленых вод Цусимского течения. К наиболее вероятному району формирования глубинных вод авторы [74] относят область меандра Цусимского течения (между 43 и 45° с. ш.).

M. Yasui и др. [133] первыми провели статистический T,Cl-анализ данных океанографических наблюдений для района к югу от параллели 45° с. Были использованы данные более 4000 станций, выполненных с 1924 по 1967 г. В верхнем слое вод интервалы для температуры и солености составляли 1,0 °С и 0,1 ‰, а в слое вод с температурой ниже 1,0 °С—0,05 °С и 0,02 ‰. Имеющиеся данные были осреднены в одноградусных трапециях. Расчеты выполнены для горизонтов 0, 50, 100, 200, 400, 600, 1000 и 2000 м. По мнению авторов [133], горизонт 50 м отражает характеристики первого термоклина, горизонт 100 м характеризует воды цусимского течения, горизонт 200 м дает представление о втором термоклине, на 400 м располагается глубинный минимум хлорности, на 600 м — минимум кислорода, а на 1000 м — минимум температуры *in situ*. Представлены также поля температуры и хлорности на горизонтах 0, 100, 400 и 2000 м. M. Yasui и др. [133] выполнили также объемный T,Cl-анализ и показали, что в диапазон температур от 0 до 1 °С и хлорности от 18,8 до 18,9 ‰ попадают 84 % вод моря. Это собственные воды Японского моря (согласно [128]). Выделены также моды, соответствующие водам Цусимского течения (температура 8—17 °С, хлорность 18,9—19,2 ‰) и поверхностных вод летом (температура 17—20 °С и хлорность 18,4—18,8 ‰). Авторы утверждают, что осенью севернее 41° с. ш. на глубине 300—800 м формируются воды с минимальным потенциальным удельным объемом. Высказано также предположение, что они играют важную роль в обновлении глубинных вод моря.

H. Minami и др. [101] привели средние значения температуры, солености и растворенного кислорода отдельно для летнего и зимнего сезонов по квадратам 1 × 1° за 20 лет. Построенные карты горизонтального распределения этих характеристик для горизонтов 0, 100 и 200 м показали, что зимой максимальные значения солености и растворенного кислорода наблюдаются на поверхности. Летом структура полей меняется. Максимальные значения солености и растворенного кислорода отмечены на горизонте 100 м, а минимальные на поверхности. Г. И. Юрасов [70], по данным российских экспедиционных исследований, рассмотрел термохалинную структуру и динамику вод Японского моря, а также провел районирование акватории моря. Затем Ю. И. Зуенко и Г. И. Юрасов [25], используя данные сезонных океанографических съемок, выделили методом статистического термохалинного анализа в северо-западной части Японского моря водные массы, районы их распространения и оценили сезонную изменчивость вертикальной и горизонтальной структур вод. Рассмотрели механизмы формирования различных водных масс.

R. L. Koipack [98], анализируя T,S-соотношения для вод Японского моря за 1968—1978 гг., показал, что преобладающая часть вод, поступающих в море через Цусимский пролив, выходит через Сангарский пролив. В центральном районе моря существует фронтальная зона с преобладанием меандров и вихрей. Некоторые вихри с высокими температурой и соленостью движутся на север до тех пор, пока под действием перемешивания по характеристикам не сравняются с водами района, что обычно завершается в пределах 100—150 км от фронта. Автор [98] предполагает, что вариации фронтальной зоны определяются интенсивностью потока Куросио и рельефом дна Японского моря.

Фронты Японского моря характеризуются сильно выраженной сезонной изменчивостью. В летнее время, как следует из работы Ю. В. Истошина [29], на поверхности моря резко выраженного термического фронта не наблюдается. В холодное время года он проявляется относительно хорошо, а начиная с горизонта 25 м прослеживается круглый год. Более детально положение фронтов исследовали И. А. Жабин и Г. И. Юрасов [23] на основе анализа спутниковых ИК-изображений. Они рассмотрели пространственное распределение и сезонную изменчивость поверхностных термических фронтов, выделили фронтальные зоны Цусимского и Приморского течений, фронты апвеллинга у южного побережья Приморья и прибрежный стоковый фронт в районе зал. Петра Великого.

Исследованиям апвеллинга у северо-западных берегов Японского моря посвящена работа И. А. Жабина и др. [24]. Они показали, что у северных берегов Приморья апвеллинг может развиваться с апреля по июль и в октябре. У берегов южной части Приморья благоприятные для него ветровые условия наблюдаются большую часть года, за исключением августа и ноября.

M. Uda [128] связывал суточные вариации температуры воды на подповерхностных горизонтах (до 2,6—3,6 °С) с вертикальными смещениями слоев воды. Он отмечал, что в прибрежных водах внутренние волны совпадают с фазами приливов. Автор также выделил значительные пространственные перепады температуры воды (до 3—5 °С на 10 миль на горизонтах 25 и 50 м) в зоне фронта между водами Цусимского течения и япономорскими водами. У берегов северной Кореи он отмечал чередование теплых и холодных вод и связал это с вихревой структурой течений. M. Uda также отмечает, что вертикальное распределение температуры в холодных и теплых водных массах Японского моря имеет неодинаковый характер только до глубины 150 м, а затем различия сглаживаются.

Термический режим южной и восточной частей моря, по мнению С. Г. Панфиловой [45], определяется циркуляцией вод, а северной и северо-западной — теплообменом между морем и атмосферой. Толщу вод моря Панфилова делит на два слоя (по наличию сезонных колебаний). Граница раздела между слоями располагается в северной и северо-западной частях моря на глубине 100—150 м, а в южной и восточной — на 200—250 м. В поверхностных водах максимум температуры выделен в августе, а минимум — с января по март. Ю. В. Истошин [29] также отмечает, что внутригодовые колебания температуры наблюдаются до 250 м, а начиная с 500 м колебания температуры воды в Японском море отсутствуют. Повышенные значения температуры над материковым склоном, прослеживающиеся до горизонта 1000 м, он связывает с нисходящими движениями вод на периферии циклонической циркуляции вод моря. Максимальный прогрев поверхностных вод выделен Истошиным в августе, а наибольшее охлаждение — в марте. С глубиной отмечается запаздывание наступления экстремумов. Ю. В. Истошин [29] выполнил классификацию термического режима моря по типам теплых и холодных лет (по отклонениям от нормы). K. Naganuma [106] представил обзор данных по сезонной изменчивости структуры вод. Он также выделил 6-летние периоды в флуктуациях океанографических параметров.

Согласно С. Г. Панфиловой [46], сезонные изменения солености в Японском море наблюдаются в основном в верхнем 50—150-метровом слое. Размах сезонных колебаний в поверхностном слое составляет в центре моря около 0,5 ‰, а у берегов он возрастает до 2—4 ‰. На глубине 200 м сезонные колебания уменьшаются до 0,1—0,5 ‰, а на горизонте 750 м не превышают 0,05—0,10 ‰.

В. В. Покудов [48], по данным за 1965—1970 гг., рассмотрел межгодовую изменчивость переноса воды и тепла в летнее время на разрезе через Корейский пролив. Он отметил, что интенсификация течений южной части Японского моря происходит одновременно. Баланс переноса вод и тепла через Корейский пролив всегда положительный. T. Miita, S. Tawara [100] по регулярным наблюдениям на разрезе через восточную часть Цусимского пролива за 1919—1979 гг. выделили колебания с периодами 6—8 лет и отметили их возможную связь с крупномасштабной циркуляцией вод северной части Тихого океана.

По мнению Г. И. Юрасова [69], основные факторы, определяющие изменчивость температуры воды от сезона к сезону, — это динамика вод и теплообмен между морем и атмосферой. Юрасов установил, что максимальная глубина проникновения сезонных колебаний температуры не превышает 300 м, а горизонт отсутствия как сезонных, так и пространственных изменений располагается на глубине 500 м. И. Д. Ростов и др. [54] также утверждают, что вариации синоптических условий представляют собой наиболее мощный фактор при формировании среднемасштабных особенностей вертикального распределения температуры. Авторы [54] отмечают, что эволюция профиля температуры внутри естественного синоптического периода сопровождается трансформацией более мелких деталей структуры, а значительные колебания температуры в суточном ходе на различных горизонтах в верхнем слое моря могут наблюдаться как в результате взаимодействия с атмосферой, так и в силу внутренних особенностей стратифицированного потока. Рассматривая аномалии температуры воды зимой 1963 г. на горизонтах 0, 50, 100 и 200 м. K. Kitani и M. Uda [97] получили, что колебания температуры на горизонте 50 м связаны с изменением переноса вод Цусимским течением, а максимальные аномалии температуры воды на горизонте 200 м приурочены к зоне полярного фронта.

Большой вклад адвекции вод и тепла в сезонную изменчивость температуры воды северной части моря отмечают В. В. Покудов и Н. А. Власов [50]. За счет этого температура воды на шельфе о. Сахалин зимой на 1,0—1,5 °С выше, чем у берегов Приморья. Межгодовые колебания средних годовых температур в северной части моря, которые достигают 2 °С, авторы также связывают с изменчивостью интенсивности адвекции вод из глубоководных районов моря. Т. Т. Винокурова и В. И. Рачков [16] также отразили большое влияние на формирование аномалий температуры воды в прибрежных водах Приморья за счет адвективных факторов. По их данным, наибольший вклад в изменчивость термических условий этого района вносят колебания с периодичностью 2—3 года, 1 год и 6—7, 2—4 и 1 месяц.

По данным В. И. Рачкова [53], для шельфа северной части Японского моря наиболее отчетливо сезонная изменчивость прослеживается в поверхностных водах. В придонном слое весной преобладающая часть шельфа занята водами с отрицательной температурой, летом воды с отрицательной температурой отмечались только в мористой части района, а осенью их присутствие не обнаружено. Рачков предполагает, что периодическое появление холодных вод обусловлено адвекцией вод из Татарского пролива. K. Nakamura [107], по наблюдениям с 1964 по 1988 гг., исследовал изменчивость температуры воды в южной части Японского моря на поверхности и на глубине 100 м. Обнаружено наличие как короткопериодной, так и долгопериодной составляющих изменчивости в поверхностных водах. Для горизонта 100 м более характерна долгопериодная изменчивость температуры. После 1977 г. на горизонте 100 м наблюдалось понижение температуры. В [107] описана тесная связь между температурой поверхности в южной части Японского моря и дальневосточным зональным индексом атмосферной циркуляции, а также с температурой поверхности восточного сектора экваториальной части Тихого океана.

Для северной части Татарского пролива А. Т. Погодин и Т. А. Шатилина [47] отметили запаздывание гидрологических сезонов (весны, лета и осени) и сокращение осеннего сезона до 1,5—2 мес. По данным [47], зима длится с декабря до середины—конца апреля. Летом почти на всей исследуемой акватории формируется 2-слойная термическая структура вод с хорошо развитым холодным подповерхностным слоем. Сезонные и межгодовые изменения температуры воды ниже термоклина авторы [47] связывают не только с интенсивностью солнечного прогрева поверхностных вод, но и с вариациями адвекции вод Цусимского течения. Г. М. Бирюлин и др. [10] отмечают, что сезонные изменения температуры воды в зал. Петра Великого охватывает слой 30—35 м, а ниже глубины 50—55 м они почти не заметны.

V. I. Ponomarev, A. N. Salyuk [112] обнаружили во всех слоях моря два периода потепления (в середине 1940-х и в начале 1980-х), которые они связывают с «климатическими сдвигами». С 95 %-ной вероятностью авторами выделен положительный тренд температуры в верхней части собственных вод моря за весь период обобщения данных (1925—1995 гг.). Подобный тренд незначим в южной части моря только для глубин более 1250 м, а в северной части — для глубин более 1750 м.

Межгодовые колебания температуры воды и растворенного кислорода в глубинном слое вод между горизонтами 500 и 2000 м выявил S. Minobe [102]. По его данным, температура воды снижалась до конца 1940-х годов, а затем возрастала. Эти вариации автор связывает с зимним потеплением атмосферы над Японским морем и центральным сектором северной части Тихого океана. V. P. Pavlychev, A. I. Teterin [110] за период 1973—1985 гг. для марта выявили в зал. Петра Великого 6-летнюю периодичность межгодовых вариаций площади акватории, заполненной переохлажденными водами. Эти вариации авторы связывают с изменениями интенсивности северо-западных и северных ветров зимой. Y. Zuenko [134] для северо-западной части Японского моря выделил внутригодовые колебания температуры поверхностных и подповерхностных вод с периодами 2, 4—5, 6—7, 11 мес, а также межгодовые (для слоя вод между сезонным термоклином и горизонтом 200 м) с периодами 8—11 лет. В [134] выполнена также классификация лет с 1959 по 1991 г. по типу холодных, нормальных и теплых.

Данные экспедиций CREAMS, которые представили K.-R. Kim и др. [96], показали более четко, чем ранее наблюдали T. Gamo и др. [81], что в глубинных водах Японского моря за последние 25 лет существуют непрерывные изменения, к основным из которых можно отнести следующие: рост потенциальной температуры глубинных вод свыше 0,1 °С, заглубление слоя минимума кислорода с 1000 м в конце 1960-х гг. до 1500 м и ниже в 1994 г., уменьшение толщины слоя придонных вод и содержания в нем растворенного кислорода.

В. П. Павлычев и др. [44] по данным за март в слое 0—50 и 0—200 м на стандартном разрезе от пос. Антоново (юго-западное побережье Сахалина) получили межгодовые колебания температуры воды с периодами 2,5 и 5 лет. Эту изменчивость авторы связывают с колебаниями интенсивности ветви Цусимского течения. Е. Н. Уранов [58] в межгодовых колебаниях средней годовой температуры воды в слое 0—200 м на этом разрезе выделил периоды 3,5; 8; 13 и 21 год. Для северной периферии поверхностных вод Цусимского течения С. М. Климов [31] выделил доминирующие периоды колебаний температуры около 2 лет и 5—6 лет.

16. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для анализа пространственно-временной изменчивости гидрологических параметров вод и выделения водных масс на акватории Японского моря были использованы данные глубоководных океанографических станций, основная часть которых заимствована из исторических океанографических массивов, имеющихся во ВНИИГМИ—МЦД. Предварительно представленные массивы данных были проверены и дополнены. Так как данные были взяты из различных источников, в обобщенном массиве имелось большое количество дублей и станций с недостоверной информацией. После их исключения в результирующем массиве осталось около 140 тыс. станций с 1900 по 2000 г.

Использованные нами данные наблюдений получены организациями России, Японии, КНДР, Кореи и США. Значительная часть океанографических данных представлена учреждениями России (Росгидромета, рыбохозяйственными организациями ТИНРО и ТУРНИФ, Академии наук, Гидрографической службы ТОФ).

Первоначально вся имеющаяся информация была сгруппирована по месяцам. Степень пространственной освещенности отдельных месяцев данными океанографических наблюдений представлена на рис. 16.1—16.2, из которых следует, что Японское море (по сравнению с другими дальневосточными морями, прилегающими к берегам России) сравнительно хорошо и равномерно охвачено наблюдениями во все сезоны.

Распределение количества регистраций температуры и солености по месяцам на различных глубинах моря представлено в табл. 16.1. Видно, что количество наблюдений солености существенно меньше (примерно на 30 %), чем регистраций температуры воды. Более того, как следует из таблицы, максимальное число океанографических наблюдений в Японском море произведено в теплый

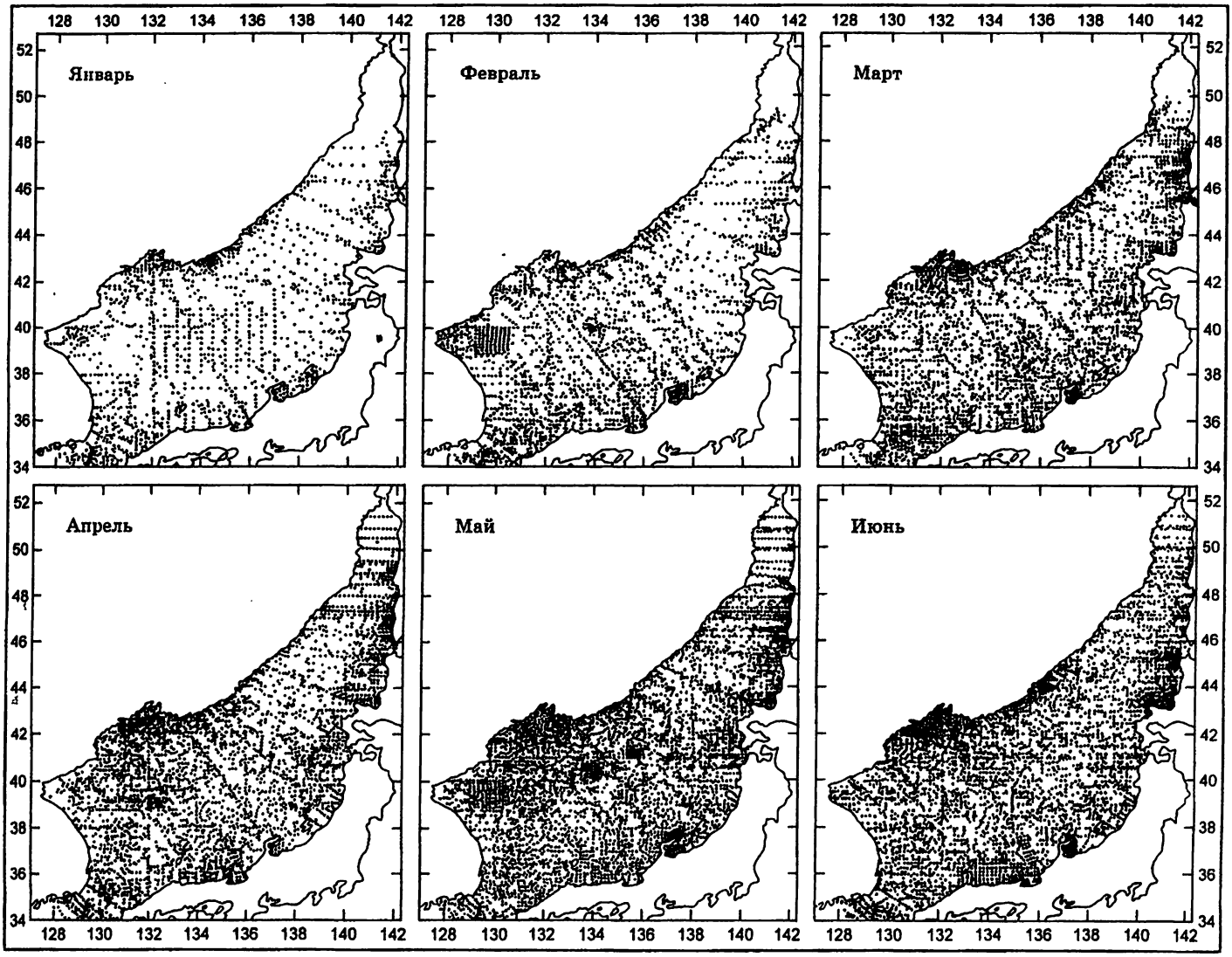


Рис. 16.1. Распределение глубоководных океанографических станций, выполненных в Японском море с января по июнь

сезон года (с апреля по октябрь). В зимние месяцы количество информации примерно в 2—3 раза меньше, чем летом. Аналогичная ситуация с распределением информации по глубине. Так, на горизонте 200 м ее в два с лишним раза меньше, чем на поверхности, на 500 м — уже в 6—7 раз, а на горизонте 2000 м ее меньше примерно на два порядка.

К настоящему времени на акватории Японского моря организации России выполнили более двух тысяч многосерийных глубоководных гидрологических станций в фиксированных точках. Продолжительность непрерывных работ в конкретных пунктах была различной. Дискретность регистраций гидрологических параметров в точках наблюдений также варьировала (на 40 % — 3 ч, на 35 % — 2 ч, на 15 % — 4—6 ч). Существенным недостатком является то, что преобладающая часть наблюдений относится к прибрежным районам моря. Причина этого заключается главным образом в конкретных задачах исследований (проектирование и строительство портовых сооружений, обеспечение безопасности мореплавания и работы по освоению шельфовых акваторий).

Только в последнее десятилетие многосерийные наблюдения были выполнены в глубоководной части моря, что позволяет рассмотреть изменчивость океанологических параметров вдали от шельфовых (сложных в динамическом отношении) акваторий. Эта работа была выполнена в рамках проекта «Моря» в 1990—1991 гг. на экспедиционных судах ДВНИГМИ. На рис. 16.3 представлено расположение двухсуточных океанографических станций с регистрациями температуры и солености в слое 0—500 м. В каждой точке с дискретностью 2 ч было выполнено по 25 станций. Различия в координатах отдельных станций, как правило, не превышали 2—5 миль. Как видно из этого рисунка, многосерийные гидрологические станции сравнительно равномерно распределены в глубоководной части Японского моря. Наблюдения освещают гидрологическое состояние моря как во время максимального охлаждения деятельного слоя вод, так и в теплый период года. Помимо температуры и солености на станциях определялись растворенный кислород и pH.

В работе использованы также данные специальных наблюдений в Японском море в августе 1993 г.

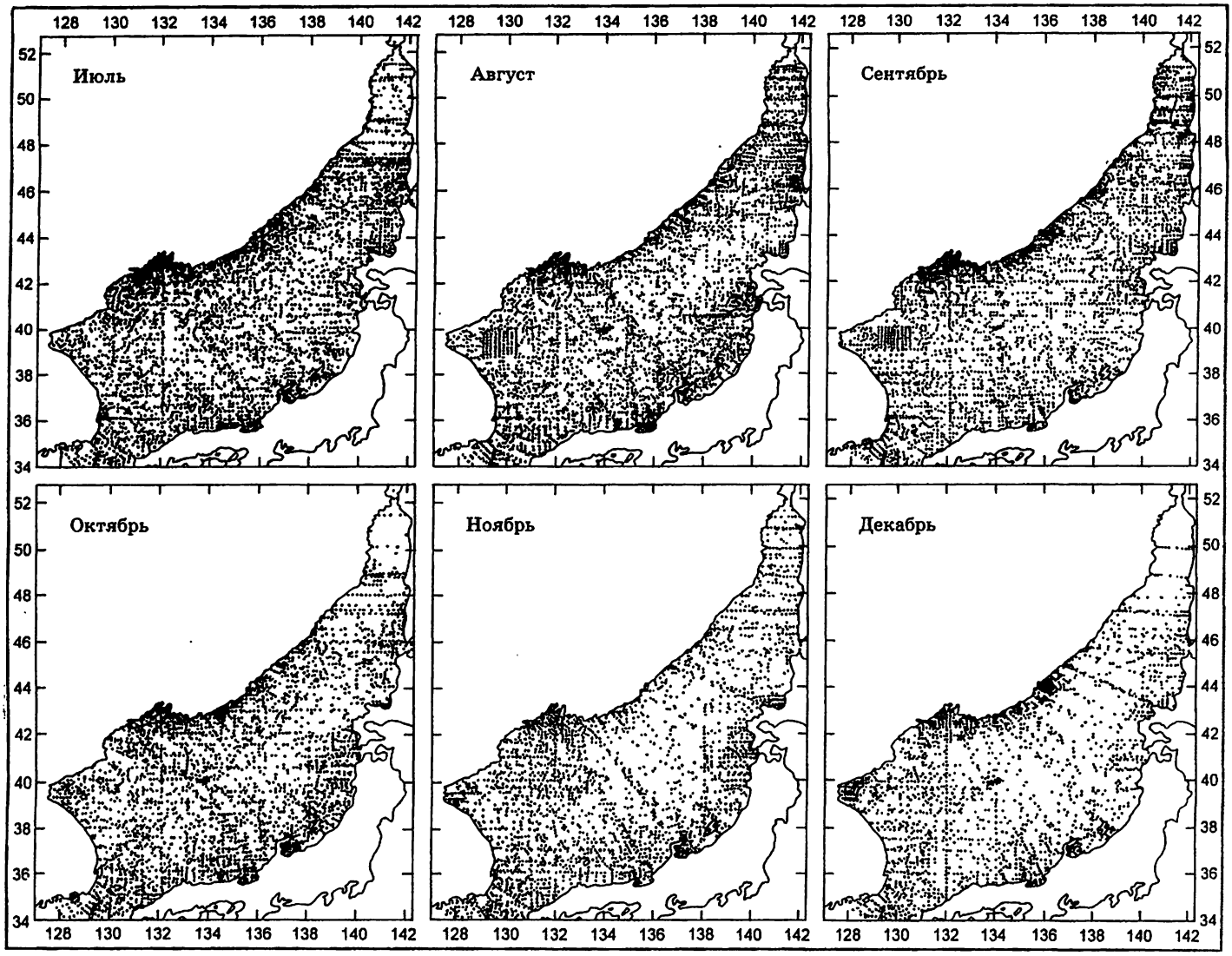


Рис. 16.2. Распределение глубоководных океанографических станций, выполненных в Японском море с июля по декабрь

Таблица 16.1

Количество наблюдений за температурой воды (числитель) и соленостью (знаменатель) в Японском море

Горизонт, м	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
0	3905	6558	9241	12895	16197	15439	15770	16861	12960	13289	9530	7355	140000
	2440	4652	6637	8346	8514	8646	7668	13783	10068	11013	5718	5213	92698
50	3313	5548	8565	10891	13134	11509	11081	12253	8804	9586	7422	6244	108350
	2436	4461	6445	7682	7767	7545	6466	10177	6938	8218	4937	4619	77691
100	2639	4550	6958	8861	10352	8617	8387	9125	6463	7523	5805	4796	84076
	1863	3587	5161	6181	6145	5725	5127	7583	5281	6430	3826	3472	60381
200	1722	3219	5232	6665	7777	6217	6282	6489	4755	5476	4092	3251	61177
	1218	2445	3879	4574	4487	3860	3811	5349	3845	4597	2542	2329	42936
500	791	1474	2349	3005	3223	1855	1990	2113	1480	1927	1529	1321	23057
	626	1243	2046	2318	2060	1276	1672	2008	1380	1745	1051	1110	18535
1000	469	554	1073	1491	1069	582	763	655	445	615	639	569	8924
	449	497	1034	1404	900	513	648	627	428	580	548	557	8185
2000	68	96	123	246	168	140	216	188	132	123	96	94	1690
	66	92	109	207	135	129	200	185	129	121	80	89	1542
3000	10	23	31	51	35	26	69	58	29	37	9	17	395
	1	22	26	43	27	21	62	56	29	36	9	16	348

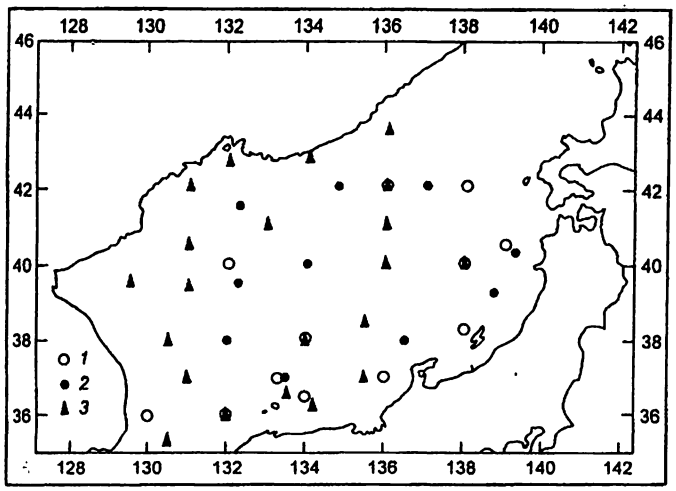


Рис. 16.3. Расположение двухсуточных океанографических станций

1 — июль—октябрь 1990 г., *2* — март—апрель 1990 г., *3* — март—апрель 1991 г.

На дрейфовых океанографических станциях помимо стандартных измерений гидрологических характеристик проведены наблюдения за короткопериодными колебаниями температуры воды в слое сезонного термоклина на фиксированных горизонтах зондом «SBE-25» с временно́й дискретностью 1 с. Общее количество этих станций равно 50 (рис. 16.4). Продолжительность рядов наблюдений короткопериодной изменчивости температуры воды изменялась от 6 до 135 мин. Глубина погружения прибора на конкретной станции выбиралась по предварительным результатам стандартных океанографических наблюдений. Основным условием для производства специальных наблюдений было предварительное выделение слоя с максимальными градиентами температуры воды. Поэтому горизонт специальных наблюдений изменялся от станции к станции от 21 до 70 м. Глубина погружения зонда на этих станциях измерялась с точностью

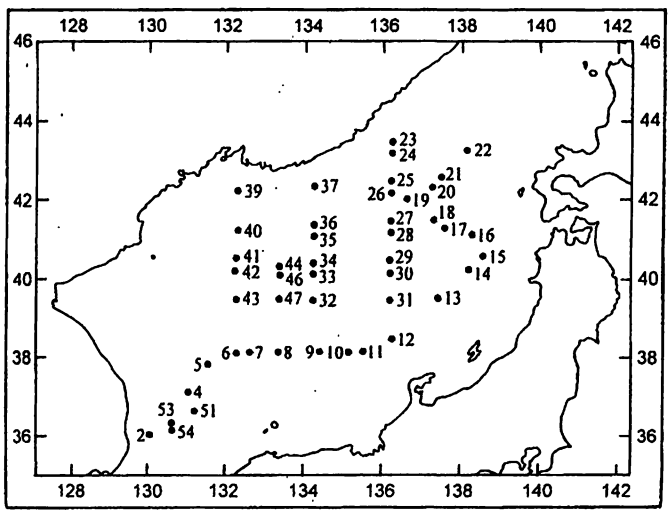


Рис. 16.4. Схема расположения станций с регистрациями короткопериодных колебаний температуры воды в сезонном термоклине Японского моря в августе 1993 г.

до сотых долей метра, а температура воды с точностью до тысячных долей градуса. Дополнительно, помимо этих специальных океанографических наблюдений, были использованы метеорологические наблюдения, которые проводились в основные синоптические сроки через каждые 6 ч. Метеорологические характеристики температура воздуха, температура воды на поверхности моря, атмосферное давление на уровне моря, скорость ветра, высота волн измерялись с точностью до десятых долей градуса, гектопаскаля, метра в секунду и метра соответственно.

В июле 1994 г. работа по регистрации короткопериодной изменчивости параметров вод Японского моря была продолжена, выполнено 27 станций с многоразовыми зондированиями слоя 0—100 м зондом «SBE-25» (рис. 16.5). Технология проведения этих наблюдений заключалась в следующем. В течение первой минуты работы зонд с равномерной скоростью опускался на глубину 100 м, а в течение второй минуты поднимался к поверхности. Эти движения зонда вверх и вниз продолжались в течение всего времени работы на стандартной океанографической станции. Таким образом, в результате на каждой станции были получены по две пары временны́х рядов (при опусканиях и подъемах зонда), состоящие из зондирований слоя 0—100 м с дискретностью 2 мин.

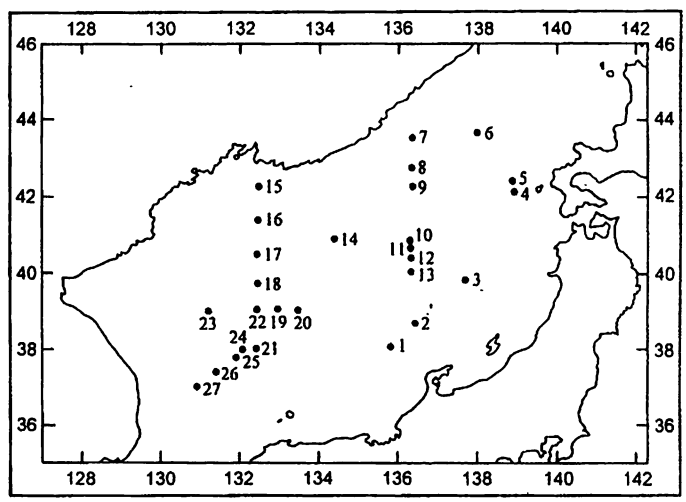


Рис. 16.5. Станции, регистрирующие короткопериодные колебания температуры воды. Июль 1994 г.

Для исследования межгодовой изменчивости термических условий Японского моря были сформированы выборки, включающие всю доступную информацию о распределении температуры воды на горизонте 100 м в феврале и марте (это месяцы завершения конвективного охлаждения деятельного слоя вод). В качестве исходной информации для расчетов использована комбинация ежегодных аномалий температуры воды отдельно для февраля и марта на горизонте 100 м в квадратах со сторонами 2° по широте и долготе.

17. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе для исследования пространственно-временной структуры гидрологических параметров и выделения водных масс Японского моря использованы результаты поквадратной обработки всех имеющихся исходных исторических данных глубоководных океанографических наблюдений. Пространственный масштаб обобщения информации равнялся 1° широты и долготы, а временной — 1 мес. Вначале проводилась процедура исключения дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем отбраковывались недостоверные значения характеристик с применением статистических методов. Приведение данных к стандартным горизонтам осуществлялось посредством линейной интерполяции.

При расчетах средних многолетних значений во всех квадратах и на всех стандартных горизонтах для нормирования вклада суточных многосерийных станций выполнялась следующая операция. Вначале в каждом квадрате проводилось осреднение всех данных за конкретные сутки. Полученное осредненное значение в дальнейших расчетах климатических величин принималось с единичным вкладом. Эта процедура направлена на устранение влияния неравномерности вкладов за отдельные годы, что особенно важно для квадратов и горизонтов наблюдений с немногочисленным количеством исходных данных.

Деятельный слой моря идентифицировался как слой воды, в котором достоверно выделяются сезонные колебания океанографических параметров. Оценка достоверности сезонных вариаций температуры и солености воды на различных горизонтах была проведена двумя методами. В основу первого (визуального) положен анализ изменчивости средних многолетних профилей вертикального распределения от месяца к месяцу. Нижней границей деятельного слоя в этом случае считался горизонт, на котором ежемесячные профили становились неотличимы друг от друга. Второй подход основывается на статистических расчетах. Для его реализации вначале вся имеющаяся океанографическая информация была разделена по месяцам. Затем для каждого месяца в квадратах 1 × 1° на всех стандартных горизонтах были рассчитаны средние значения и их стандартные отклонения.

Однако выборочные оценки параметров морской воды (например, $\overline{X}_i$ и $\overline{X}_j$) могут содержать ошибки. Проблема учета возможных ошибок наиболее актуальна при малых рядах выборок. Значение ошибки можно в первом приближении оценить по соотношению [22, 32]:

$$\pm\Delta = t\frac{\sigma}{\sqrt{n-1}},$$

где t — коэффициент доверия, который берется, например, из таблиц распределения Стьюдента по заданной доверительной вероятности; σ — среднее квадратическое отклонение конкретного ряда; n — его длина.

Выборочные средние будут различимы, если их доверительные интервалы не пересекаются. Это будет справедливо при выполнении следующего соотношения [22]:

$$\overline{X}_i - \overline{X}_j > t_i\frac{\sigma_i}{\sqrt{n_i-1}} + t_i\frac{\sigma_j}{\sqrt{n_j-1}}.$$

Размах сезонных колебаний определялся как разность между максимальными и минимальными средними месячными значениями характеристик в квадратах на стандартных горизонтах. Если размах сезонных колебаний характеристик был больше, чем сумма ошибок для месяцев с экстремальными значениями, то он считался достоверным.

В верхнем квазиоднородном слое (ВКС) — слое воды с относительно однородным распределением температуры по вертикали — были рассчитаны параметры ВКС (глубина нижней границы, средняя температура и соленость слоя, стандартные отклонения). Расчеты проведены для квадратов 1 × 1°. Для каждой океанографической станции было реализовано несколько вариантов определения нижней границы верхнего квазиоднородного слоя: 1) температура в ВКС отличалась не более чем на 10 % от температуры поверхности моря [59]; 2) для весенних месяцев, когда начинается прогрев поверхностных вод, в качестве критерия использовались значения температуры воды не только на поверхности, но и на горизонтах 10, 20 и 30 м.

На последнем этапе были рассчитаны средние многолетние значения всех параметров ВКС и их стандартные отклонения.

Анализ результатов двухсуточных наблюдений на станциях основывался на построенных профилях вертикальных распределений характеристик, на графиках их временны́х изменений, а также на статистических расчетах. Все это позволило оценить меру трансформации профилей вертикального распределения, выявить временны́е масштабы колебаний, определить связность изменений характеристик вод рассматриваемой толщи от горизонта к горизонту.

Для обработки данных специальных наблюдений короткопериодной изменчивости температуры воды в работе использованы также статистические методы. Обрабатывались ряды, состоящие из временны́х колебаний температуры воды и временны́х вариаций глубины погружения зонда, на которой измерялась температура воды. Статистическая обработка проводилась программным комплексом «Мезозавр» (система анализа временны́х рядов), который выполняет большой класс операций (рассчитывает взаимную корреляционную функцию, дисперсию ряда, среднее значение, медиану, спектр, периодограмму). В этой программе есть также модель скользящего осреднения данных.

Операции при обработке данных специальных наблюдений осуществлялись в определенной последовательности. В исходных рядах наблюдений присутствуют нарушения, не связанные с временной изменчивостью температуры воды (влияние волнения моря, изменение глубины погружения прибора, зависящей от скорости дрейфа судна, а также, возможно, пересечение вихревых образований). Поэтому вначале с помощью уравнения регрессии из рядов температуры воды исключалось влияние колебаний глубины погружения зонда. Затем с помощью модели скользящего среднего убиралось влияние волнения. При сглаживании ширина окна принималась равной 15. Число 15 было выбрано как оптимальное, исходя из данных о периодах ветрового волнения и зыби. Анализ метеорологических данных показал, что периоды ветрового волнения, как правило, составляют 2—5 с, а зыби — 4—9 с. Взаимное влияние рассматриваемых волн друг на друга может проявляться на периодах, получаемых из формулы А. И. Дуванина [21]

$$T = NT_з,$$

где $N = T_з/(T_з - T_{в.в})$; $T_з$ — период зыби, а $T_{в.в}$ — период ветрового волнения.

Сглаженный ряд температуры воды после исключения влияния колебаний глубины погружения прибора и волнения подвергался дальнейшему последовательному сглаживанию с помощью модели скользящего среднего. Период осреднения постепенно увеличивался согласно графикам предыдущего сглаживания рядов температуры воды. После каждого сглаживания в ряде остатков определялся спектр или периодограмма. По графикам и табличным значениям спектра или периодограммы определялись периоды колебаний температуры воды, соответствующие ярко выраженным пикам. Из графиков остатков находился также размах колебаний температуры воды соответствующего периода.

Оценка доверительных интервалов спектра выполнялась по следующей схеме. В программе сглаживание спектров производится при помощи фильтра Парзена. Для этого случая число степеней свободы определяется по формуле

$$\nu = 3{,}71N/m,$$

где N — число членов ряда, m — число задаваемых значений спектра.

Доверительные интервалы для спектральных плотностей определяются на основе гипотезы о χ^2-распределении их сглаженных оценок. Зная число ν и задавая уровень значимости β (т. е. доверительный интервал в процентах), можно определить множители $\nu/\chi^2/(1 - \gamma/2)$ и $\nu/\chi^2/(\gamma/2)$. Нижняя и верхняя границы доверительного интервала находятся умножением оценки спектральной плотности $S(w)$ [22] на эти множители. Если основание спектрального максимума выходит за нижнюю границу доверительного интервала, то полагается, что максимум значимый.

Для анализа водных масс привлечен метод T,S-кривых, предложенный еще Б. Гелланд-Гансеном [83]. Для Японского моря характерно большое разнообразие форм T,S-кривых. Это обстоятельство, а также незначительные пространственные градиенты температуры и солености в подповерхностных и глубинных водах, как следует из [35, 45, 46, 52, 69, 97, 108, 124, 125, 128], затрудняют использование метода в качестве основного для анализа климатических данных. Поэтому в работе использован также статистический T,S-анализ, предложенный Монтгомери [103]. Данный метод, получивший довольно широкое распространение при исследовании структуры вод различных частей Мирового океана [1—3, 19, 20, 43, 73, 132], детально описан в [39].

Суть метода заключается в следующем: T,S-плоскость разбивается прямоугольной сеткой на клетки, в каждую из которых заносится определенное значение термохалинного соотношения вод моря. Это может быть часть объема вод (термохалинные индексы которых лежат в элементарных диапазонах), повторяемость наблюдений за температурой и соленостью, часть общей площади бассейна с температурой и соленостью, попадающей в отдельные клетки, и т. д. Оконтуривая на T,S-диаграммах локальные области высокой повторяемости (кластеры), мы получаем, например, индексы водных масс.

В работе [39] рассчитано частотное распределение характеристик температуры и солености для отдельных горизонтов по следующей схеме. В качестве исходных материалов использованы ежемесячные климатические данные температуры и солености, полученные путем осреднения в пределах одноградусных квадратов. Затем эти данные интерполированы в узлы более мелкой сетки (0,1° по широте и долготе). Это сделано для того, чтобы обеспечить более плавное распределение данных в поле статистической диаграммы. Таким образом, для построения диаграмм (например, на поверхности моря) использовано около 10 000 пар значений температуры и солености.

При расчете конкретных T,S-диаграмм выбор интервалов температуры и солености определялся пространственными пределами значений, а также возможностью однозначного выделения границ водных масс и их термохалинных характеристик. Путем численных экспериментов для поверхностного слоя были выбраны интервалы 0,5 °С и 0,1 ‰. Для горизонтов ниже 50 м интервалы температуры и солености уменьшались. Так, например, на горизонте 150 м они составляли соответственно 0,25 °С и 0,02 ‰, на 300 м — 0,1 °С и 0,01 ‰, а с 800 м — 0,005 °С и 0,002 ‰. Результаты на T,S-диаграмме представлены в процентах от общего числа данных.

Нами проведена также статистическая оценка возможности выделения межгодовой составляющей изменчивости температуры воды и ее вклада в общую изменчивость. Задача решалась с помощью однофакторного дисперсионного анализа. В этом случае разложение дисперсий можно записать в следующем виде:

$$\sigma^2_{\text{общая}} = \delta^2_{\text{межгодовая}} + \sigma^2_{\text{случайная}},$$

где

$$\delta^2_{\text{межгодовая}} = \frac{\sum_j^m (\bar{y}_j - \bar{\bar{y}})^2 n_j}{\sum_j^m n_j},$$

$$\bar{\sigma}_{\text{случайная}} = \frac{\sum_j^m \sum_i^{n_j} (y_{ij} - \bar{y}_j)^2}{\sum_j^m n_j}.$$

В этих формулах y_{ij} — i-е значение температуры воды в j-м году; $i = 1, \ldots, n_j$; n_j — количество наблюдений в j-м году; $\bar{y}_i$ — среднее годовое значение температуры воды j-го года; $\bar{\bar{y}}$ — многолетняя средняя температуры воды.

Акватория Японского моря была разбита на ряд сравнительно однородных районов, в рамках которых проводились вычисления. Рассчитывался коэффициент детерминации, характеризующий долю общей изменчивости температуры воды, обусловленной межгодовыми флуктуациями. Коэффициент детерминации (η^2) был определен из соотношения

$$\eta^2 = \frac{\delta^2_{\text{межг}}}{\sigma^2_{\text{общ}}}.$$

Для учета возможных ошибок оценки данного коэффициента по таблицам распределения Фишера [22] рассчитывались его предельные ошибки ($\Delta\eta$) и соответственно предельные значения для принятого уровня значимости:

$$\eta^2_{\max} = \eta^2 + \Delta\eta$$

Предварительный анализ распределения исходных океанографических данных во времени и пространстве показал, что в настоящее время (несмотря на значительное количество имеющейся информации) на акватории Японского моря нет даже сравнительно небольших по размерам областей, в которых имелся бы непрерывный пакет информации за последние 40—50 лет XX в. Более того, значительная нестационарность термических процессов, обусловленная наличием сезонного тренда, делает невозможным формальное объединение данных в одну выборку. В связи с этим возникает проблема формирования квазиоднородных выборок (отражающих определенные типы развития термических процессов), объем данных о температуре которых был бы достаточен для решения поставленных задач.

При исследовании межгодовой изменчивости термического состояния вод Японского моря полагалось, что формирующиеся в результате воздействия термодинамических факторов аномалии температуры воды должны прослеживаться в течение конкретного года длительный срок и охватывать значительные площади. Для исключения сезонного тренда термических процессов при анализе многолетней изменчивости данные о температуре воды предварительно центрировались, т. е. представлялись в виде отклонений от средних многолетних месячных значений на горизонте 100 м в каждой точке.

Для анализа пространственно-временной структуры гидрометеорологических полей хорошо зарекомендовал себя метод разложения полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) [6, 7, 51]. Одно из его достоинств — возможность разделить пространственные и временные составляющие изменчивости. Выделение отдельных составляющих изменчивости и оценка их веса базируется на учете статистической структуры самих исходных полей, т. е. анализируются взаимосвязи всех точек поля (разложение проводится по корреляционной или ковариационной матрице). Однако имеющиеся пропуски данных гидрометеорологической информации делают невозможной эффективную реализацию этого метода. Указанная ситуация характерна для анализа гидрологических условий в дальневосточных морях, где систематизированное накопление данных начато относительно недавно.

В связи с этим возникает проблема разложения исходных полей по ЭОФ с одновременным восстановлением пропущенных значений (без искажения или с минимальным искажением реальной статистической структуры анализируемых полей). Наиболее рациональным подходом, по-видимому, является использование методов оптимизации, основанных на итерационных схемах расчета [17, 51, 57]. Достоинства этих схем: универсальность относительно широкого класса задач, простота вычислительного процесса, малое количество промежуточных данных, устойчивость к ошибкам округления и т. д. Оптимизационная задача поиска пропущенных значений (A_s) сводится к следующему. В процессе вычислений необходимо подобрать такие пропущенные значения, которые минимизировали бы оценку определенного функционала (критерия согласия), отражающего степень точности разложения исходных полей по ЭОФ и их последующего восстановления. В качестве начального приближения пропущенных данных можно использовать средние многолетние значения. Затем реализуется итерационный процесс подбора таких пропущенных значений, которые оптимальным образом отражали бы статистическую структуру анализируемого поля, представленную эмпирическими ортогональными функциями. При этом в качестве минимизируемого функционала рационально использовать наиболее показательные критерии согласия [5, 9, 51, 66]:

$$\Phi_1(A_0 \ldots A_s) = \sum_{k=1}^{N} (Y_k - F_k)^2,$$

$$\Phi_2(A_0 \ldots A_s) = \max |Y_k - F_k|,$$

$$1 \le k \le N,$$

$$\Phi_3(A_0 \ldots A_s) = \sum_{k=1}^{N} |Y_k - F_k|,$$

где Y_k, F_k — фактические и восстановленные значения соответственно; N — объем выборки.

Выбор конкретного критерия согласия из представленного списка определяется целевой направленностью решаемой задачи. Формально решение сводится к определению в многомерном пространстве минимума критерия согласия. В основу метода минимизации положен алгоритм покоординатного спуска с периодическим вращением осей координат [9, 17, 57, 66]. При этом начальное приближение $(A_0^0 \ldots A_S^0)$ вычисляется в виде среднего многолетнего или задается в потоке входных данных.

Итерационный процесс продолжается до выполнения условия окончания минимизации: достижения заданного значения критерия согласия (ε_1) или предельно допустимого значения величины ($\varepsilon_2 \le \varepsilon_{пр}$), где ε_2 — изменения в минимизируемых функциях (Φ_e) от итерации к итерации.

Использование различных критериев согласия диктуется желанием получить оптимальную для целей анализа аппроксимацию. Например, при анализе экстремальных ситуаций лучших результатов, повидимому, следует ожидать при использовании минимаксного критерия. Использование же критерия наименьших квадратов приводит к притягиванию пропущенных значений к средним. Кроме того, традиционно используемый метод наименьших квадратов (*МНК*) [7, 9, 51] предъявляет к исходной информации весьма жесткие требования, что для реальных данных зачастую не выполняется. Поэтому получаемые в этих условиях оценки оказываются недостаточно эффективными. Помимо этого, оценки *МНК* очень неустойчивы в случае малых выборок, а при восстановлении пропущенных значений в полях гидрометеорологических характеристик объем информации, как правило, ограничен. Определенные перспективы просматриваются также при совместном анализе результатов, полученных при реализации различных критериев согласия [51, 57].

В настоящей работе для восстановления пропущенных значений и оптимального отображения статистической структуры полей применялся изложенный выше алгоритм, реализованный в виде пакета программ. В качестве критерия согласия использовался критерий суммы модулей (Φ_3), как некоторый альтернативный вариант между критерием наименьших квадратов (Φ_1) дающим аппроксимацию, близкую к средним многолетним распределениям и критерием минимакса Φ_2, притягивающим восстанавливаемые значения к имеющимся экстремальным [5, 51, 57, 66]. Начальное приближение задавалось в виде средних многолетних значений температуры воды в каждой точке.

Затем исходные поля температуры воды подвергались процедуре разложения по ЭОФ. Процедура разложения по ЭОФ достаточно традиционна и подробно описана в публикациях [6, 7, 9]. После этого проводилось восстановление исходных полей, но лишь по первым наиболее крупномасштабным собственным функциям, в сумме несущим заданное количество информации об изменчивости исходных полей. Данная процедура позволяет несколько сжать информацию и исключить незначительные, близкие к случайным флуктуации параметров. Исходные и восстановленные значения в одноименных точках поля сравнивались по критерию согласия. На следующем шаге начальные приближения пропущенных значений изменялись, и процедура счета повторялась до тех пор, пока не были найдены такие значения, которые приводили к минимуму задаваемого функционала. Рассчитанные по этим значениям ЭОФ представляли оптимальную для поставленной задачи статистическую оценку пространственно-временной структуры анализируемых полей.

В дальнейшем с целью минимизации возможных ошибок в исходных и восстановленных данных, а также подавления мелкомасштабных флуктуаций параметров выбранные для анализа поля подвергались процедуре сглаживания. В качестве сглаживающего оператора использовалась формула пространственного осреднения с весами, обратно пропорциональными расстоянию до узла сглаживания (i):

$$x_i = \frac{\sum_j^{r_j \le R} X_{i,j} \cdot \frac{1}{r_j}}{\sum_j \frac{1}{r_j}},$$

где $X_{i,j}$ — узлы сетки попавшие в окружность с радиусом **R**, где $r = R$. При этом в самом узле сглаживания радиус принимался равным единице (если $i = j$, $r = 1$).

Выбор предельного радиуса сглаживания является весьма важной и неоднозначной задачей, которая диктуется целями исследования. Однако предложенный алгоритм сглаживания применим для целого класса задач, он упрощает процедуру выбора максимального радиуса сглаживания (**R**), т. к. веса оператора обратно пропорциональны расстоянию и при увеличение расстояния от узла сглаживания веса составляющих быстро уменьшаются. В настоящей задаче максимальный радиус сглаживания принимался равным 150 миль. Таким образом, в процедуре сглаживания для каждого узла сетки (2 × 2°) участвовали только данные соседних узлов.

После процедуры сглаживания исходное поле представлялось в виде разложения по эмпирическим ортогональным функциям.

18. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

18.1. Вертикальное распределение

Вертикальное распределение температуры воды в Японском море зависит от морфометрических особенностей его котловины и отдельных ее частей, погодных условий, взаимодействия деятельного слоя вод с атмосферой, а также от особенностей непериодических и приливных течений. В северной и северо-западной частях моря при наличии мелководных участков с распресненным поверхностным слоем и

значительными градиентами плотности вблизи поверхности, а также при больших сезонных перепадах температуры воздуха создаются благоприятные условия для летнего прогрева поверхностных вод и значительного распространения конвекции в зимний период. В южной и юго-восточной частях моря большое значение отводится адвекции тихоокеанских вод, но их влияние в основном ограничивается только верхним 100—300-метровым слоем. Это связано с мелководностью Корейского пролива. Как отмечает С. Г. Панфилова [45], к основным факторам, определяющим термический режим вод Японского моря, относятся циркуляция вод и теплообмен между морем и атмосферой. При этом в южных и юго-восточных районах моря преобладает влияние циркуляции вод, а в северных и северо-западных — теплообмен между морем и атмосферой.

Водная толща Японского моря по значениям температуры воды, ее годовому ходу и вертикальным градиентам делится на несколько слоев. На месячных вертикальных профилях температуры воды, представленных на рис. 18.1, выделяются верхний квазиоднородный слой, сезонный термоклин, главный термоклин, а также собственные глубинные воды Японского моря.

Максимальные значения температуры воды летом отмечаются в поверхностном слое. Во время наибольшего прогрева (как правило, в августе) на акватории моря отмечаются слабые пространственные градиенты температуры воды. В Корейском проливе (рис. 18.1 *а*), через который осуществляется поступление теплых субтропических вод в море, температура воды достигает 27—29 °С. Однако по мере продвижения этих вод на север и северо-восток (рис. 18.1 *б*—*д*) значения температуры воды снижаются. Поэтому в антициклоническом меандре Восточно-Корейского течения (рис. 18.1 *б*) температура поверхностных вод понижается до 24 °С, а на подходах к Сангарскому проливу (рис. 18.1 *д*) уже не превышает 23 °С.

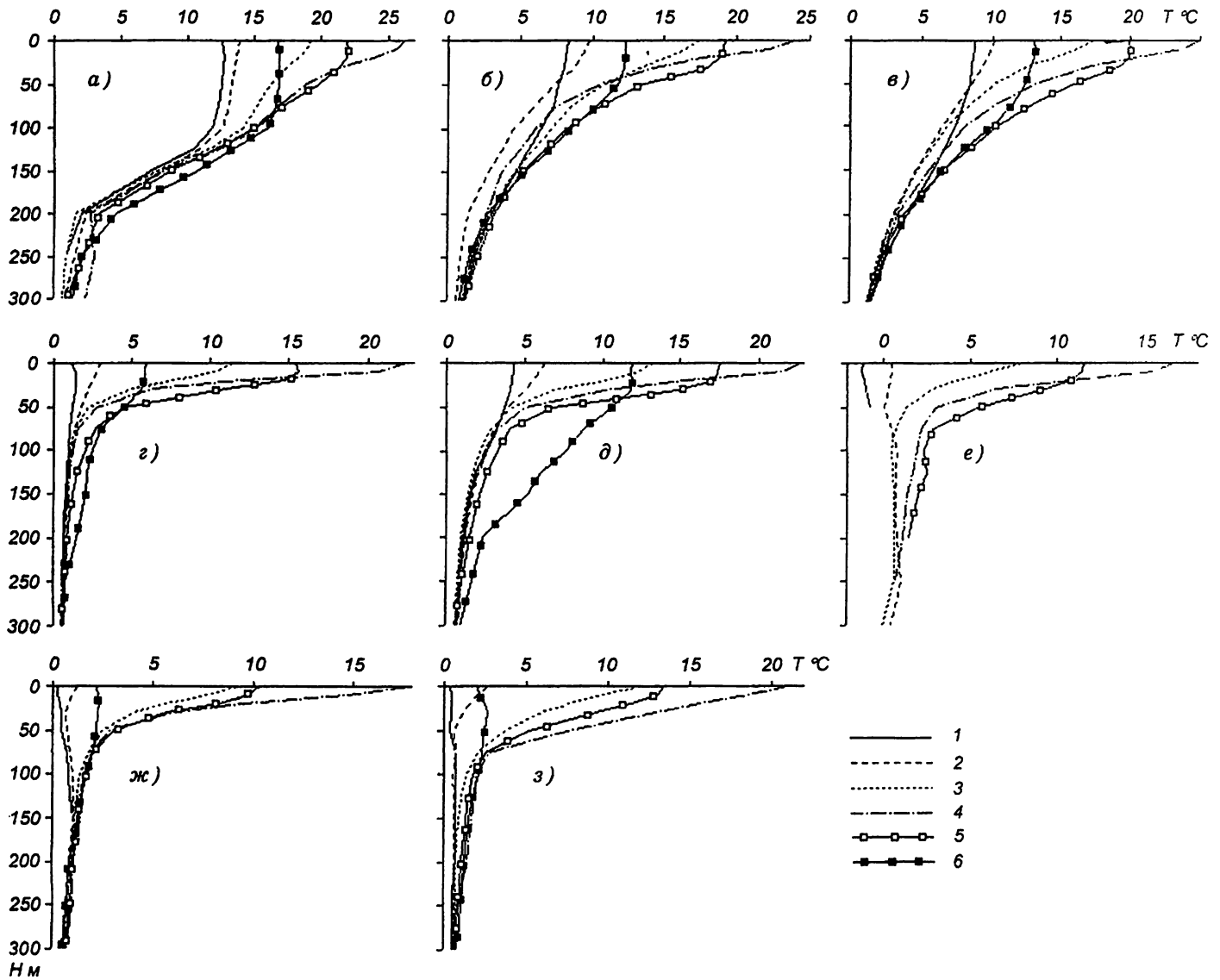


Рис. 18.1. Вертикальное распределение температуры воды в отдельных квадратах Японского моря в феврале (*1*), апреле (*2*), июне (*3*), августе (*4*), октябре (*5*), декабре (*6*)

а — 35,5° с.ш., 131,5° в. д.; *б* — 38,5° с. ш., 131,5° в. д.; *в* — 38,5° с. ш., 134,5° в. д.; *г* — 41,5° с. ш., 135,5° в. д.; *д* — 41,5° с. ш., 138,5° в. д.; *е* — 39,5 с. ш., 141,5° в. д.; *ж* — 44,5° с. ш., 136,5° в. д.; *з* — 42,5° с. ш., 131,5° в. д.

В мористых районах северной и северо-западной частей моря температура поверхностных вод летом существенно ниже. Так, в северо-восточной части Татарского пролива, где отмечается слабое влияние вод Цусимского течения, она, как правило, не превышает 16,5 °С (рис. 18.1 *е*). У берегов Приморья на параллели 44° с. температура воды составляет около 16 °С (рис. 18.1 *ж*). Низкие значения температуры воды здесь связаны с адвекцией холодных вод из Татарского пролива. В мористых районах зал. Петра Великого, который имеет довольно широкий шельф, температура воды летом достигает 21 °С (рис. 18.1 *з*).

Следует отметить, что все изложенное выше основывается на средних многолетних значениях температуры поверхностных вод. В конкретные годы значения температуры в отдельных районах моря могут быть существенно выше либо ниже (например, в мелководных заливах и бухтах поверхностные воды сильно прогреваются). Однако основные черты пространственных особенностей сохраняются.

Зимой пространственные температурные контрасты между отдельными частями моря выражены более отчетливо (рис. 18.1). В то же время основные особенности аналогичны летним. Так, максимум температуры поверхностных вод (13—14 °С) выделяется на акватории Корейского пролива. В пределах антициклонического меандра Восточно-Корейского течения она снижается до 8—9 °С, а на подходах к Сангарскому проливу температура поверхностных вод зимой не превышает 4 °С (рис. 18.1).

Северную и северо-западную части моря по температуре воды условно можно разделить на два региона. В открытой части моря (с границей на внешнем крае материкового склона), как правило, не отмечается отрицательных значений температуры воды. Это связано с тем, что здесь теплозапас деятельного слоя вод существенно выше, чем в шельфовых районах. Более того, немаловажная роль отводится также и трансформации воздушных масс по мере их продвижения над водной поверхностью от берегов в море. Поэтому температура воздуха над мористыми районами зимой существенно выше, чем в бухтах и вершинах заливов. В шельфовых районах температура воды, как правило, ниже нуля. В прибрежных районах она снижается до температуры замерзания. Наиболее низкая температура воды характерна для северной части Татарского пролива и узкой прибрежной полосы северо-западной части моря (рис. 18.1).

Как следует из рис. 18.1 и 18.2, наибольшая изменчивость температуры воды отмечается в верхнем деятельном слое моря. В глубинных водах температура меняется незначительно как по вертикали, так и по пространству моря. Деятельный слой моря, как правило, состоит из двух участков — верхнего квазиоднородного слоя и слоя сезонного термоклина. В весенне-летний период верхний квазиоднородный слой практически отсутствует. Это связано с его небольшой вертикальной протяженностью и значительными межгодовыми вариациями температуры в нем, а также положения его нижней границы. По-

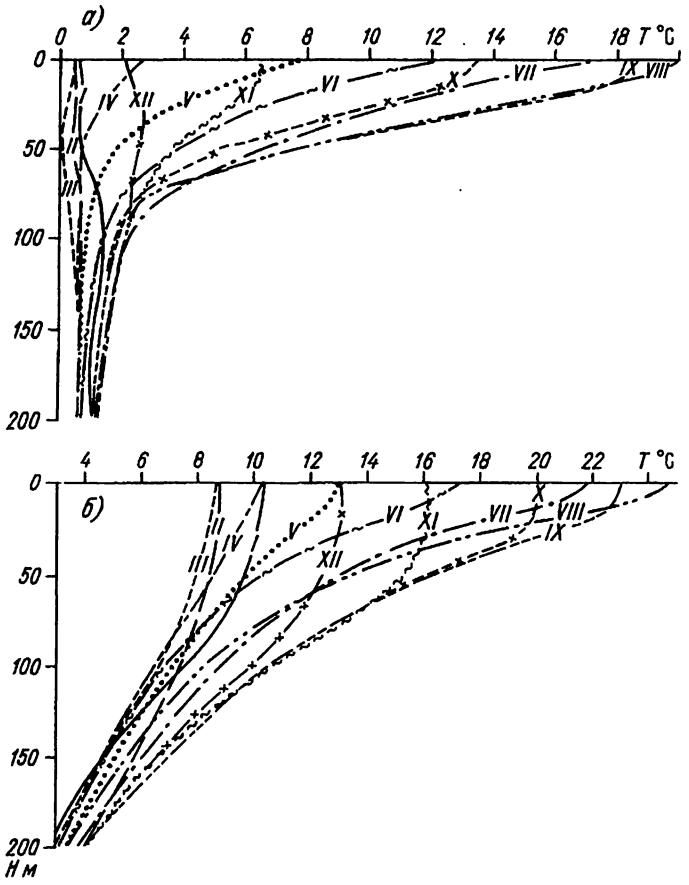


Рис. 18.2. Вертикальное распределение температуры воды
а — 42° 30′ с. ш., 131° 30′ в. д.; *б* — 38° 30′ с. ш., 134° 30′ в. д.
Римскими цифрами указаны месяцы года

этому с апреля—мая по август на профилях среднего многолетнего распределения температуры воды он практически отсутствует. В теплый период года по вертикальному распределению температуры воды деятельный слой Японского моря представляет собой только сезонный термоклин. Максимальные градиенты температуры в нем характерны для северной и северо-западной частей моря. С началом осеннего выхолаживания поверхностных вод (в зависимости от района моря это сентябрь или октябрь), по средним многолетним данным, начинает проявляться верхний квазиоднородный слой, достигающий наибольшего развития в январе—марте.

Слой сезонного термоклина в Японском море достаточно хорошо выделяется в течение всего года. Однако осенью и зимой в мелководных районах северной и северо-западной частей моря, где наблюдается хорошо развитая конвекция, охлаждение вод может происходить от поверхности до дна. Поэтому здесь не выделяется других структурных элементов. По вертикальной протяженности сезонного термоклина море также делится на две климатические зоны. В северной и северо-западной частях моря он имеет минимальную протяженность (не более 50—100 м) и максимальные вертикальные градиенты температуры воды, достигающие 1 °С/м. В южной и юго-восточной частях моря, которые находятся под влиянием тихоокеанских вод, слой сезонного термоклина максимально развит. Его нижняя граница,

как правило, располагается на горизонтах от 200 до 300 м. При этом максимальные значения характерны для участков моря с нисходящими движениями вод (районы меандров Восточно-Корейского и Цусимского течений, а также присклоновые участки юго-восточной части моря, где формируются антициклонические вихревые образования). Большая вертикальная протяженность сезонного термоклина характерна также для зоны полярного фронта, где наиболее интенсивно происходит смешение тихоокеанских и собственных вод Японского моря (рис. 18.1, 18.2).

Главный термоклин по профилям вертикального распределения в Японском море выражен слабо. Он простирается от нижней границы деятельного слоя, где температура воды составляет 1—2 °С, до слоя вод с минимальными значениями температуры, в котором она не превышает 0,15—0,25 °С. Таким образом, вертикальный градиент температуры воды в слое главного термоклина Японского моря (между горизонтами от 300—550 до 1500—2000 м) в среднем равен 1,0—1,5 °С/1000 м.

От нижней границы главного термоклина и до дна моря температура воды слабо изменяется как в пространстве, так и во времени.

В южной и юго-восточной частях моря представленная выше термическая структура вод в основных чертах сохраняется в течение всего года. Однако в северной и северо-западной частях моря в осенне-зимний период структура вод существенно иная. В прибрежной полосе моря (от берега до внешней границы материкового склона) во время наибольшего охлаждения в вертикальном распределении температуры воды могут наблюдаться следующие особенности:

в прибрежных районах (включая мелководные заливы и бухты) от поверхности до дна может наблюдаться температура замерзания;

на некотором удалении от берега на придонных горизонтах может располагаться слой вод с температурой более высокой, чем в слое осенне-зимнего охлаждения (конвекции);

в глубоководной части шельфа и над материковым склоном термическая структура вод состоит из переохлажденного конвективного слоя, промежуточного (подповерхностного) теплого слоя, главного термоклина, а также подстилающего их слоя верхней части глубинных вод;

вблизи материкового склона северо-западной части моря вследствие вихреобразования и адвекции вод из северных районов в подповерхностных слоях может наблюдаться чередование по вертикали как переохлажденных, так и более теплых вод.

Преобладающий объем котловины моря заполнен собственными глубинными япономорскими водами. На рис. 18.3 представлены профили температуры воды *in situ* и потенциальной температуры в различных районах глубоководной котловины Японского моря, полученные в двух международных океанографических экспедициях на НИС «Профессор Хромов» и R/V «R. Revelle» с 24 июня по 12 августа 1999 г. Они свидетельствуют о том, что в верхней части собственных япономорских вод температура воды *in situ* медленно понижается. В слое 1500—1800 м выделяется минимум значений. Здесь температура воды не превышает 0,18—0,20 °С. Эти вариации температуры в слое минимума сравнимы с точностью преобладающего числа имеющихся океанографических наблюдений. Вертикальные профили температуры воды *in situ* также свидетельствуют о том, что по мере дальнейшего роста глубин происходит повышение значений температуры воды. На придонных горизонтах (рис. 18.3) температура воды *in situ* достигает максимума. Например, на горизонте 3500 м она составляет около 0,29 °С. Имеющиеся к настоящему времени данные наблюдений не позволяют выделить пространственные особенности распределения температуры на придонных горизонтах. Обычно рост температуры воды *in situ* на больших глубинах связывают с двумя факторами — радиоактивным излучением и адиабатическим сжатием. С. Г. Панфилова [45], основываясь на немногочисленных данных глубоководных наблюдений НИС «Витязь»

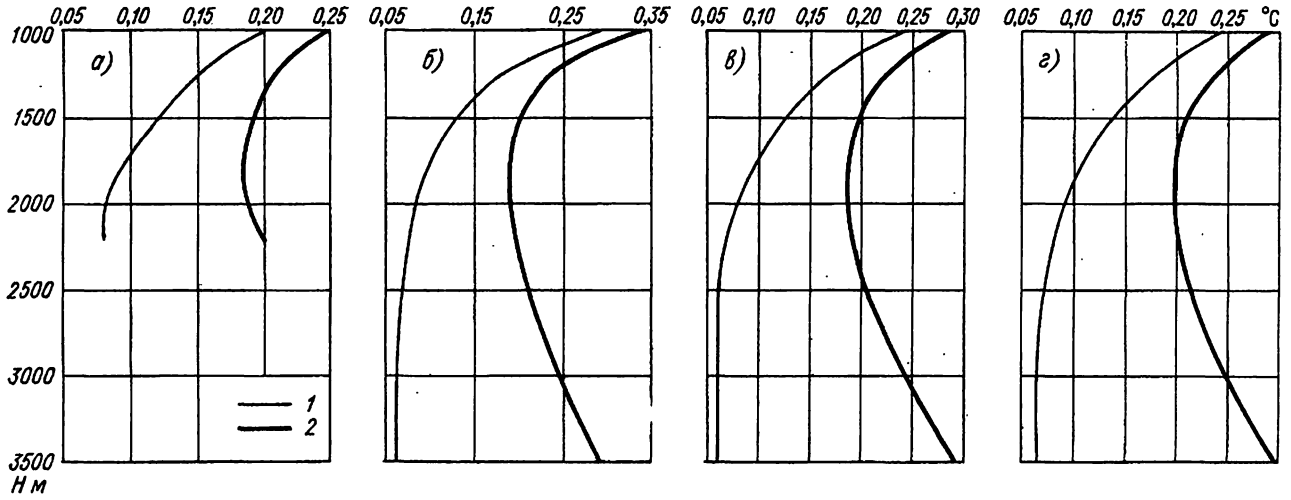


Рис. 18.3. Вертикальное распределение потенциальной температуры (*1*) и температуры *in situ* (*2*) в отдельных точках Японского моря

а – 37° 18′ с. ш., 131° 38′ в. д.; *б* — 40° 50′ с. ш., 134° 00′ в. д.; *в* — 41° 30′ с. ш., 138° 00′ в. д.; *г* — 43° 47′ с. ш., 138° 50′ в. д.

зимой 1954 г., высказала предположение, что данное повышение температуры воды на придонных горизонтах связано с радиоактивным излучением. Для летнего периода ей не удалось выделить радиоактивное повышение температуры воды у дна.

По данным высокоточных измерений температуры воды в двух международных океанографических экспедициях на НИС «Профессор Хромов» и R/V «R. Revelle» (24 июня—12 августа 1999 г.) были рассчитаны значения потенциальной температуры воды у дна. Следует отметить, что придонный горизонт наблюдений на всех станциях располагался от дна моря не далее 4—10 м. Все имеющиеся наблюдения свидетельствуют о том, что потенциальная температура повсеместно либо снижается по направлению ко дну, либо остается постоянной в слое вод на расстоянии 500—1000 м от дна. Это позволяет сделать заключение, что повышение температуры воды *in situ* от горизонтов 1500—1800 м до дна связано только с адиабатическим сжатием.

18.2. Короткопериодная изменчивость

В морях и океанах наблюдается сильная изменчивость параметров, отражающих состояние водной толщи. Колебания характеристик (вне поверхности) с периодами меньше суток обычно связывают с существованием внутренних волн. Наиболее существенны временны́е изменения характеристик в сезонном пикноклине, а также в прилегающих к нему слоях. Случаи подобных нарушений термической структуры вод отмечались, например, в работах [28, 33, 34, 40, 71]. В изменчивость гидрологической структуры вод вносят вклад также локальные аномалии, которые с различной скоростью перемещаются в толще вод рассматриваемых акваторий [12, 38, 40]. Они, как правило, есть следствие процессов, происходящих в районах фронтальных разделов между водами, различающимися по характеристикам, и на границах течений.

К настоящему времени в различных районах Мирового океана накоплено большое число наблюдений за короткопериодной изменчивостью океанографических параметров. Однако четкие критерии, позволяющие установить, какой тип движений отражает полученный спектр колебаний, отсутствуют. Нами рассмотрены короткопериодные колебания температуры воды с периодами от долей минуты до десятков минут, которые, согласно [40], относятся к мелкомасштабным явлениям в океане.

18.2.1. Короткопериодные колебания в сезонном термоклине

Во время регистрации короткопериодных колебаний температуры воды в слое сезонного термоклина (август 1993 г.) скорость ветра над акваторией Японского моря менялась от 0,9 до 11,4 м/с. Как правило, преобладали юго-западные ветры. Реже наблюдались ветры южного и юго-восточного направлений. Наибольшую повторяемость имели ветры со скоростями до 5,0 м/с. Высота ветровых волн не превышала 0,5—2,0 м, а их периоды, как правило, составляли 2—5 с. Преобладающий период ветровых волн был равен 3 с. Наибольшие высоты волн и максимальные периоды наблюдались на юго-востоке исследуемого района. Наблюденные периоды волн зыби 1-й системы составляли 4—9 с, преобладающие — около 6 с. Период волн зыби 2-й системы (противоположного направления) не превышал 5 с. Наблюденная высота волн зыби 1-й системы варьировала от 0,5 до 3,0 м, высота волн зыби 2-й системы, как правило, не превышала 1 м.

Гидрологические наблюдения свидетельствуют о том, что в августе 1993 г. в глубоководной части Японского моря глубина залегания нижней границы верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) изменялась от 10 до 50 м. Значения вертикальных градиентов температуры воды в слое сезонного термоклина изменялись от 0,123 до 0,952 °С/м (табл. 18.1). Максимальные значения глубины залегания нижней границы ВКС отмечались в южной и юго-восточной областях рассматриваемой акватории, а максимальные значения градиентов температуры (от 0,41 до 0,95 °С/м) в слое сезонного термоклина были характерны для северной половины исследуемого района.

Методика обработки данных наблюдений заключалась в следующем. Вначале из рядов температуры исключался вклад погрешностей, обусловленных вертикальными смещениями прибора. Это, в первую очередь, связано с колебаниями судна на взволнованной поверхности и изменениями скорости дрейфа судна под действием вариаций скорости и направления ветра. Они хорошо проявлялись при визуальном анализе и достаточно просто устранялись с помощью регрессионных соотношений и методики скользящих осреднений. Например, вклад погрешностей, связанных с волнением моря, а также колебаний более низких частот устранялись с помощью скользящих осреднений исходных временны́х рядов температуры. Получено, что волновые колебания, которые на исследуемой акватории проходили с периодами 6—8 с, наиболее хорошо удалялись фильтром с шириной окна, равной 15 или 31 члену ряда (при дискретности временных реализаций 1 с).

В результате обработки полученных временных рядов было выяснено, что не для всех из них можно корректно провести расчеты спектральных характеристик. Поэтому для части рядов наблюдений проведены расчеты только периодограмм. Сдерживающим фактором для достоверного выделения амплитуд и периодов колебаний являлось также и то, что экспериментальные данные недостаточно «чисты» (наблюдения в дрейфе, наличие волнения поверхности моря, а также регистрация параметров только на одном уровне термоклина).

Для временных рядов с хорошо выраженными вариациями температуры воды характерна определенная закономерность. Их можно разделить на два класса: в первом из них изменения температуры подобны волновым колебаниям, во втором отмечались локальные аномалии (в окружающих водах температура не менялась или наблюдался однонаправленный тренд).

Таблица 18.1

Параметры верхнего квазиоднородного слоя, периоды (T1—T2) и размах (A1—A4) колебаний температуры в сезонном термоклине Японского моря в августе 1993 г.

Номер станции	ВКС, м	Градиент, °С/м	A1, °С	T1, мин	A2, °С	T2, мин	A3, °С	T3, мин	A4, °С	T4, мин
2			2,45	1,9	0,50	4,5	0,40	16,9	0,60	67,7
3	14	−0,16	0,24	0,9	0,03	1,8	0,02			
4	14	−0,19	1,28	1,7*	0,12	10,3	0,32	54,2	0,25	
5	18	−0,40	2,44	1,3*	1,00	6,7	0,90	23,4	0,60	
6	49	−0,06	0,84	1,4	0,06	6,3	0,20	12,5	0,13	
7	34	−0,14	0,64	0,7*	0,04	3,3	0,09	6,5	0,08	
8	39	−0,19	1,51	0,8*	0,07	14,3	1,02	19,1	0,20	
9	30	−0,31	2,09	2,4	0,50	6,3	0,60	23,3	0,60	
10	23	−0,23	2,69	1,1*	0,20	3,4	0,30	14,8	0,70	25,8
11	23	−0,15	0,35	2,9	0,11	5,8	0,10	11,6	0,07	
12	28	−0,13	0,50	1,1*	0,08	3,7	0,10	7,5	0,07	22,4
13	25	−0,14	1,13	1,7*	0,10	5,1	0,15	17,0	0,17	
14	15	−0,09	0,26	1,7	0,02	4,7	0,07	7,0	0,05	14,0
15	13	−0,07	0,17	1,6	0,03	3,2	0,02			
16	13	−0,15	0,55	2,1	0,06	6,2	0,10	12,4	0,09	
17	18	−0,44	1,78	0,8*	0,08	2,5	0,08	7,0	0,16	28,0
18	14	−0,15	3,87	1,0*	0,25	8,7	1,07	17,4	1,30	
19	15	−0,78	0,57	0,6*	0,03	1,1	0,02	4,1	0,06	18,2
20	19	−0,86	1,49	0,7*	0,07	4,5	0,30	16,1	0,40	40,3
21	21	−0,80	0,86	0,6*	0,11	1,5	0,14	3,9	0,24	5,8
22	19	−0,42	1,01	1,9	0,18	3,4	0,13	10,0	0,30	20,1
23	21	−0,95	3,36	1,3	0,30	2,4	0,25	7,4	0,40	
24	21	−0,14	0,36	0,8*	0,02	2,6	0,03	5,7	0,04	15,7
25	16	−0,46	0,93	0,5*	0,04	2,0	0,04	6,2	0,06	22,6
26	11	−0,21	0,20	0,6	0,02	2,2	0,04	7,0	0,06	14,0
27	18	−0,78	0,97	1,5	0,08	6,6	0,20	11,1	0,10	
28	14	−0,18	0,41	0,5*	0,02	2,5	0,04	7,1	0,09	16,5
29	23	−0,38	1,71	0,9	0,08	3,3	0,25	13,1	0,90	
30	17	−0,51	0,99	1,0	0,10	4,2	0,20	9,2	0,20	
31	24	−0,41	2,52	1,1*	0,20	5,9	1,00	14,6	1,20	29,3
32	16	−0,16	0,26	0,5*	0,02	3,1	0,05	12,5	0,10	
33	21	−0,12	0,28	0,8*	0,03	2,7	0,04			
34	10	−0,11	0,34	1,6	0,03	5,8	0,09	10,4	0,07	17,3
35	17	−0,05	0,14	0,6*	0,01	2,8	0,03	8,4	0,03	
36	20	−0,84	0,19	0,5	0,01	3,2	0,09			
37	20	−0,83	0,71	0,6*	0,06	1,9	0,08	6,1	0,26	
39	17	−0,20	0,72	0,6*	0,08	2,5	0,12	8,3	0,24	12,5
40	18	−0,86	2,01	1,8	0,50	4,3	0,40	8,7	0,20	
41а	20	−0,32	1,03	0,6*	0,04	4,0	0,20	10,1	0,10	
41б	20	−0,32	1,24	0,8*	0,10	2,6	0,10	5,5	0,12	24,9
42	24	−0,49	1,84	1,0	0,05	2,7	0,16	8,1	0,20	
43	13	−0,12	0,65	0,8*	0,04	7,9	0,25	13,2	0,16	
44	17	−0,18	0,76	0,7*	0,02	2,1	0,03	5,2	0,06	20,8
45	14	−0,26	0,30	0,8*	0,02	6,7	0,08	11,8	0,06	15,7
46	16	−0,15	0,20	1,0	0,01	1,8	0,01	6,8	0,05	13,6
47	18	−0,20	0,72	0,5	0,02	1,8	0,04	7,0	0,12	14,0
51	14	−0,30	0,16	1,0	0,02	2,4	0,03	9,6	0,05	
52	20	−0,12	0,40	0,8*	0,02	6,1	0,14			
53	13	−0,102	0,92	0,7*	0,03	1,6	0,03	3,9	0,04	8,8
54	20	−0,135	0,23	0,8*	0,02	1,7	0,01	6,3	0,04	15,7

* Период определен по спектру.

Основной особенностью волновых колебаний температуры воды является их нерегулярный характер. Это характерно как для амплитуд, так и для периодов колебаний (рис. 18.4—18.5). Вариации температуры воды составляют от 0,1—0,3 до 1,5—2,5 °С. Скрытые периоды волновых колебаний изменялись от 3—6 до 20 мин. Аналогичные результаты получены ранее Ла Фондом [34]; для прибрежных участков Южной Калифорнии периоды колебаний внутренних волн составляли от 2 до 20 мин. Однако наибольшую повторяемость, по его данным, имели волны с периодами 6—7 мин.

В нашем случае во всех рядах наблюдений не были отмечены колебания с одним фиксированным периодом и амплитудой (рис. 18.4—18.5). Ряды временны́х вариаций температуры воды представляли сложный процесс, который состоял из суперпозиции колебаний с различными периодами и амплитудами. В отдельных рядах наблюдались колебания волнового характера как, например, на станциях 29—31 и 40 (рис. 18.4—18.5), где прослеживаются периоды от 1,5 до 16 мин. На станции 2 (рис. 18.4) иногда волновые колебания вообще отсутствовали.

Аномалии температуры воды в слое сезонного термоклина были зафиксированы на фоне либо практически неизменных значений, либо на участках однонаправленных трендов (ст. 18 и 25 на рис. 18.5). При пересечении этих локальных образований температура воды (по отношению к окружающим водам) изменялась на 0,2—3,9 °С. Периоды аномалий температуры воды составляли от 2—4 до 24 мин. Зная скорости дрейфа судна и периоды

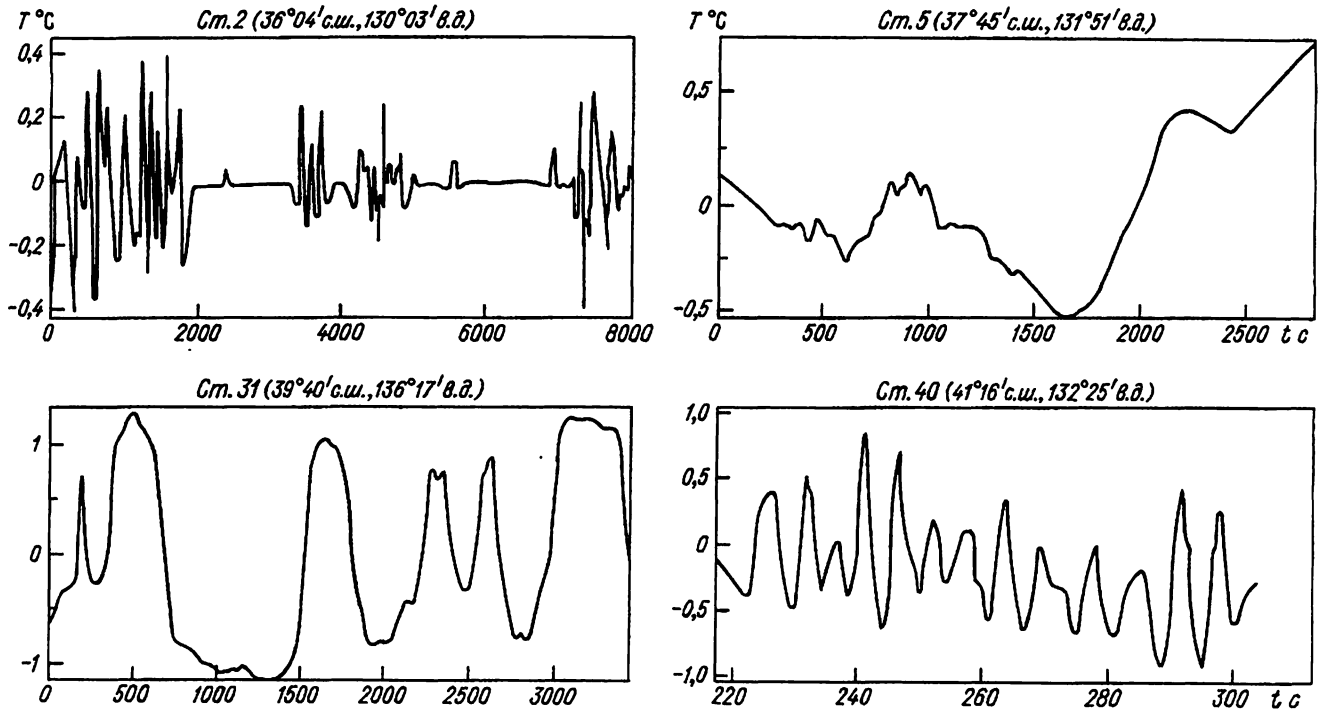


Рис. 18.4. Временные колебания температуры воды в сезонном термоклине Японского моря в августе 1993 г.

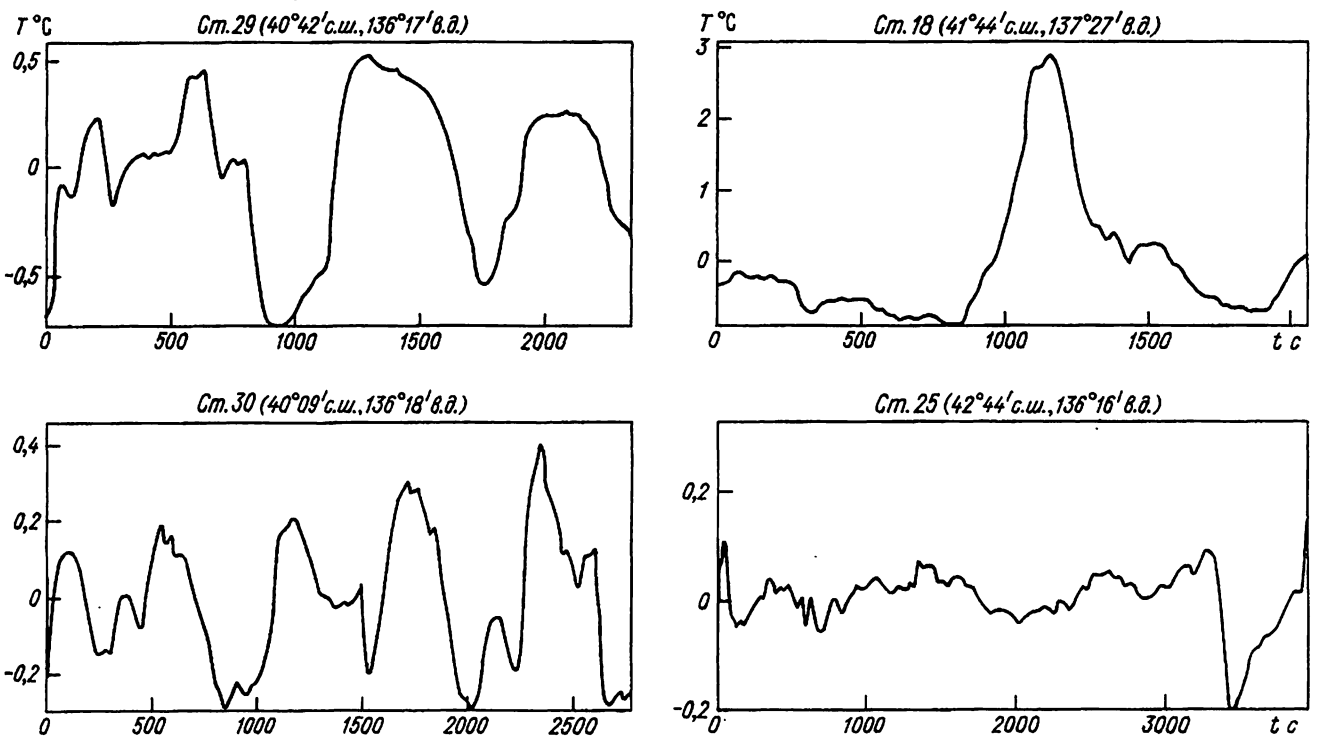


Рис. 18.5. Временные колебания температуры воды в сезонном термоклине Японского моря в августе 1993 г.

регистрации аномалий, получим их горизонтальную протяженность — от 200 до 500 м. По данным наблюдений отмечались как более теплые (например, ст. 18 на рис. 18.5), так и более холодные (например, ст. 25 на рис. 18.5) аномалии.

Рисунки 18.4, 18.5 демонстрируют очень сложный и беспорядочный характер короткопериодной изменчивости температуры воды в сезонном термоклине Японского моря. Так как каждый ряд наблюдений представлял собой сложную систему колебаний, то из исходных рядов временны́х вариаций температуры воды методом скользящего осреднения данных последовательно выделялись колебания с единичными периодами. Затем определялись периоды и соответствующие им размахи колебаний. Были получены значения единичных периодов от 0,5 до 67,7 мин (см. табл. 18.1), что соответствует результатам, полученным ранее в Атлантическом

океане [30, 42, 56] и в Черном море [41]. Размах единичных колебаний температуры воды на станциях менялся от 0,01 до 1,30 °С, в то время как суммарный размах колебаний температуры воды в исходных рядах (без погрешностей, связанных с вариациями глубины погружения прибора и волнением) составлял 0,14—3,87 °С.

Отметим также, что в конечных рядах временных вариаций температуры воды, полученных в результате последовательного сглаживания, наблюдаются фрагменты более долгопериодных колебаний. Из-за ограниченности длины рядов наблюдений нельзя определить их периоды и размах колебаний. Однако можно сказать, что в конечных рядах наблюдаются фрагменты понижения либо роста температуры воды, а иногда прослеживаются фрагменты ложбин или гребней. Зарегистрированный размах этих колебаний температуры воды составляет 0,02—1,55 °С.

Как было отмечено ранее, многие авторы связывают короткопериодные колебания температуры воды с внутренними волнами. По мнению, например, А. С. Монина и др. [40], внутренние волны могут возбуждаться изменениями атмосферного давления, действием ветра на поверхность океана и поверхностными волнами. Поэтому в настоящей работе из наблюдений на всех станциях вначале были скомпонованы ряды скоростей ветра, периодов и высот ветровых волн и волн зыби, вертикальных градиентов температуры воды в сезонном термоклине на глубине регистраций короткопериодной изменчивости, глубины залегания нижней границы верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), а также периодов и размахов короткопериодных колебаний температуры воды. Затем были рассчитаны коэффициенты корреляции между значениями периодов и размахов короткопериодных колебаний и гидрометеорологическими параметрами, приведенные в табл. 18.2.

В результате расчетов получены, как правило, очень низкие коэффициенты корреляции. Можно отметить лишь значение коэффициента корреляции между колебаниями температуры воды в сезонном термоклине с периодами 10—20 мин и периодами и высотами волн зыби, который равен −0,51. Также выделяется коэффициент корреляции между размахами колебаний температуры воды с периодами более 20 мин и вертикальными градиентами температуры в сезонном термоклине, который равен 0,43 (табл. 18.2).

Так как метеорологические параметры не всегда определялись во время работ на станциях (эти наблюдения проводились только в основные синоптические сроки), а параметры ветровых волн и волн зыби определялись визуально, то на следующем этапе исследований полученные периоды и размахи короткопериодных колебаний температуры воды и гидрометеорологические параметры были сглажены методом скользящего среднего с шагом 3, 5 и 7. Затем между сглаженными рядами были определены коэффициенты корреляции.

Полученные результаты свидетельствуют, что колебания температуры воды с периодами менее 3 мин наиболее хорошо коррелируют с периодами и высотами волн зыби. Периоды колебаний температуры воды из 2-й градации имеют наибольший коэффициент корреляции с высотами ветрового волнения. В то же время размахи колебаний температуры воды с периодами до 10 мин имеют максимальные коэффициенты корреляции с глубиной залегания нижней границы ВКС. Колебания температуры воды с периодами 10—20 мин имеют максимальные коэффициенты корреляции с периодами и высотами волн зыби (табл. 18.3).

Рассчитанные коэффициенты корреляции носят предварительный характер и говорят о том, что, возможно, существует связь между короткопериодными колебаниями температуры воды в сезонном термоклине и отмеченными гидрометеорологическими параметрами. Для более корректных выводов необходимо проведение специальных экспериментов.

В океанологической практике океанографические параметры измеряются приборами с опреде-

Таблица 18.2

Коэффициенты корреляции между гидрометеорологическими параметрами, периодами T и размахами A короткопериодных колебаний температуры воды

	Длина ряда	Градиент t, °С	Длина ряда	ВКС, м	Длина ряда	Скорость ветра	Длина ряда	$T_{в.в}$	Длина ряда	$H_{в.в}$	Длина ряда	$T_з$	Длина ряда	$H_з$
T1	70	−0,08	70	−0,00	70	0,10	41	0,00	41	0,06	39	0,08	39	0,08
A1		0,28		0,15		0,24		0,07		0,14		0,38		0,38
T2	56	−0,12	56	−0,21	56	−0,17	32	−0,28	32	−0,32	30	0,10	30	0,10
A2		0,21		0,11		0,06		−0,10		−0,12		0,25		0,25
T3	28	0,09	28	−0,01	28	0,11	14	−0,27	14	−0,37	12	−0,51	12	−0,51
A3		0,17		0,24		0,04		−0,27		−0,20		−0,04		−0,04
T4	13	0,30	13	−0,02	13	0,06								
A4		0,43		0,39		−0,30								

Примечание.

T мин		A °С	
T1	0,5—2,9	A1	0,14—3,36
T2	3,1—10,4	A2	0,01—1,00
T3	11,1—20,8	A3	0,01—1,07
T4	22,4—67,7	A4	0,03—1,30

Таблица 18.3

Коэффициенты корреляции между сглаженными значениями гидрометеорологических параметров, периодами и размахами короткопериодных колебаний температуры воды

Параметр	Шаг сглаживания	T1	A1	T2	A2	T3	A3	T4	A4
Градиент t	3					0,53			
	5					0,47			−0,43
	7					0,58			−0,53
Нижняя граница ВКС	3		0,49					−0,47	
	5		0,74				0,45		
	7		0,68		0,46		0,57	0,48	
Скорость ветра	3		0,45	−0,40					
	5		0,58	−0,48					
	7		0,63	−0,52			0,56	0,66	
$T_{в.в}$	3			−0,52		−0,54			
	5			−0,58		−0,80			
	7			−0,62		−0,86			
$H_{в.в}$	3			−0,58		−0,67			
	5			−0,63		−0,87			
	7			−0,64		−0,91			
$T_{в.з}$	3		0,40			−0,65	−0,42		
	5		0,42			−0,84	−0,63		
	7	0,42				−0,96	−0,47		
$H_{в.з}$	3		0,40			−0,65	−0,42		
	5		0,42			−0,84	−0,63		
	7	0,42				−0,96	−0,47		

ленной точностью, декларируемой в их паспортах. В отдельных случаях при анализе процессов различных масштабов (суточных, месячных, сезонных, годовых) приходится осреднять совокупность измерений одного из океанографических элементов. Оценка только средних значений, как правило, почти всегда недостаточна [32]. Следующей необходимой оценкой должна быть величина, характеризующая возможные отклонения от среднего. Совместно эти две величины уже дают определенное представление о возможных изменениях значений интересующего нас океанографического элемента. При этом предполагается, что для совокупностей значений океанографических элементов выполняется нормальный закон распределения или достаточное приближение к этому закону. Имеющиеся исследования распределения измеренных значений океанографических элементов показывают, что эта гипотеза оправдывается вполне удовлетворительно.

Данные наблюдений короткопериодных изменений температуры воды на фиксированных горизонтах свидетельствуют о том, что температура воды на отдельных станциях может изменяться на 0,1—3,9 °С за время наблюдений (см. рис. 18.4, 18.5). Таким образом, если проводить измерения на станциях с различным сдвигом во времени или в пространстве, то можно получить в сезонном термоклине существенно различающиеся значения температуры воды. Это несмотря на то, что в паспорте используемого зонда декларируется точность регистрации температуры воды до 0,004 °С.

Проведенные статистические расчеты показали, что если использовать ряды наблюдений как совокупность величин для расчета средних значений температуры воды, то получим средние квадратические отклонения от 0,0278 до 0,8941 °С; наиболее повторяющиеся значения равны 0,10—0,30 °С. Средняя квадратическая погрешность выборочной средней меняется от 0,0006 до 0,0195 °С, а наиболее повторяющиеся ее значения не превышают 0,001—0,004 °С. При доверительной вероятности $\beta = 0{,}80$ были получены доверительные интервалы, которые, как правило, составляли ±(0,003...0,012) °С. С увеличением доверительной вероятности растет доверительный интервал. Поэтому при доверительной вероятности $\beta = 0{,}997$ значения доверительного интервала, как правило, составляли 0,016—0,029 °С.

18.2.2. Колебания в верхнем 100-метровом слое

На рисунках 18.6—18.8 представлены временные колебания температуры воды в верхнем 100-метровом слое Японского моря, которые были зарегистрированы в августе 1994 г. Они свидетельствуют о том, что значительная временная изменчивость температуры характерна не только для слоя с максимальными вертикальными градиентами. Основываясь на представленных рисунках, анализируемую толщу вод моря можно разделить на три слоя. Минимальные временные изменения температуры воды наблюдаются в поверхностном слое вод, а также на горизонтах под сезонным термоклином или в его нижней части. Максимальные временные колебания температуры выделяются в сезонном термоклине (они наиболее характерны для слоя вод с максимальными вертикальными градиентами температуры).

В верхнем 5-метровом слое вод в большинстве случаев колебания температуры либо отсутствуют, либо не превышают 0,2 °С (см. рис. 18.6—18.8). Для верхнего слоя характерно также наличие однонаправленных линейных трендов повышения или понижения температуры воды. Отмеченные ситуации наблюдаются как в водах системы Цусимского течения, так и в северо-западной части моря. Несколько иная картина временной изменчивости температуры воды во фронтальных зонах. В качест-

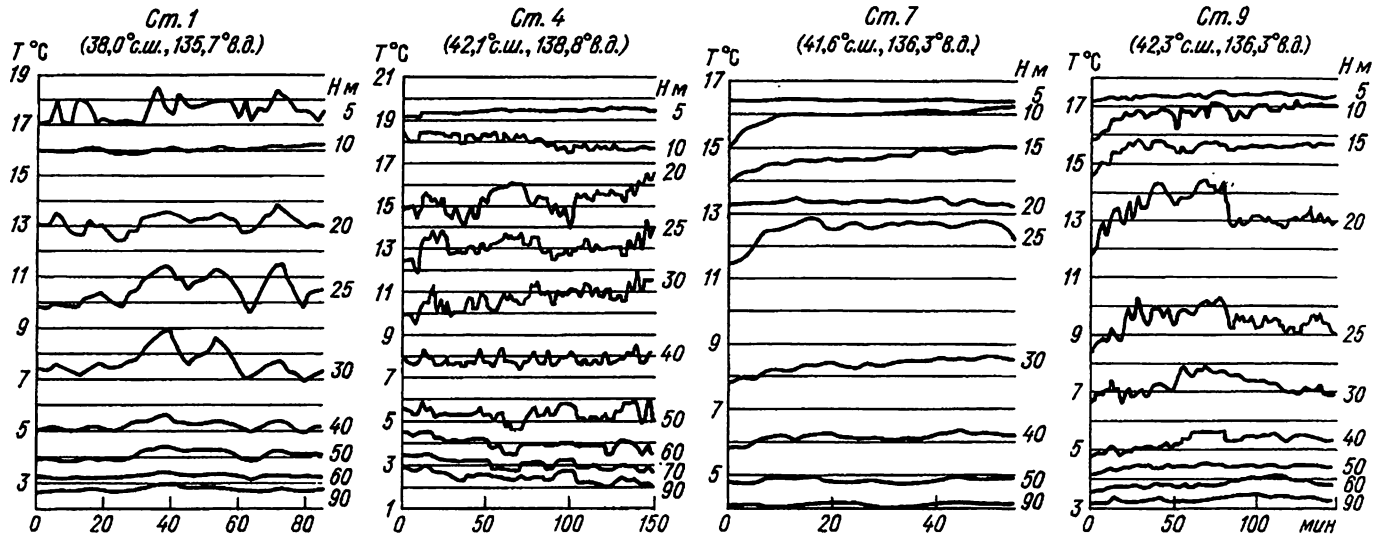


Рис. 18.6. Короткопериодные изменения температуры воды в слое 0—100 м на станциях в Японском море

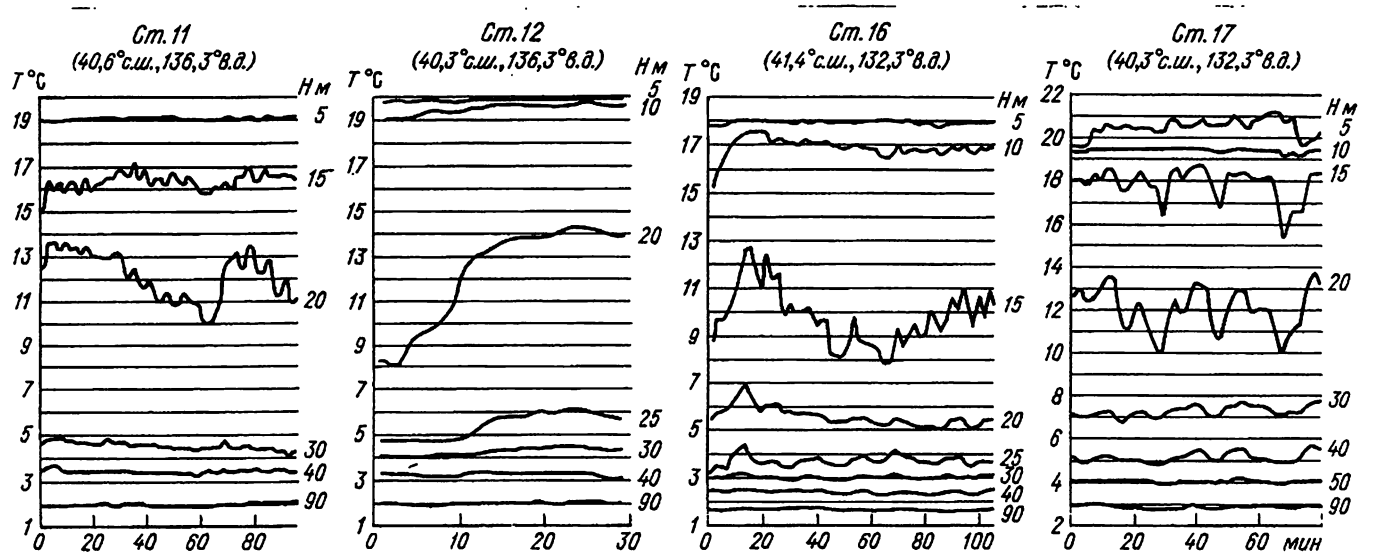


Рис. 18.7. Короткопериодные изменения температуры воды в слое 0—100 м на станциях в Японском море

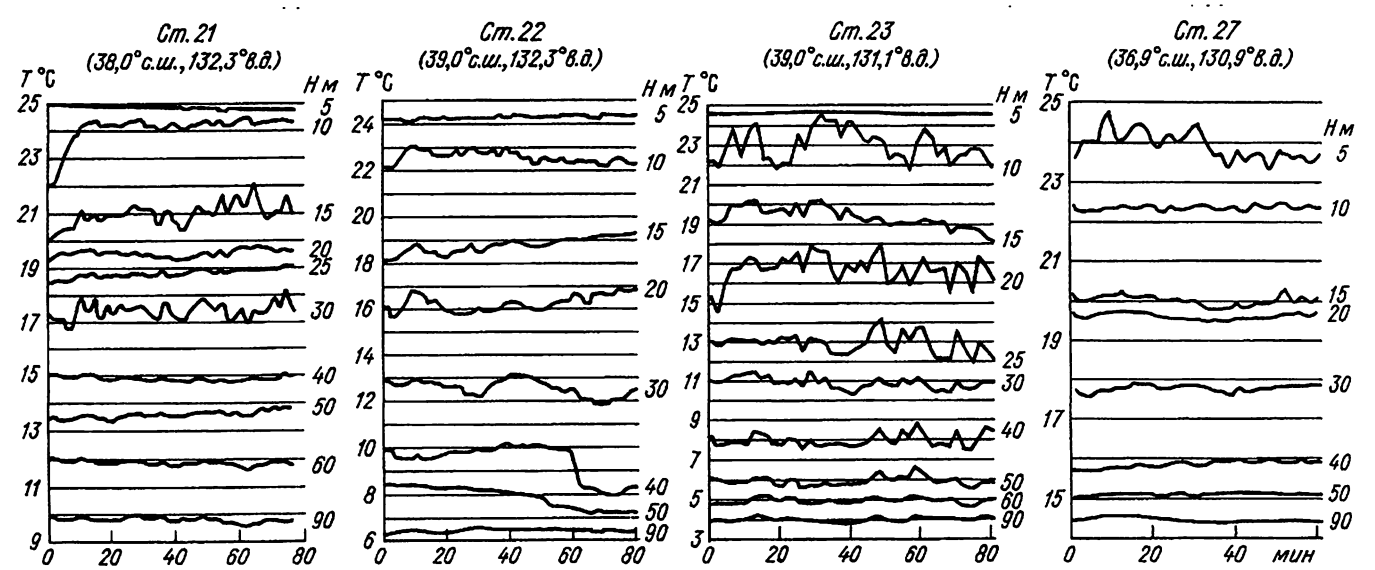


Рис. 18.8. Короткопериодные изменения температуры воды в слое 0—100 м на станциях в Японском море

ве примера рассмотрим колебания температуры на станции 17 (рис. 18.7). Она располагается на северной периферии антициклонического меандра Восточно-Корейского течения. В этом районе на горизонте 5 м выделяются колебания температуры воды с периодами около 10 мин, а также прослеживаются изменения температуры с периодами 1—2 ч. Если преобладающее значение первых из них составляет 0,2—0,5 °С, то у более долгопериодных оно достигает 1—2 °С.

В слое от 40—50 до 100 м колебания температуры воды в основном не превышают 0,5 °С (см. рис. 18.6—18.8). Однако в зонах контакта вод с существенно различающимися характеристиками они увеличиваются до 1—2 °С (например, ст. 4, 11, 17, 22, 23 на рис. 18.6—18.8).

Наиболее существенные временны́е изменения температуры воды проявляются в верхней части сезонного термоклина Японского моря, которая ограничена горизонтами 10—30 м (см. рис. 18.6—18.8). Как следует из этих рисунков, минимальный размах колебаний температуры здесь составляет 1—2 °С. Однако на отдельных станциях (например, ст. 9, 11, 12, 16, 17, 23 на рис. 18.6—18.8) временны́е колебания температуры могут достигать 3,0—6,3 °С. Здесь могут наблюдаться синхронные колебания всего термоклина (например, ст. 1, 9, 17 на рис. 18.6 и 18.7), внутритермоклинные линзы (например, ст. 12 и 22 на рис. 18.7 и 18.8), а также не связанные между собой колебания температуры воды от горизонта к горизонту. Периоды колебаний также существенно различаются как от станции к станции, так и между отдельными горизонтами на конкретной станции. Наиболее повторяющиеся периоды колебаний в верхней части термоклина составляют от 5—10 до 20—40 мин.

Рассмотрим вертикальное распределение температуры воды в верхнем 100-метровом слое вод Японского моря на станциях, где выполнялись регистрации короткопериодных флуктуаций (это характеризует гидрологическую структуру вод, на фоне которой формируется короткопериодная изменчивость температуры). Рассмотрим также возможные изменения профилей температуры воды за время регистраций короткопериодных флуктуаций. Наиболее характерные ситуации по изменению профилей вертикального распределения температуры воды представлены на рис. 18.9.

Главная особенность вертикального распределения температуры заключается в том, что в августе 1994 г. верхний квазиоднородный слой был развит очень слабо. Его нижняя граница, как пра-

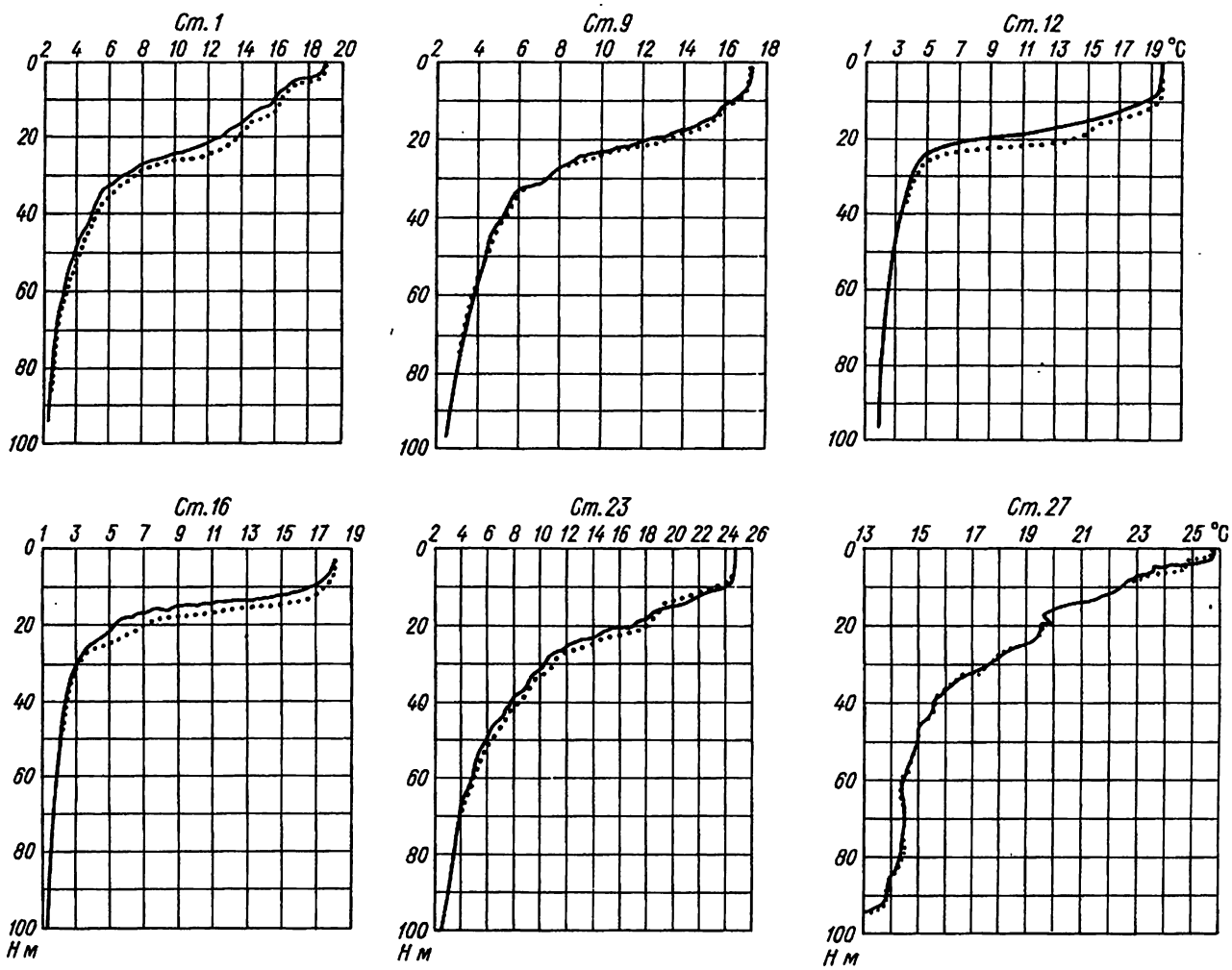


Рис. 18.9. Профили температуры воды на станциях в Японском море

вило, не выходит за пределы 0—10-метрового слоя. Основная толща вод занята сезонным термоклином. В нем выделяется верхняя часть, которая, как правило, ограничена горизонтами 15—30 м. На этом участке профилей вертикальные градиенты температуры воды наиболее значительны. В нижней части сезонного термоклина вертикальные градиенты температуры существенно ниже. Более того, на отдельных станциях в пределах термоклина может наблюдаться более сложная многоступенчатая структура вод, с чередованием участков профилей с более высокими и пониженными градиентами температуры воды (например, ст. 27 на рис. 18.9).

Как следует из рис. 18.9, за время регистрации короткопериодных колебаний температуры воды на всех станциях не наблюдается существенных изменений профиля вертикального распределения. Как правило, наблюдается только смещение вверх или вниз участка профиля с максимальными вертикальными градиентами температуры. На отдельных станциях (например, ст. 23 и 27 на рис. 18.9) выделяется асинхронное смещение отдельных участков профилей.

Результаты наблюдений короткопериодных колебаний температуры в верхней части деятельного слоя вод Японского моря подтверждают гипотезу К. Д. Сабинина [55] о том, что в одних случаях слой скачка откликается на любое внешнее воздействие как широкополосная система и тогда внутренние волны не наблюдаются. В других случаях он ведет себя как резонансная система, выделяющая из широкого спектра воздействий только узкую полосу частот. В последнем случае появляются более или менее четко выраженные короткопериодные волны, связанные с наличием «резонирующего» слоя. При этих условиях достаточно проанализировать колебания любой изотермы, чтобы получить представление о колебаниях всего термоклина.

На каждом из горизонтов наблюдений, помимо построения графиков короткопериодных временных вариаций температуры воды, представленных на рис. 18.6—18.8, были рассчитаны средние квадратические отклонения температуры за периоды наблюдений, которые характеризует степень ее изменчивости. Рассчитаны также средние квадратические погрешности выборочной средней. Результаты расчетов показали, что если использовать полученные ряды наблюдений как совокупность величин для расчета средних значений температуры воды, то лишь в этом случае можно получить средние квадратические погрешности выборочных средних, сравнимые с декларируемой точностью используемых для наблюдений приборов.

Результаты наблюдений, представленные на рис. 18.4—18.8, только в первом приближении можно интерпретировать как регистрацию линз или волновых возмущений поля температуры. Для выявления природы короткопериодных флуктуаций температуры воды в рассматриваемом районе моря необходимы натурные эксперименты, которые должны реализовываться по принципу специальных полигонов. Кроме того, дальнейшие наблюдения должны по возможности охватывать одновременно все структурные элементы деятельного слоя.

Выявленные особенности необходимо использовать при построении и дальнейшей интерпретации карт температуры. Это относится как к данным конкретных съемок, так и к результатам многолетних обобщений (особенно в районах с недостаточным количеством наблюдений). Полученные параметры изменчивости следует учитывать также при принятии решений о степени детализации карт температуры воды на акватории Японского моря.

18.3. Суточная изменчивость

Этот вид изменчивости в основном связан с приливными и инерционными движениями в толще воды, неоднородностями, возникающими на границах раздела течений и водных масс, а также с суточным ходом солнечной радиации. Суточные колебания температуры воды, связанные с изменчивостью солнечной радиации, составляют у поверхности моря около 0,1 °С и быстро убывают с глубиной (до горизонта 50 м — по меньшей мере на порядок).

Как следует из [11, 13, 15, 33, 40, 60—63], методика наблюдений мало изменилась с момента зарождения океанографической науки, хотя цели и задачи исследований значительно видоизменились. В ряде случаев методика не отвечает предъявляемым к ней требованиям. Примером этого могут служить наблюдения в приливных морях, в которых значение суточной амплитуды колебаний температуры воды имеет один порядок с месячной и сезонной изменчивостью. Однако для анализа и расчетов, как правило, используются данные разовых наблюдений.

Большинство предыдущих исследований изменчивости гидрологических характеристик в Японском море относится в основном к прибрежным районам. В деятельном слое моря были выявлены существенные колебания температуры в течение суток (до нескольких градусов). Поэтому в настоящей работе проведен анализ данных наблюдений на двухсуточных станциях, которые выполнены в глубоководной части Японского моря в 1990 и 1991 гг. Рассмотрена изменчивость температуры воды в слое 0—500 м.

Анализ результатов основывается на построении профилей вертикального распределения характеристик, графиков их временны́х изменений, а также на статистических расчетах. Все это позволило оценить меру трансформации профилей вертикального распределения за время наблюдений, выявить временны́е масштабы колебаний, определить изменения характеристик рассматриваемой толщи вод от горизонта к горизонту.

Традиционно принято считать, что в морских водах ко времени максимального охлаждения временны́е колебания характеристик, как правило, незначительны. Однако это характерно только для

шельфовых районов, где конвективное перемешивание достигает дна, а горизонтальные градиенты характеристик почти отсутствуют. Изменения профилей вертикального распределения температуры воды за время наблюдений на конкретных станциях позволили выявить следующее. Рассматриваемую толщу вод глубоководной части Японского моря по масштабам изменчивости в холодный период года можно условно разделить на три слоя (рис. 18.10): верхний квазиоднородный, слой наибольших вертикальных градиентов, а также сравнительно однородные глубинные воды (начиная с горизонтов 300—400 м).

Минимальная внутрисуточная изменчивость температуры воды отмечается на всей акватории в глубинных водах (0,2—0,5 °С). В верхнем квазиоднородном слое изменчивость температуры несколько выше, чем в глубинных водах — от 0,1—0,5 до 2,0—2,5 °С. Наибольшие значения изменчивости локализуются в районах фронтальных зон, отделяющих поверхностные воды Японского моря от тихоокеанских, вносимых системой Цусимского течения (рис. 18.10 *а*, *б*). Вдали от резко выраженных фронтальных разделов (например, в северо-западной части рассматриваемой акватории), а также в районах основных течений южной и юго-восточной частей моря, изменчивость температуры воды в пределах верхнего квазиоднородного слоя, как правило, не превышает 0,3—0,8 °С (рис. 18.10 *в*, *д*). Максимальные внутрисуточные вариации температуры воды отмечаются на горизонтах от 50—100 до 200—250 м (рис. 18.10). По значениям изменчивости в этом слое рассматриваемую акваторию можно условно разделить на две части: северную и северо-западную, где вариации температуры воды не превышают 1,0—2,5 °С (рис. 18.10 *в*), а также южную и юго-восточную (например, рис. 18.10 *а*, *д*), в которой температура воды в течение суток меняется на 4,5—5,5 °С (вблизи Корейского пролива эти значения могут превышать 8 °С).

Совместный анализ временного распределения температуры, солености и кислорода показал, что в случае хорошо выраженных колебаний изменения происходят, как правило, синхронно. Однако в зонах раздела вод различного происхождения (шельфовых, япономорских и тихоокеанских) могут наблюдаться специфические особенности, которые зависят от пространственных градиентов характеристик.

Графики временны́х изменений океанологических параметров свидетельствуют, что зимой в деятельном слое Японского моря присутствуют колебания с периодами от 6—8 до 25—34 ч. Вблизи берегов периоды временны́х изменений температуры воды на станциях могут быть близкими к приливным или инерционным (рис. 18.11), а в центральной части моря колебания имеют более сложный характер.

В летний сезон максимальные внутрисуточные колебания температуры воды (достигающие 8 °С) характерны для слоя термоклина (рис. 18.12). В южных и юго-восточных районах моря он имеет наибольшую вертикальную протяженность и проявляется до горизонтов 200—300 м. В северной и северо-западной частях моря сезонный термоклин располагается наиболее близко к поверхности, что выражается в трансформации профилей на горизонтах от 20 до 100 м (например, рис. 18.12 *а*).

Летом, как и в зимний сезон, имеются географические различия значений суточных колебаний температуры воды в слое термоклина. Минимальная суточная изменчивость температуры характерна для япономорских вод, которые заполняют северную и северо-западную части моря. Здесь размах колебаний, как правило, не превышает 1—2 °С (например, рис 18.12 *а*, *б*). В тихоокеанских водах суточные колебания температуры в сезонном и главном термоклинах достигают максимальных значений: 4—7 °С (например, рис. 18.12 *в*, *д*). На подходах к Сангарскому проливу, где высокоградиентный пограничный слой, разделяющий тихоокеанские и собственно япономорские воды, достигает значительного развития по вертикали, примерно одинаковая изменчивость профилей температуры наблюдается между горизонтами 50 и 300 м (рис. 18.12 *г*).

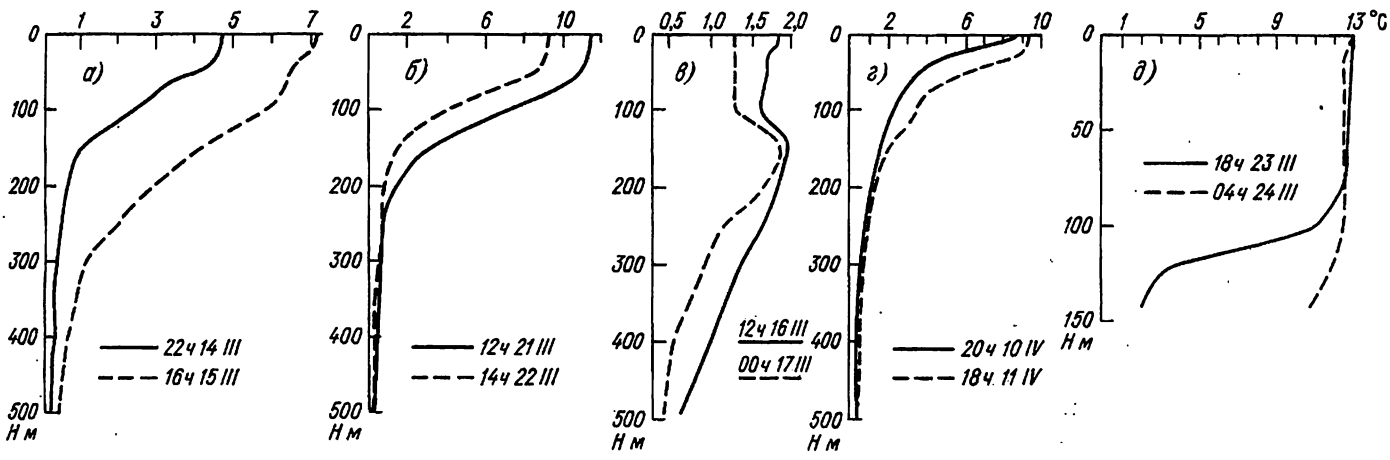


Рис. 18.10. Суточная изменчивость профилей температуры воды на отдельных станциях зимой в Японском море

а — 40° 10′ с. ш., 133° 50′ в. д.; *б* — 36° 35′ с. ш., 130° 35′ в. д.; *в* — 42° 00′ с. ш., 131° 00′ в. д.; *г* — 40° 00′ с. ш., 138° 00′ в. д.; *д* — 35° 00′ с. ш., 130° 30′ в. д.

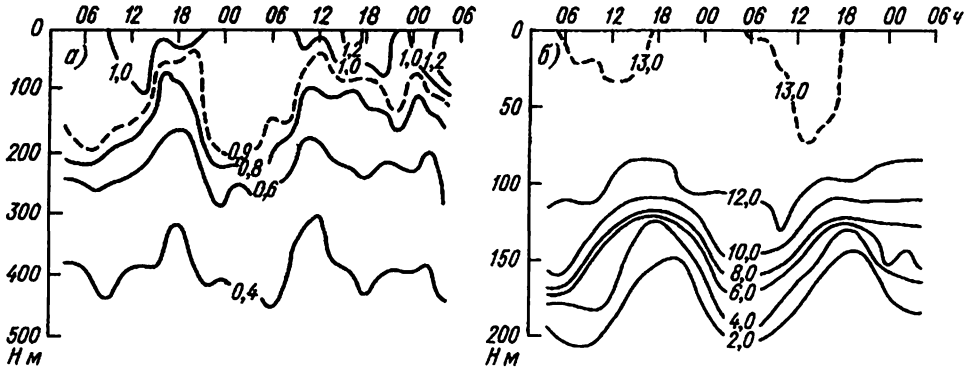


Рис. 18.11. Временные изменения температуры воды на двухсуточных станциях в Японском море зимой

а — 41° 00′ с. ш., 133° 00′ в. д.; *б* — 35° 30′ с. ш., 130° 30′ в. д.

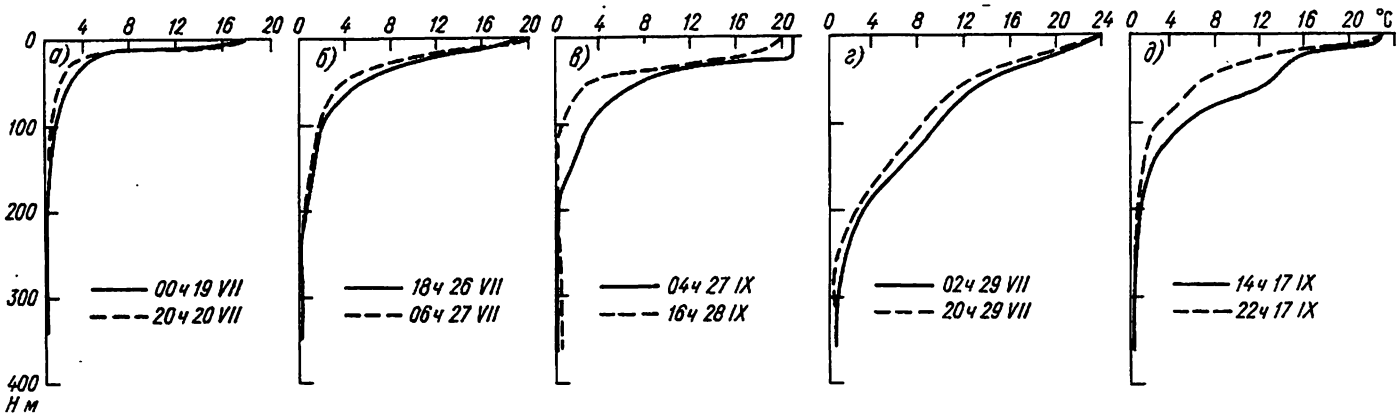


Рис. 18.12. Суточная изменчивость профилей температуры воды на станциях летом в Японском море

а — 41° 30′ с. ш., 132° 15′ в. д.; *б* — 42° 00′ с. ш., 137° 00′ в. д.; *в* — 40° 00′ с. ш., 136° 00′ в. д.; *г* — 40° 30′ с. ш., 139° 06′ в. д.; *д* — 38° 00′ с. ш., 132° 00′ в. д.

Как следует из рис. 18.12, минимальные значения суточной изменчивости температуры воды характерны для верхнего квазиоднородного слоя, который в летнее время имеет незначительную вертикальную протяженность. В работе [37] получено, что в августе в северной и северо-западной частях моря средние многолетние значения толщины ВКС не превышают 10—15 м. Несколько больше (до 20 м) они в южной и юго-восточной частях моря. Пространственные градиенты температуры воды в верхнем квазиоднородном слое летом минимальны [60].

Небольшое значение суточной изменчивости температуры воды летом отмечается также на горизонтах глубже 200—300 м. Это связано с тем, что летом слой сезонного термоклина в Японском море расположен очень близко к поверхности. Под сезонным термоклином (его нижняя граница в северной и северо-западной частях моря расположена на глубине первых десятков метров) пространственные градиенты сравнительно малы, так как здесь располагаются однородные воды, сформированные в процессе осенне-зимней конвекции. Несмотря на то что слой сезонного термоклина в южной и юго-восточной частях моря имеет большую протяженность по глубине, его нижняя граница не распространяется глубже 150—200 м. На нижележащих горизонтах за счет зимней конвекции и более интенсивного, чем в северной части моря, вертикального и бокового обмена вод пространственные градиенты температуры также существенно уменьшаются. Все это приводит к тому, что в толще вод ниже 200—300 м происходит значительное снижение значений суточной изменчивости и форма профилей температуры практически не меняется.

Графики временны́х колебаний температуры воды, представленные на рис. 18.13, подтверждают тот факт, что наибольшая изменчивость температуры воды в течение суток наблюдается летом в слое термоклина (см. рис. 18.12, 18.13). В поверхностном слое вод колебания температуры воды практически незаметны. На горизонтах ниже 300—400 м они не превышают десятых долей градуса. Наибольшая суточная изменчивость температуры воды в Японском море, достигающая 3—5 °С, наблюдается в слое, включающем сезонный и верхнюю часть главного термоклина.

Для всех станций были рассчитаны зависимости между рядами температуры воды на различных горизонтах, определялась возможная связь изменений температуры с атмосферным давлением и модулем скорости ветра. Расчеты показали, что значимые связи между временны́ми рядами температуры от горизонта к горизонту выделяются даже с 95 %-ной вероятностью. Эта закономерность наиболее характерна для слоя пикноклина, а по направ-

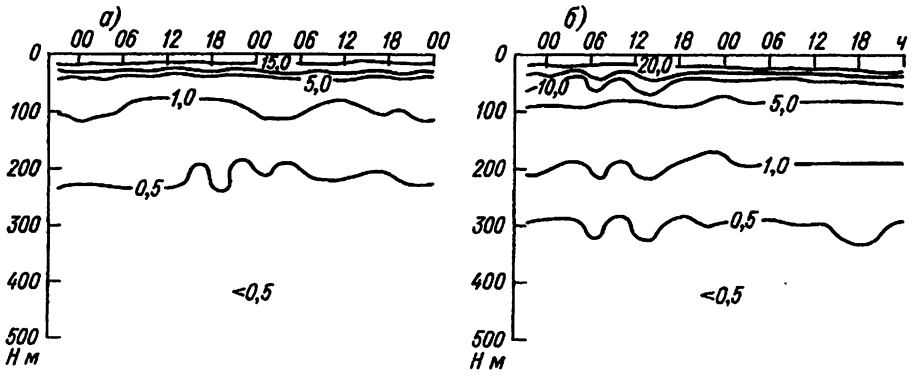


Рис. 18.13. Временные изменения температуры воды на двухсуточных станциях в Японском море летом

а — 41° 30′ с. ш., 132° 15′ в. д.; *б* — 38° 00′ с. ш., 132° 00′ в. д.

лению от него к поверхности и дну значения коэффициентов корреляции уменьшаются. Только на отдельных горизонтах и в небольшом числе пунктов наблюдений выявлены связи колебаний температуры воды с изменениями атмосферного давления и скорости ветра. Установлено, что деятельный слой моря откликается только на медленные повышения или понижения атмосферного давления в течение 16—30 ч.

Как показывают представленные материалы, колебания температуры воды в течение суток могут быть значительными. Поэтому карты температуры воды, построенные по данным случайных наблюдений, могут не отражать реальное распределение.

18.4. Сезонная изменчивость

Полученные результаты, как и выводы предыдущих исследователей [10, 18, 26, 29, 45, 47, 52, 53, 65], свидетельствуют о том, что на преобладающей части моря сезонные изменения гидрологических характеристик значительны только в верхнем слое (рис. 18.14 и 18.15). Как следует из рис. 18.14, на акватории к северу от полярного фронта уже на горизонтах 50 и 75 м сезонные колебания температуры несущественны (рис. 18.14 *д*, *е*, *з*). Однако в водах Цусимского течения на этих горизонтах они выделяются четко и достигают 4—8 °С (рис. 18.14 *а*—*в*). В районе полярного фронта, где отмечается интенсивное смешение вод с существенно различными характеристиками и погружение образующихся вод на значительную глубину, наблюдается переходная ситуация (например, рис. 18.14 *г*, *ж*).

Довольно отчетливо выделяется также смещение от горизонта к горизонту времени наступления годового максимума температуры воды. Синхронные сезонные изменения температуры характерны только для поверхностного слоя вод (рис. 18.14). Поэтому только на горизонтах 0 и 10 м на всей акватории моря сохраняется единое время наступления максимального прогрева (август), а в слое 50—100 м он уже смещается на октябрь—ноябрь (рис. 18.14, 18.15).

Изменения месячных профилей вертикального распределения температуры в течение года во всех одноградусных квадратах могут быть использованы для определения нижней границы деятельного слоя вод Японского моря (см. рис. 18.1). Сезонные изменения температуры, как это отмечалось ранее [18, 29, 35, 45, 52, 69, 99, 128], имеют определенные пространственные закономерности (в большинстве случаев они заметны до горизонтов 300—500 м). Поэтому в каждом одноградусном квадрате был определен горизонт, начиная с которого ежемесячные профили температуры не отличаются друг от друга. Этот горизонт принимался за нижнюю границу деятельного слоя. Наибольшие глубины горизонта сезонных изменений температуры воды (400—500 м) характерны для южной части моря. Здесь это связано с нисходящими движениями вод в центре обширного антициклонического меандра Восточно-Корейского течения, а также с динамикой положения фронтальной зоны на северной и восточной границах этого меандра. До горизонта 400 м прослеживаются сезонные колебания температуры у берегов Японии (вследствие опускания вод в антициклонических круговоротах, формирующихся при взаимодействии Цусимского течения с материковым склоном). Также высокие значения (до 400—500 м) выделяются в Татарском проливе, что связано с конвективными процессами, значительной сезонной изменчивостью поверхностных вод и внутригодовой изменчивостью интенсивности и пространственного положения ветви вод Цусимского течения. У берегов юга Приморья сезонные изменения температуры воды выделяются только до горизонта 300 м. Статистические оценки достоверности выделения сезонного хода температуры воды на горизонте 400 м, полученные ранее в [37], подтверждают полученные результаты.

Верхний квазиоднородный слой (ВКС), один из основных элементов деятельного слоя моря, в течение года существенно изменяется как по толщине, так и по характеру пространственного распределения в нем температуры и солености. Он имеет минимальное вертикальное развитие в начале весеннего прогрева поверхностных вод. В весенне-летний

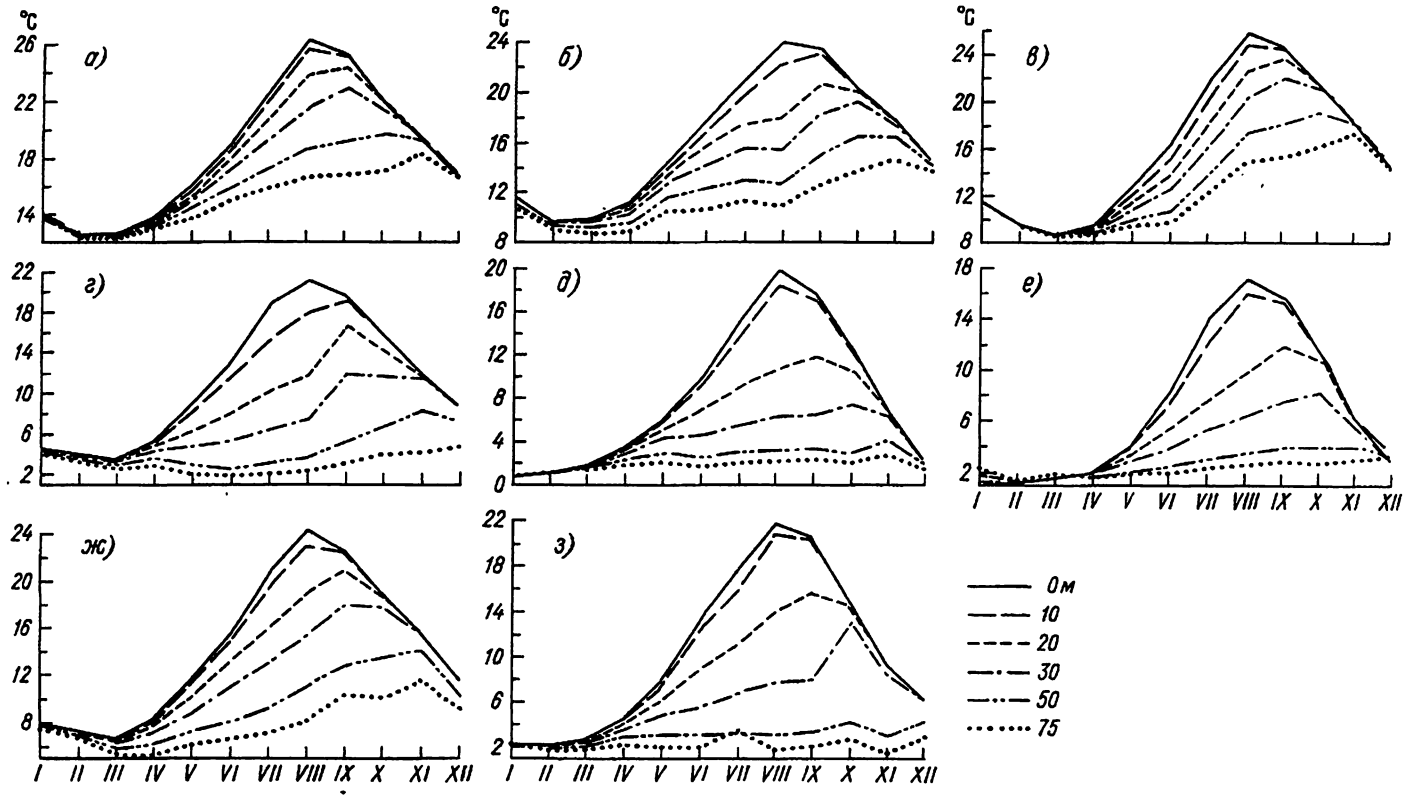


Рис. 18.14. Годовой ход температуры воды на горизонтах 0, 10, 20, 30, 50, 75 м в отдельных квадратах Японского моря

а — 35,5° с. ш., 131,5° в. д.; *б* — 37,5° с. ш., 130,5° в. д.; *в* — 39,5° с. ш., 139,5° в. д.; *г* — 40,5° с. ш., 130,5° в. д.; *д* — 43,5° с. ш., 136,5° в. д.; *е* — 47,5° с. ш., 140,5° в. д.; *ж* — 39,5° с. ш., 134,5 в. д.; *з* — 41,5° с. ш., 137,5° в. д.

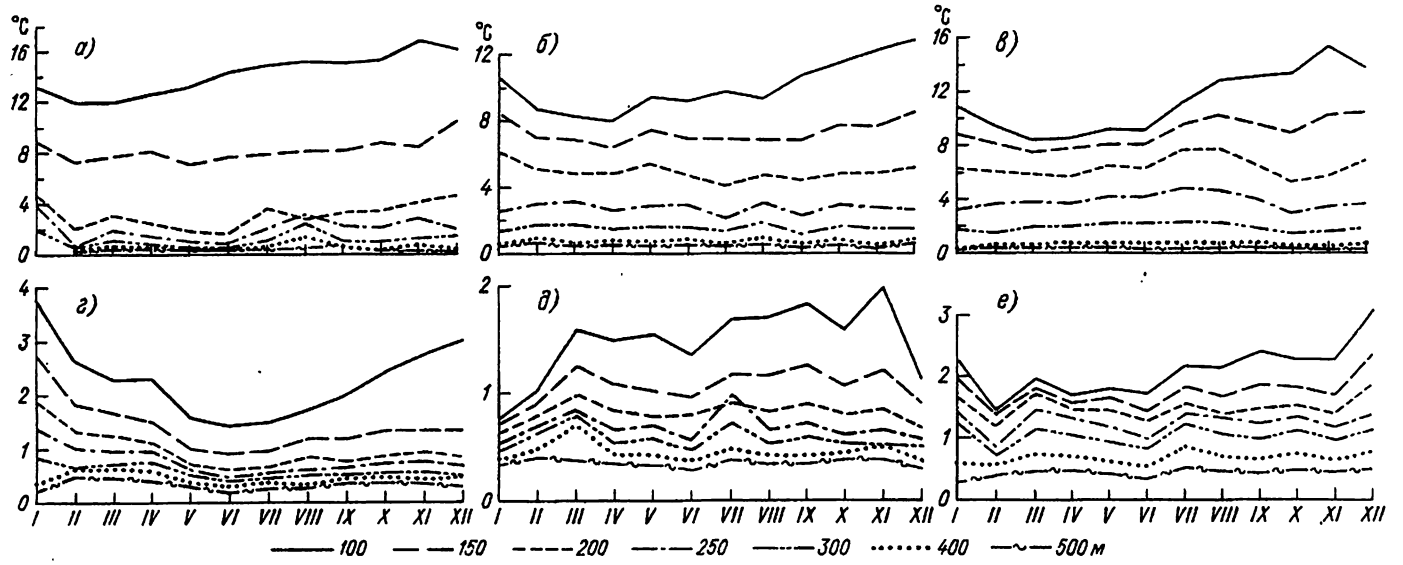


Рис. 18.15. Годовой ход температуры воды на горизонтах 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 м в отдельных квадратах Японского моря

а — 35,5° с. ш., 131,5° в. д.; *б* — 37,5° с. ш., 130,5 в. д.; *в* — 39,5° с. ш., 139,5° в. д.; *г* — 40,5° с. ш., 130,5° в. д.; *д* — 43,5° с. ш., 136,5° в. д.; *е* — 47,5° с. ш., 140,5° в. д.

период ВКС в Японском море также слабо развит. Основу для ограничения переноса тепла и солей на нижележащие горизонты представляет хороший прогрев и распреснение поверхностных вод в теплое время года, а также большая повторяемость слабых ветров и штилевых ситуаций. Поэтому, например, в августе (рис. 18.16) у берегов северной и северо-западной частей моря нижняя граница верхнего квазиоднородного слоя не распространяется глубже горизонтов 5—10 м. Максимально она заглублена у южных берегов Японии (20—25 м). Эти различия в основном связаны с более сильной стратификацией деятельного слоя вод в северной части моря.

Стандартные отклонения глубины залегания нижней границы верхнего перемешанного слоя в августе на акватории моря не превышают 5—11 м

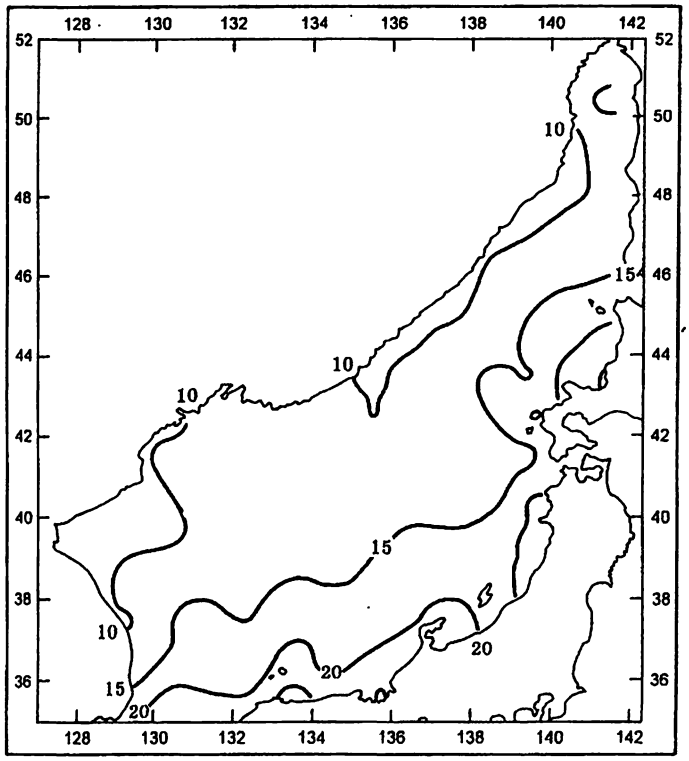


Рис. 18.16. Средние многолетние характеристики верхнего квазиоднородного слоя в августе: положение нижней границы в метрах

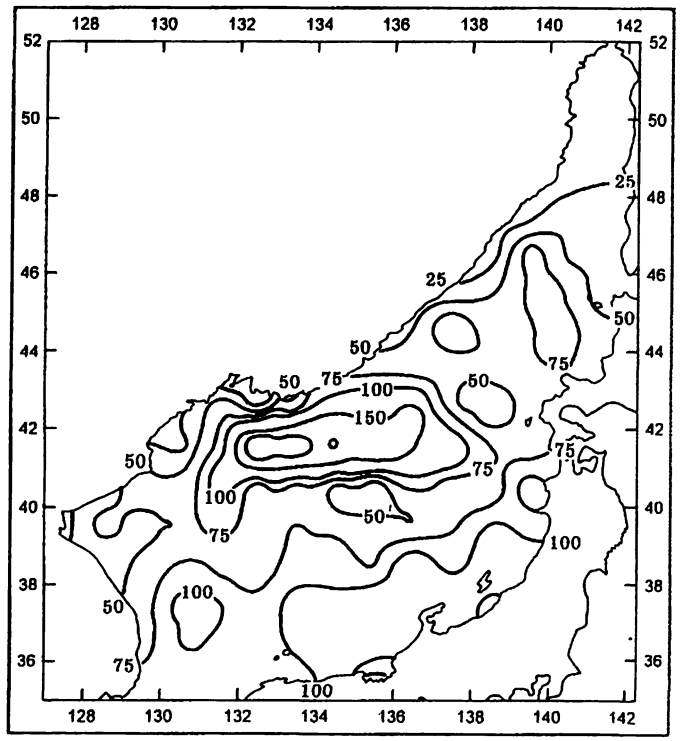


Рис. 18.17. Средние многолетние характеристики верхнего квазиоднородного слоя в феврале: положение нижней границы в метрах

причем максимальные значения также относятся к южной и юго-восточной частям Японского моря. Имеющиеся данные океанографических наблюдений и несложные расчеты показывают, что в северной и северо-западной частях моря нижняя граница ВКС в августе не выходит за пределы верхнего 25—35-метрового слоя. В южной и юго-восточной частях моря она может опускаться до горизонтов 40—50 м.

Максимального развития верхний квазиоднородный слой достигает в феврале. Как видно из рис. 18.17, на преобладающей части моря его нижняя граница не распространяется глубже 50—100 м. Однако между параллелями 40,5—42,0° с. и меридианами 131—137° в. выделяется область с максимальным развитием ВКС, где он достигает толщины 150—200 м. Распределение стандартных отклонений глубины залегания нижней границы ВКС имеет в пределах моря аналогичные закономерности. Максимум их значений также выделяется в районе, ограниченном параллелями 40,5—42,0° с. и меридианами 131—137° в.

В осенне-зимнее время верхний квазиоднородный слой обычно идентифицируется как слой вод, вовлеченный в процессы интенсивной осенне-зимней конвекции. В этом случае (если использовать средние значения положения нижней границы ВКС и тройное среднее квадратическое отклонение) можно определить предельно возможную глубину осенне-зимней конвекции в Японском море. Расчеты, основанные на имеющихся к настоящему времени данных глубоководных океанографических наблюдений, позволяют сделать вывод о том, что для района, ограниченного параллелями 40,5—42,0° с. и меридианами 131—137° в., предельно возможная глубина осенне-зимней конвекции не может превышать 1000—1100 м.

Температура верхнего перемешанного слоя в августе (рис. 18.18 *а*) имеет максимальные значения (до 25—26 °С) у берегов Японии. У восточных берегов Приморья и в северо-западной части Татарского пролива она минимальна и не превышает 14—18 °С. В феврале температура ВКС более четко, чем летом, отражает особенности динамики вод моря (рис. 18.18 *б*). Максимальные значения (7—13 °С) характерны для тихоокеанских вод. В поле температуры более рельефно выделяется антициклонический меандр Восточно-Корейского течения, а также меандр Цусимского течения на параллели 44° с. Минимум температуры воды наблюдается в зал. Петра Великого, а также в северной и северо-западной частях Татарского пролива. Изотерма 2 °С свидетельствует о перемещении переохлажденных прибрежных вод от зал. Петра Великого на восток. Можно предположить, что в результате перемешивания этих вод с водами Восточно-Корейского течения происходит формирование здесь области с максимальным развитием ВКС.

Максимальные сезонные изменения температуры воды характерны для поверхностного слоя (рис. 18.19). В пределах моря наблюдаются довольно значительные вариации — от 12—13 до 21 °С. Минимум сезонных колебаний наблюдается в районе Корейского пролива, что свидетельствует о сла-

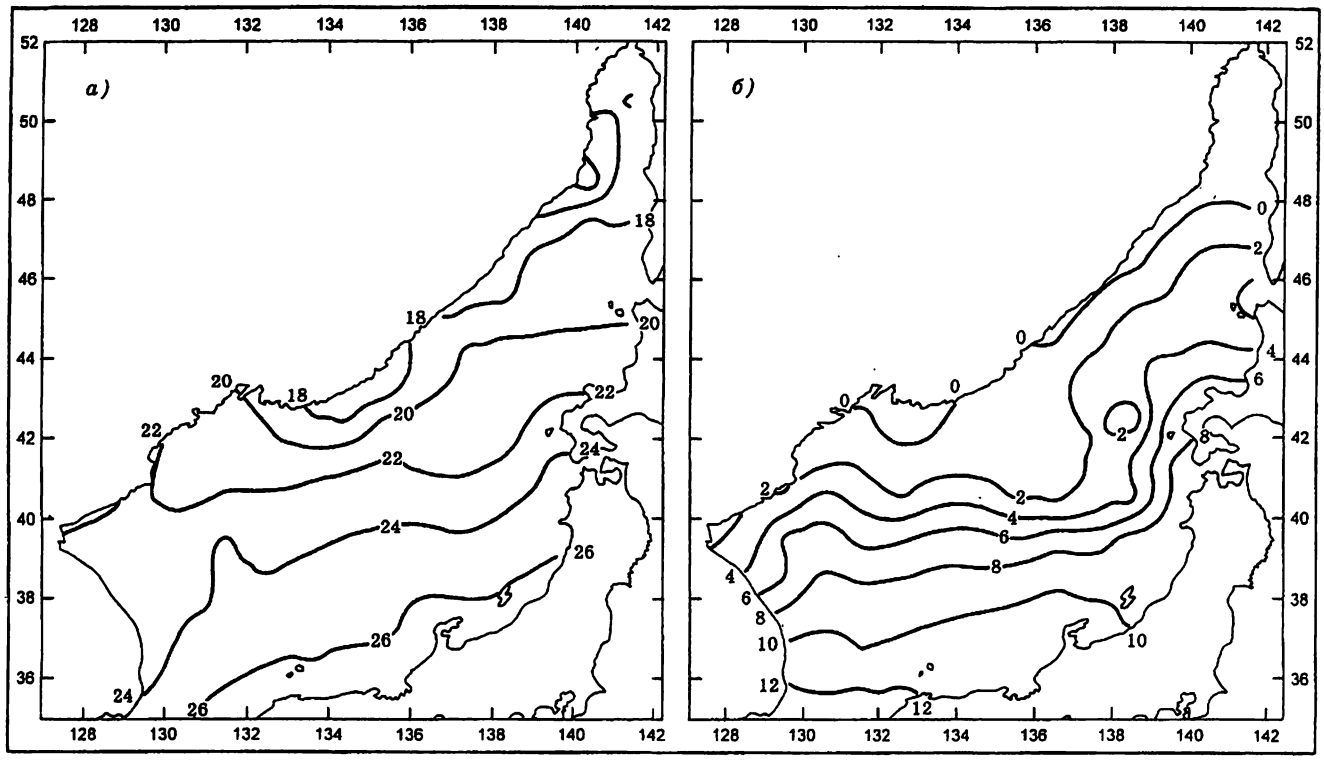


Рис. 18.18. Средняя многолетняя температура (°С) верхнего квазиоднородного слоя: *а* — август, *б* — февраль

бой сезонной изменчивости температуры поступающих в море тихоокеанских вод. В Татарском проливе сезонные колебания температуры воды не превышают 16—18 °С. Причина заключается в том, что для северной части моря (см. рис. 18.14 и 18.15) характерна невысокая температура поверхностных вод во время наибольшего прогрева.

Максимум сезонных колебаний температуры в поверхностных водах Японского моря выделяется в трех районах: юго-западнее зал. Петра Великого, в Восточно-Корейском заливе и в центре моря (см. рис. 18.19). В двух первых районах это связано с высокими значениями температуры в летний период. Максимум значений в центре моря формируется в результате процессов адвекции.

На подповерхностных горизонтах сезонные колебания температуры воды существенно уменьшаются и уже на горизонте 50 м не превышают 3—10 °С (см. рис. 18.19). Максимум значений (8—10 °С) наблюдается в водах системы Цусимского и Восточно-Корейского течений. К северу от полярного фронта сезонные колебания температуры в основном не превышают 4—6 °С. Повышенные значения в вершине Татарского пролива отражают эффект осенней передачи тепла от поверхности на нижележащие горизонты, происходящей на первом этапе конвекции.

На горизонте 100 м по размаху сезонных колебаний температуры воды существуют еще большие различия между акваториями, располагающимися к северу и к югу от полярного фронта. Минимальные значения сезонных колебаний на этом горизонте также наблюдаются в северной и северо-западной частях моря (см. рис. 18.19). Причина этого состоит в том, что здесь вследствие значительной плотностной стратификации вод на подповерхностных горизонтах очень слабо проявляется влияние летнего прогрева. Сезонные изменения температуры воды в этих частях моря в основном есть следствие конвективных процессов, а также адвекции вод из соседних районов.

Максимальные значения сезонной изменчивости температуры воды на горизонте 100 м характерны для южного и юго-восточного районов моря, которые находятся под влиянием вод системы Цусимского течения (см. рис. 18.19). Здесь выше скорости течений, которым сопутствуют вихревые образования и меандры различных масштабов. Наиболее обширные из них, проявляющиеся в поле значений сезонной изменчивости температуры, — это антициклонические меандры Восточно-Корейского течения (с центром на 38° с. ш. и 131° в. д.), а также Цусимского течения, располагающиеся к западу от о. Хоккайдо. У берегов Японии в результате взаимодействия Цусимского течения с материковым склоном постоянно генерируются антициклонические вихри. Это приводит к перемещению термических аномалий, формирующихся в поверхностном слое вод, на значительные глубины.

По мере роста глубин происходит дальнейшее уменьшение размаха сезонных колебаний температуры воды, и на горизонте 200 он уже не превышает 2—3 °С. К северу от полярного фронта сезонные колебания температуры воды не превышают 1 °С.

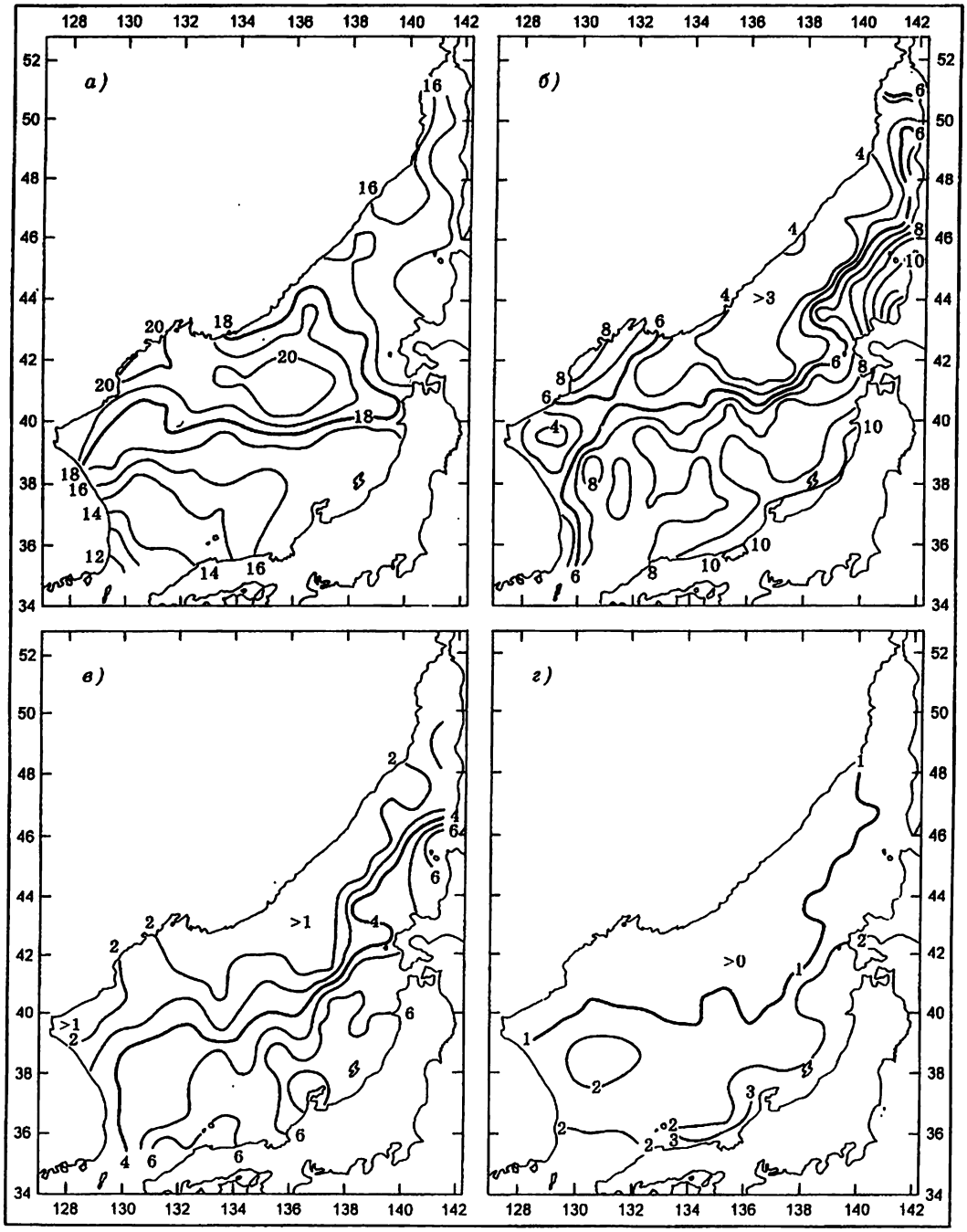


Рис. 18.19. Размах (макс—мин) сезонных колебаний температуры воды (°С) в Японском море на горизонтах 0 (*а*), 50 (*б*) , 100 (*в*) и 200 (*г*) м

На акватории распространения тихоокеанских вод наблюдается максимум изменчивости, наиболее заметный в пределах антициклонических меандров Восточно-Корейского течения и вблизи материкового склона о. Хонсю. В этих районах моря за счет нисходящих движений вод размах сезонных колебаний температуры воды достигает 2—3 °С (см. рис. 18.19).

На основе графиков годового хода температуры воды, примеры которых представлены на рис. 18.14 и 18.15, были построены схемы пространственного распределения времени наступления экстремумов температуры на акватории моря (рис. 18.20 и 18.21). Из рис. 18.20 видно, что максимальный прогрев поверхностных вод моря наступает в августе и только в районе антициклонического меандра Цусимского течения, располагающегося западнее о. Хоккайдо, — в сентябре. Возможно, это связано с тем, что вертикальный обмен поверхностных и нижележащих вод в пределах меандра обусловливает более длительный промежуток времени для прогрева вод.

По мере роста глубины происходит запаздывание времени наступления максимальной температуры воды относительно температуры поверхности моря, что отмечалось во многих работах [18, 29, 35,

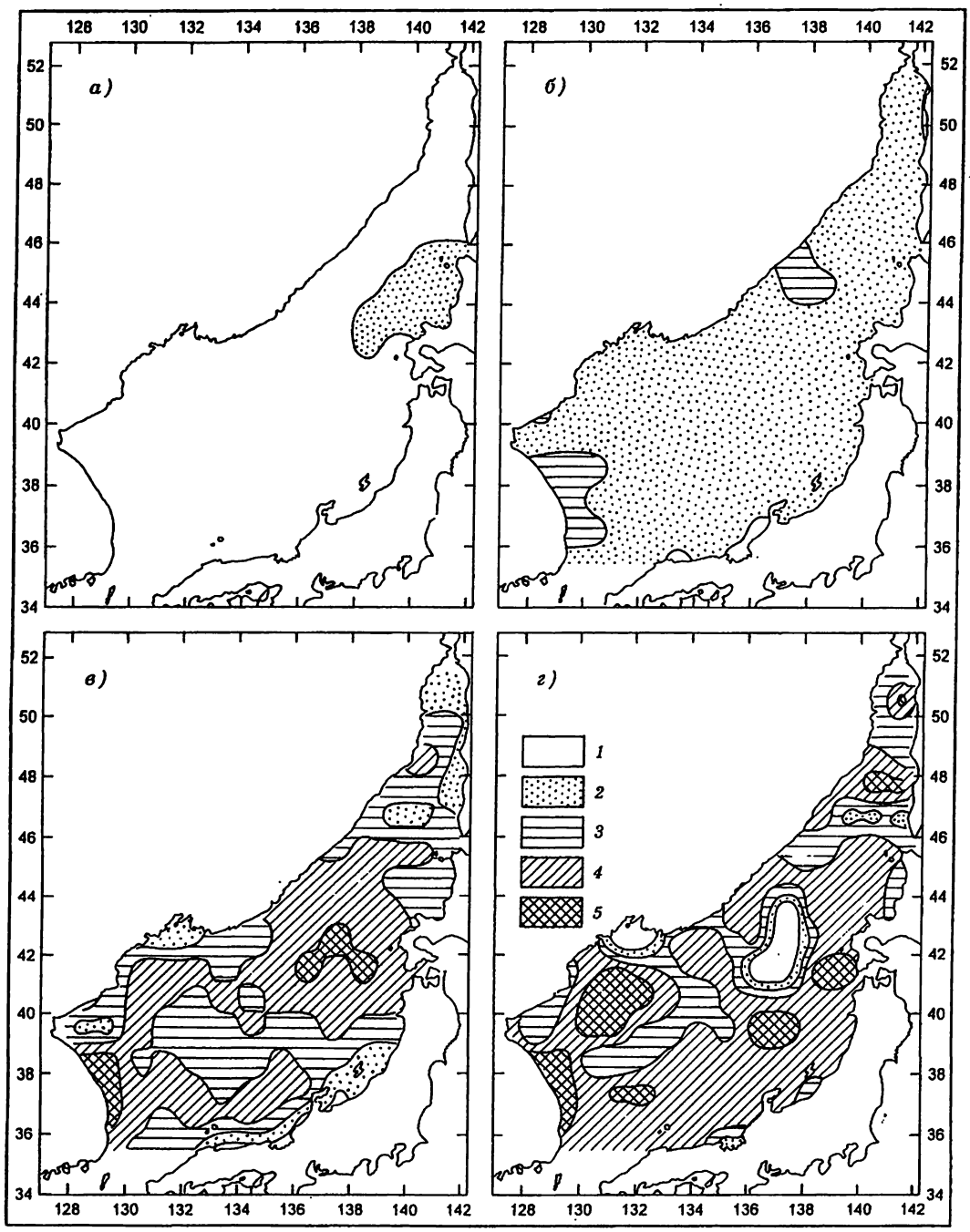


Рис. 18.20. Время наступления (месяц) максимальной температуры воды в Японском море на горизонтах 0 (*а*), 20 (*б*), 50 (*в*), 75 (*г*) м

1 — август, *2* — сентябрь, *3* — октябрь, *4* — ноябрь, *5* — декабрь

45, 69]. На различных участках акватории моря максимальная температура воды наблюдается либо в августе, либо в сентябре (например, горизонт 20 м на рис. 18.20). На горизонте 50 м на преобладающей части моря максимум температуры отмечается в октябре (рис. 18.20). В северной части Татарского пролива, заливах Петра Великого и Восточно-Корейском максимум температуры наступает в сентябре. В это время над акваторией Японского моря возрастает повторяемость значительных скоростей ветра, на море выходят тайфуны и тропические циклоны. Это способствует более интенсивному вертикальному обмену вод, особенно в мелководных районах, где сезонный термоклин расположен наиболее близко к поверхности. Наступление максимальной температуры воды в сентябре у южной части архипелага Японских островов связано с вихреобразованием и нисходящими движениями вод при взаимодействии Цусимского течения с материковым склоном.

В обширной области к западу от Сангарского пролива максимальная температура на горизонте 50 м наступает в ноябре. Это один из наиболее активных в динамическом отношении районов моря. Здесь на юго-западной периферии антициклонического меандра происходит интенсивное взаимодей-

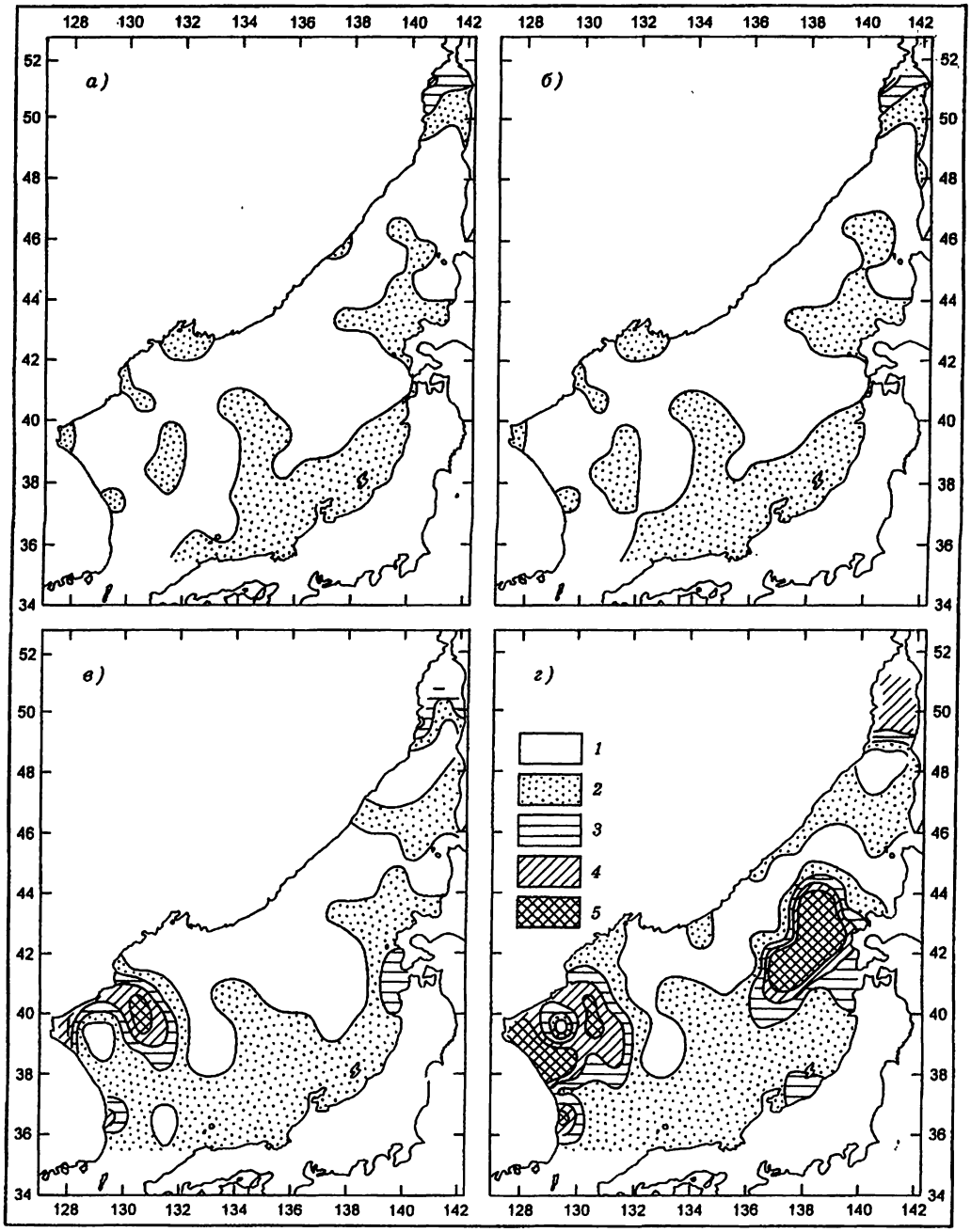


Рис. 18.21. Время наступления (месяц) минимальной температуры воды в Японском море на горизонтах 0 (*а*), 20 (*б*), 50 (*в*), 75 (*г*) м

1 — февраль, *2* — март, *3* — апрель, *4* — май, *5* — июнь—август

ствие подповерхностных более холодных собственно япономорских вод с подповерхностными водами Цусимского течения. Кроме того, в этот район перемещаются воды, которые формируются в мористой части зал. Петра Великого. Максимум температуры в районе к югу от зал. Петра Великого наступает в сентябре—октябре. В общем процессы вертикального перемешивания вод, сложным образом влияющие на время наступления максимума температуры в районе к западу от Сангарского пролива, доминируют и при смещении времени наступления максимальной температуры воды на ноябрь в западной и в юго-западной частях моря (рис. 18.20).

На горизонте 75 м различия во времени наступления максимальной температуры связаны с различной интенсивностью термодинамических процессов в различных районах моря. В северной и северо-западной частях моря, где теплозапас поверхностных вод незначителен, достаточно небольшого понижения температуры воздуха в сентябре—октябре, чтобы разрушить плотностную стратификацию и передать тепло от поверхности моря до горизонта 75 м. В деятельном слое вод Цусимского и Восточно-Корейского течений вследствие повышенного теплосодержания необходимо более длительное время и более низкие температуры воздуха для разрушения сезонного пикноклина и передачи тепла от

поверхности на нижележащие горизонты. Поэтому в южной и восточной частях моря максимум температуры воды на горизонте 75 м наступает, как правило, в ноябре. На этом горизонте выделяются локальные участки, на которых время наступления максимума температуры отличается от показанного выше (см. рис. 18.20). Наиболее вероятно, что это связано с местными гидрологическими условиями и особенностями динамики вод.

Максимальное охлаждение деятельного слоя вод на большей части Японского моря характерно для февраля—марта (см. рис. 18.21). Однако на северной периферии антициклонического меандра Восточно-Корейского течения, западной периферии антициклонического меандра Цусимского течения и к западу от Сангарского пролива в слое 0—20 м минимум температуры наступает в январе. По-видимому, это связано с интенсификацией процессов перемешивания на границах течений и более активной теплоотдачей в атмосферу.

Запаздывание времени наступления минимума температуры в поверхностных и подповерхностных водах у материкового склона о. Хонсю связано с интенсификацией здесь вертикального обмена вод, что приводит здесь к передаче тепла от нижележащих горизонтов и, следовательно, смещению времени максимального охлаждения вод на март. На подповерхностных горизонтах в западной части моря и в районе к западу от Сангарского пролива выделяются участки, где время максимального охлаждения смещается на май—август. Можно предположить, что здесь оказывает влияние адвективное перемещение вод из районов их максимального охлаждения.

По мере приближения к нижней границе деятельного слоя вод (где еще достоверно выделяются сезонные вариации температуры) происходит еще больший сдвиг времени наступления как максимальной, так и минимальной температуры. Так, на горизонтах 400 и 500 м в северной половине моря максимальная температура воды отмечается в феврале, а минимальная — с мая по август.

В заключение отметим следующее:

сезонные колебания температуры в Японском море ограничиваются слоем 400—500 м;

в северной и северо-западной частях моря нижняя граница ВКС в весенне-летний сезон не выходит за пределы верхнего 25—35-метрового слоя, а в южной и юго-восточной частях моря может опускаться до горизонтов 40—50 м.

верхний квазиоднородный слой в осенне-зимнее время не превышает толщины 1000—1100 м.

18.5. Межгодовая изменчивость

В ряде предшествующих исследований из-за ограниченности в исходных данных удалось рассмотреть межгодовую изменчивость только на отдельных участках Японского моря. При этом анализу подвергались такие характеристики как соленость (Y.-G. Kim и др. [93], T. Gamo, Y. Horibe [80] и Sudo [125]), температура (S. Minobe [102], С. М. Климов [31]; В. П. Павлычев и др. [44]; V. P. Pavlychev, A. I. Teterin [110], Е. Н. Уранов [58], S. C. Raser [113]; C.-K. Lee и др. [72]; K. Kim и др. [90], Y. Zuenko [134], K.-R. Kim и др. [96]), растворенный кислород (S. C. Raser [113]; Gamo и др. [81]; C.-K. Lee и др. [72]; K. Kim и др. [90], K.-R. Kim и др. [96]), параметры прибрежных вод (Т. Т. Винокурова и В. И. Рачков [16], S. M. Varlamov и др. [129]), расходы воды через Корейский пролив (В. В. Покудов [48]; T. Miita, S. Tawara [100]). Основные результаты исследований межгодовой изменчивости параметров вод Японского моря заключаются в следующем. В течение второй половины XX столетия на береговых станциях Японского моря температура воздуха увеличилась примерно на 0,03 °С за год [129]. Происходил также рост температуры воды, заглублялся слой минимума растворенного кислорода, уменьшалось его содержание в глубинных водах моря. Исследователи связывают это с ослаблением процессов формирования глубинных вод в северной части моря. Однако у них нет единства взглядов на начало периода потепления глубинных вод Японского моря. Так, S. C. Raser [113] считает, что это происходит с 1932 г., S. Minobe [102] утверждает, что температура воды снижалась до конца 1940-х годов. Согласно H. Kawamura и др. [85], температура начала повышаться с конца 1960-х годов, V. I. Ponomarev, A. N. Salyuk [112] отмечают, что были два периода потепления (в середине 1940-х и в начале 1980-х), связанные с климатическими изменениями. Во всех перечисленных работах не была оценена достоверность полученных параметров межгодовой изменчивости. Поэтому вначале проведена статистическая оценка возможности выделения межгодовой составляющей изменчивости температуры воды. Эта задача решена с помощью однофакторного дисперсионного анализа, основные положения которого приведены в разделе 17.

Акватория Японского моря была разделена на сравнительно однородные районы (2 × 2°), в рамках которых проводились вычисления. Был рассчитан коэффициент детерминации (η^2), характеризующий долю общей изменчивости температуры воды обусловленной межгодовыми флуктуациями. Для учета возможных ошибок оценки данного коэффициента по таблицам распределения Фишера [22] рассчитывались его предельные ошибки ($\Delta\eta$) и предельные значения для принятого уровня значимости.

На рис. 18.22 приведены предельные оценки коэффициентов детерминации, рассчитанные для горизонтов 100 и 1500 м на 5 %-ном уровне значимости. Полученные результаты показывают, что межгодовые колебания температуры воды достоверно выделяются на всей акватории моря. Вклад межгодовых флуктуаций температуры составляет от 20 до 80 %. Поэтому при исследовании межгодовой изменчивости температуры воды исходные данные целесообразно предварительно подвергать процедуре

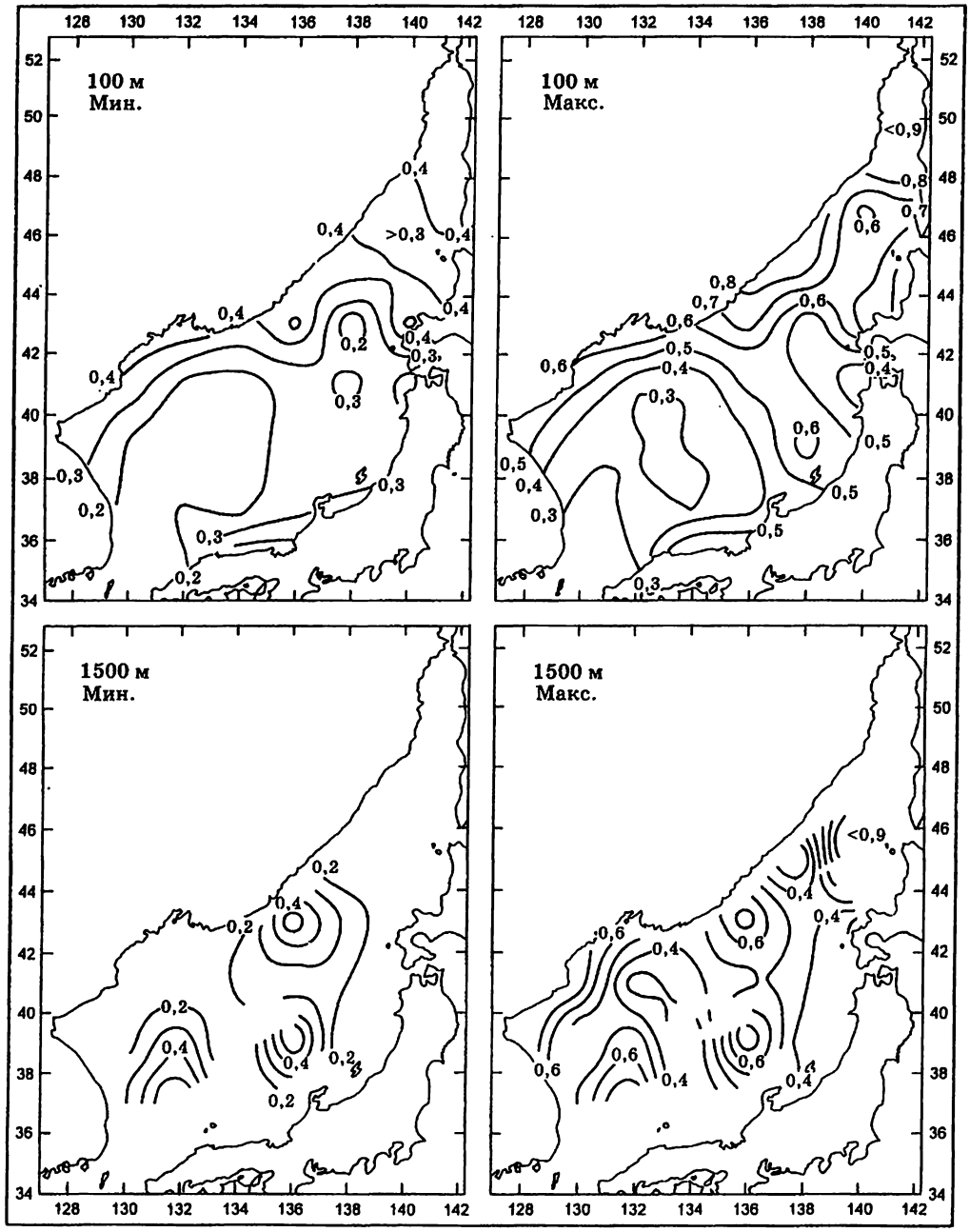


Рис. 18.22. Минимальные (*а*) и максимальные (*б*) оценки коэффициентов детерминации (η^2) на горизонтах 100 м (зима) и 1500 м

фильтрации (для исключения случайных составляющих). Наиболее эффективной процедурой, вероятно, является разложение исходных полей по ЭОФ. Кроме того, целесообразно использовать только наиболее крупномасштабные составляющие разложения полей температуры, которые содержат не более 60—70 % общей изменчивости.

В настоящей работе, которая основывается на наиболее полном материале глубоководных наблюдений, предпринята оценка реальности заключений предыдущих исследователей о доминирующем влиянии процессов зимнего охлаждения вод в северной и северо-западной частях моря на межгодовые изменения океанографических параметров в глубинных водах Японского моря. Для решения этой задачи рассмотрены межгодовые колебания температуры воды на горизонте 100 м. Выбор этого горизонта основывается на достаточно большом числе наблюдений в верхней части деятельного слоя моря. Кроме того, слой интенсивной осенне-зимней конвекции в северной и северо-западной частях моря, согласно [99], ограничивается горизонтами 200—250 м, а глубина Корейского пролива, через который поступают теплые воды тихоокеанского происхождения, не превышает 130 м. Проведенные расчеты позволили рассмотреть статистическую структуру термических полей Японского моря, выделить ключевые районы, ответственные за формирование изменчивости различных пространственных масштабов и оценить степень аномальности термического режима моря за анализируемый период (1954—1991 гг.) от года к году.

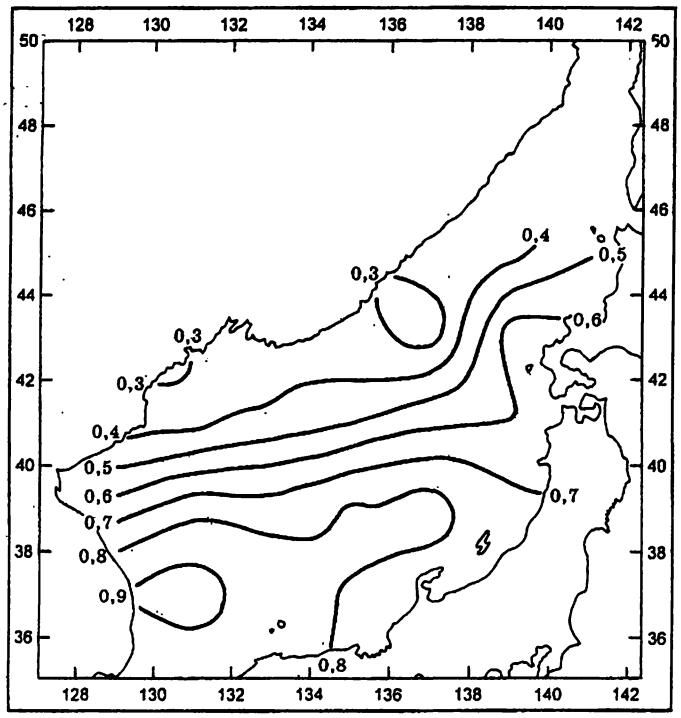


Рис. 18.23. Межгодовые колебания температуры воды Японского моря на горизонте 100 м, выраженные в стандартных отклонениях (°С)

О размере межгодовых колебаний температуры воды в Японском море можно судить по средним квадратическим отклонениям (рис. 18.23). Так, максимальная изменчивость наблюдается в южной и восточной частях моря, которые находятся под влиянием тихоокеанских субтропических вод. Здесь значения стандартных отклонений достигают 0,6—0,9 °С. Это в основном связано с межгодовыми изменениями температуры воды в Восточно-Корейском и Цусимском течениях. Наиболее низкие значения локализуются в северной и северо-западной частях моря. Данное распределение значений стандартных отклонений свидетельствует о том, что главный вклад в межгодовую изменчивость температуры на подповерхностных горизонтах вносит широкомасштабное взаимодействие теплых тихоокеанских и холодных собственно япономорских вод. Область максимальных значений пространственных градиентов в поле средних квадратических отклонений можно трактовать как своеобразную переходную (или фронтальную) зону, отделяющую холодные воды, располагающиеся к северу от полярного фронта, от более теплых тихоокеанских вод.

Эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), являясь собственными функциями ковариационной матрицы полей исходных данных, определяются как структурой самого поля, так и размерами исследуемой области. Они дают представления о стационарных волнах типа стоячих колебаний, вызываемых термодинамическими причинами. ЭОФ в зависимости от своего номера позволяют выявить целую серию таких колебаний, характеризующихся разной статистической повторяемостью, т. е. ЭОФ описывают пространственную структуру исследуемого поля.

Значения ЭОФ, нанесенные на карты, представляют собой поля, на которых выделяются области разных знаков. Число таких областей при увеличении порядкового номера ортогональных составляющих быстро растет. Это свидетельствует о том, что с увеличением порядкового номера эмпирические составляющие описывают процессы, масштаб которых постепенно уменьшается. Однако, соизмеряя масштабы проявления аномальностей, которые, как уже отмечалось, должны иметь достаточно длительный период существования и быть соизмеримыми с размером рассматриваемой акватории и масштабами процессов, описываемых различными ЭОФ, для последующего анализа имеет смысл отбирать лишь несколько первых (1—4) наиболее крупномасштабных составляющих, поддающихся конкретной физической интерпретации и несущих доминирующую долю информации об аномальности термического состояния моря.

Для анализа межгодовой изменчивости термических полей Японского моря на горизонте 100 м, представленных в виде разложения по ЭОФ, были использованы только четыре первые составляющие, аккумулирующие 79,2 % информации об изменчивости исходных полей температуры. Эти компоненты дают представление об основных особенностях крупномасштабной изменчивости термического режима Японского моря на горизонте 100 м (рис. 18.24).

Мелкомасштабные составляющие более высоких порядков формируются под влиянием множества локальных факторов, и их интерпретация обычно затруднена. Кроме того, масштабы их изменчивости соизмеримы с уровнем ошибок наблюдений и вычислительного процесса. Поэтому их исключение из анализа можно трактовать как некоторый процесс дополнительного сглаживания, уменьшающий неопределенность анализируемой системы.

Первая эмпирическая составляющая разложения температуры воды по ЭОФ содержит 43,8 % синхронных межгодовых изменений. Представленное на рис. 18.24 распределение позволяет предположить, что она определяет доминирующий вклад в термический режим моря вторгающихся тихоокеанских вод. Эту компоненту можно также принимать как индикатор изменчивости характеристик поступающих в море тихоокеанских вод.

Вторая компонента ЭОФ аккумулирует 15,1 % межгодовых изменений температуры воды и свидетельствует о процессах меньшего масштаба. В поле значений выделяются три очага с максимальной изменчивостью (рис. 18.24). Распределение значений в них показывает, что эта компонента разложения отражает противофазность межгодовых колебаний температуры воды в районах антициклонических меандров Восточно-Корейского и Цусимского течений по отношению к колебаниям температуры в северо-западной и юго-восточной частях моря. Вклад второй составляющей проявляется таким образом, что если в районах антициклонических меандров будет наблюдаться потепление, то в северо-западной и юго-восточной частях моря произойдет соответствующее похолодание.

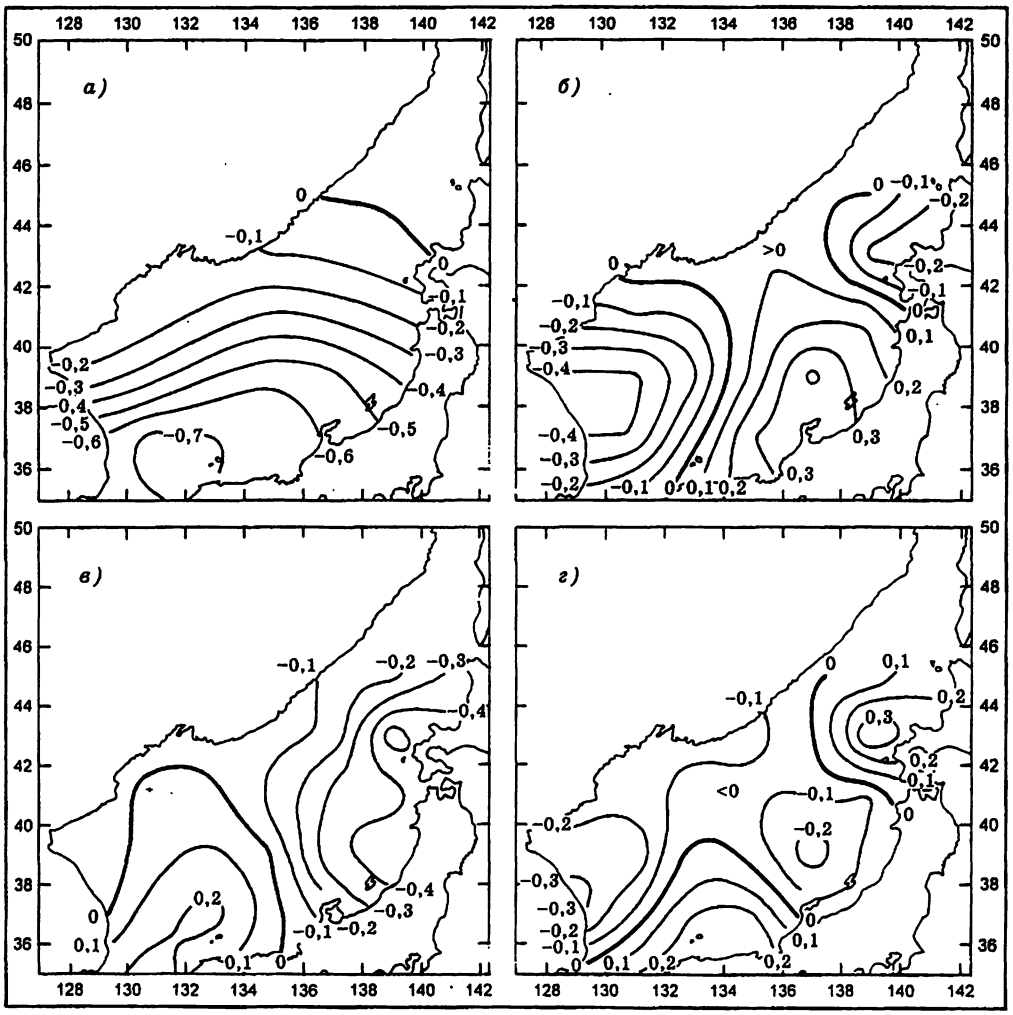


Рис. 18.24. Распределение первых четырех эмпирических ортогональных функций полей температуры воды Японского моря на горизонте 100 м

а) ЭОФ-1 = 43,8 %, *б*) ЭОФ-2 = 15,1 %, *в*) ЭОФ-3 = 11,9 %, *г*) ЭОФ-4 = 8,4 %

Третья составляющая включает 11,9 % межгодовых изменений температуры воды (см. рис. 18.24). Она свидетельствует о противофазности термических процессов в юго-западной и северо-восточной частях моря.

Четвертая мода ЭОФ несет в себе 8,4 % межгодовых изменений температуры воды и характеризует наличие локальных экстремумов (см. рис. 18.24). На схеме распределения значений этой компоненты выделяется противофазность термических процессов на осях север—юг и запад—восток. В центральной части моря вклад этой компоненты минимален. Поле значений четвертой моды свидетельствует о синхронности потеплений и похолоданий в западной и восточной частях моря, а также о противоположно протекающих по отношению к ним процессах в южной и северной частях моря.

Была оценена также многолетняя изменчивость первых четырех временных составляющих полей температуры воды Японского моря. Их временной ход представлен на рис. 18.25, из которого следует, что в распределении временны́х коэффициентов разложения температуры воды по ЭОФ на горизонте 100 м прослеживается ряд квазипериодических циклов.

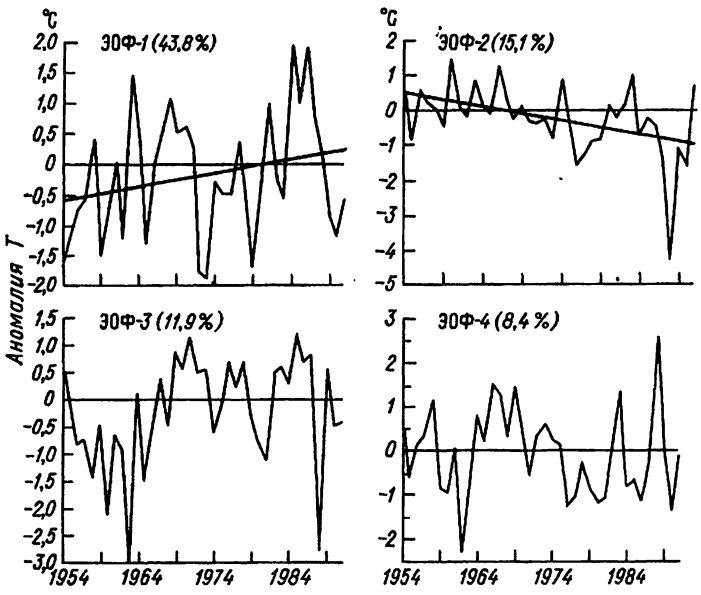


Рис. 18.25. Первые четыре временные функции разложения по ЭОФ температуры воды Японского моря на горизонте 100 м

Визуальный анализ представленных графиков свидетельствует о том, что основной вклад вносят временны́е компоненты с периодами около 2—3 лет и 4 года.

В настоящей работе выполнена также предварительная оценка и фильтрация трендовой составляющей в распределении временных функций в интервале 1954—1991 гг. Для этой цели использовался фильтр, выделяющий линейную функцию времени из смеси с белым шумом. Весовая функция этого фильтра имеет вид:

$$h(n-1)=\frac{6}{n^2}\left(\frac{2t}{n}-1\right),\quad t=1, 2, \ldots n,$$

а средняя квадратическая погрешность угла наклона (α) есть

$$\hat{\sigma}_\alpha=\left(\frac{12\sigma_t^2}{n^3}\right)^{1/2},$$

где $\hat{\sigma}_\alpha$ — дисперсия анализируемого временного ряда T_t после исключения тренда.

Тренд был выделен для первой временной функции с вероятностью около 80 % и для второй — более 95 %. Для остальных эмпирических составляющих межгодовых колебаний температуры воды оценки линейных трендов оказались незначимы. Тренд считался статистически значимым на уровне 95 %, если значение $|\alpha|$ превышало $2\sigma_a$, а также значимым на уровне 80 %, если значение $|\alpha|$ превышало $1{,}3\sigma_a$.

Расчетные параметры, полученные для первых четырех временных функций приведены в табл. 18.4.

Таблица 18.4

Статистические оценки для проверки наличия линейного тренда первых четырех временны́х функций разложения полей температуры воды Японского моря

	T_1	T_2	T_3	T_4
α	0,019	−0,032	0,018	−0,001
σ_α	0,015	0,014	0,015	0,015
Наличие тренда	Да (80 %)	Да (95 %)	Нет	Нет

Примечание. α, σ_α — параметры линейного тренда (угол наклона и средняя квадратическая погрешность оценки угла наклона соответственно).

Вначале, для корректности дальнейших спектральных оценок, производилось исключение из анализа отмеченных трендовых составляющих для первой и второй моды ЭОФ.

Анализ спектральных составляющих анализируемых рядов, представленный на рис. 18.26, позволил выделить преобладание 11-, 7—8- и 3—4-летней квазипериодичности для первой составляющей, 11- и 2—3-летней — для второй, примерно 19-летней и 2—3-летней для третьей и 11-, 5- и 2—3-летней квазипериодичности для четвертой составляющей в многолетней изменчивости анализируемых параметров.

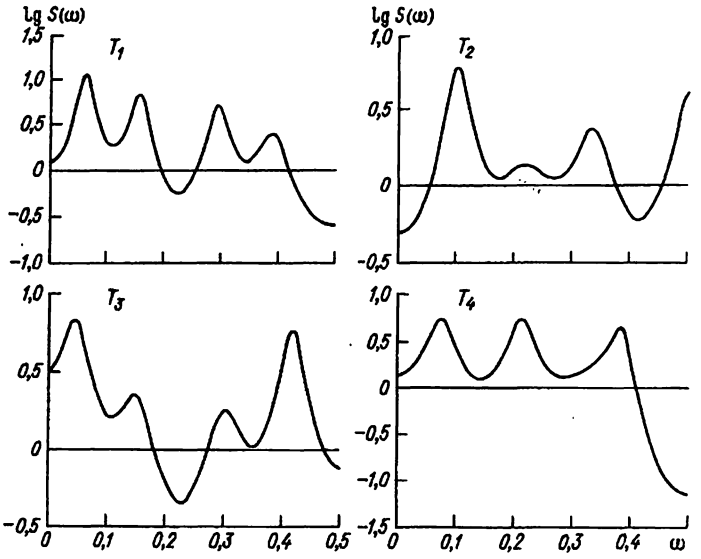


Рис. 18.26. Оценка частотных спектров ($\lg(S(\omega))$) для первых четырех временных функций (T_1—T_4)

Такие периодичности, отмеченные в многолетнем распределении и других гидрометеорологических параметров, имеют вполне определенную природу; они были получены рядом авторов для ограниченных акваторий моря. Так, V. P. Pavlychev, A. I. Teterin [110] в межгодовой изменчивости площади холодных вод зал. Петра Великого выявили 6-летнюю периодичность. Y. Zuenko [134] для северо-западной части Японского моря выделил межгодовые колебания температуры поверхностных и подповерхностных вод с периодами 8—11 лет. В [134] выполнена также классификация лет за период с 1959 по 1991 г. по типу холодных, нормальных и теплых. T. Watanabe и др. [131], по данным береговых станций Японии, выявили 6-летнюю периодичность температуры (особенно заметную в южной части моря), а также квазидесятилетние колебания в северной части акватории. По данным [131], максимальное значение 6-летних колебаний наблюдается в Цусимском проливе. T. Miita, S. Tawara [100], основываясь на регулярных наблюдениях на разрезе поперек восточной части Цусимского пролива за 1919—1979 гг., выделили колебания с периодами 6—8 лет и отметили их возможную связь с крупномасштабной циркуляцией вод северной части Тихого океана. С. М. Климов [31] для северной части Цусимского течения получил доминирующие периоды около 2 и 5—6 лет.

Для выделения аномальных периодов в термическом состоянии моря, которые характерны для всей рассматриваемой акватории, достаточно подвергнуть анализу только первую временну́ю функцию разложения полей температуры. Она характеризует наиболее крупномасштабные процессы и отвечает за синхронные изменения температуры воды в пределах моря.

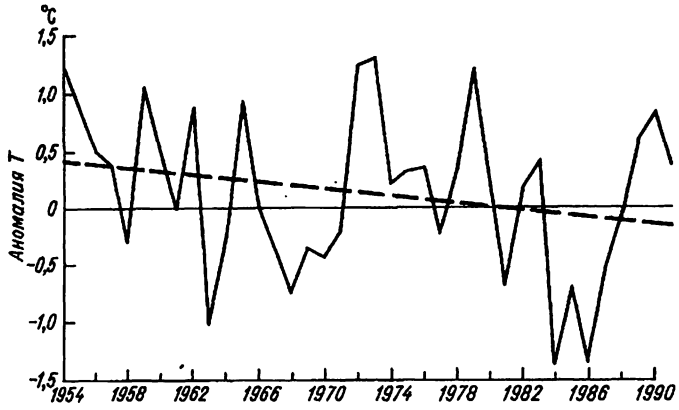


Рис. 18.27. Межгодовые колебания температуры воды на горизонте 100 м в Японском море (произведение первых временной и пространственной функций разложения по ЭОФ)

Другие составляющие, как отмечалось ранее, характеризуют перераспределение термического потенциала между районами моря. Поэтому их необходимо учитывать при оценке термического режима по акваториям. Это особенно актуально для акваторий, значительная часть которых подвержена влиянию экстремумов отдельных компонент ЭОФ.

Вначале непрерывное распределение произведения первых временно́й и пространственной функций, представленное на рис. 18.27, было преобразовано в дискретное. Количество градаций с учетом длины ряда и рекомендаций общей теории статистики [22] было ограничено пятью (экстремально холодные, холодные, нормальные, теплые и экстремально теплые годы). При дискретизации значения переменной X_{it} заменялись номерами градаций, в которые они попадали. В связи с этим в категорию нормальных лет попадают значения, для которых выполняется соотношение:

$$|\Delta T| < 0{,}674\sigma;$$

Здесь ΔT — произведение из первых временной и пространственной функций разложения аномалий температуры воды, σ — среднее квадратическое отклонение этой величины.

Для холодных лет:

$$-2\sigma < \Delta T < -0{,}674\sigma.$$

Для экстремально холодных лет:

$$\Delta T < -2\sigma.$$

Для теплых лет:

$$0{,}674\sigma < \Delta T < 2\sigma.$$

Для экстремально теплых лет:

$$2\sigma < \Delta T.$$

Преобразованный таким образом архив представлялся в виде $\{\Phi_j\}$, где Φ_j — осуществившаяся градация признака. В деятельном слое Японского моря с 1954 по 1991 г. не наблюдалось экстремально теплых и экстремально холодных в гидрологическом отношении зим. Проведенный анализ позволил выделить в термическом режиме Японского моря теплые (1954—1956, 1959, 1962, 1965, 1972, 1973, 1979, 1989, 1990 гг.), а также холодные (1963, 1968, 1981, 1984—1987 гг.) зимы. Линия тренда на рис. 18.27 показывает, что термическое состояние деятельного слоя Японского моря в феврале—марте в целом с вероятностью не менее 80 % имело тенденцию к медленному (примерно 0,6 °С за 38 лет) похолоданию. Для северо-западной части моря данная тенденция проявлялась в меньшей степени (около 0,2 °С за 38 лет). Дополнительно рассмотрим вклад второй составляющей разложения температуры воды по ЭОФ. Пространственное распределение этой компоненты свидетельствует о том, что в северной и северо-западной частях моря, где наиболее значимо осенне-зимнее выхолаживание деятельного слоя вод, ее значения либо нулевые, либо слабые отрицательные. Во временно́м ходе второй компоненты (см. рис. 18.25) с достоверностью 95 % выделяется негативный тренд температуры. В западной части моря, если совместно анализировать пространственную и временную компоненты, происходил рост температуры воды (примерно 0,6 °С за 38 лет). Для северо-западной части моря данная тенденция проявлялась в меньшей степени (около 0,2 °С).

Таким образом, совместный анализ межгодовых изменений первых двух составляющих разложения температуры воды по ЭОФ не подтверждает выводов предыдущих исследований о снижении интенсивности вентиляции деятельного слоя вод в северной и северо-западной частях моря за период с 1954 по 1991 г.

18.6. Пространственно-временное распределение

В пространственном распределении температуры воды на поверхности Японского моря в течение всего года выделяется следующая крупномасштабная закономерность. Максимальные значения температуры воды характерны для южной части моря. Это в основном есть следствие двух причин, одна из которых — поступление видоизмененных субтропических вод из Тихого океана, а вторая — географическое положение региона и связанное с этим повышенное поступление солнечной радиации (по сравнению с более северными частями моря).

Минимальные значения температуры воды характерны для северной и северо-западной частей моря. Отепляющее воздействие субтропических вод тихоокеанского происхождения здесь практически не сказывается. В зимний период над этими акваториями наблюдаются наиболее низкие значения температуры воздуха, что приводит к интенсивному выхолаживанию поверхностного слоя вод. Весной и летом для северной и северо-западной частей моря характерны погодные условия с большой повторяемостью туманов, что приводит к ослаблению солнечной радиации, проникающей в поверхностный слой вод. Все рассмотренные факторы приводят к тому, что в северной и северо-западной частях моря формируется наиболее низкий теплозапас поверхностного слоя вод.

В январе (рис. 18.28 *а*) минимальная температура воды отмечается в вершине Татарского пролива — ниже −1 °С. Отрицательные значения температуры воды наблюдаются также в зал. Петра Великого. Вдоль берегов Приморья формируется узкая полоса холодных вод с температурой от 0 до 1 °С. Конфигурация изотермы 2 °С свидетельствует о перемещении этих вод от зал. Петра Великого на восток. Холодные прибрежные воды прижимают теплые воды Цусимского течения к берегам Японии. В результате этого на траверзе Сангарского пролива теплые субтропические воды Цусимского течения наиболее близко подходят к берегам Японии. Возможно, что взаимодействие этих двух потоков вод (теплого и холодного) и создает необходимый уклон уровня моря для сброса вод через Сангарский пролив.

Максимальные значения температуры воды в январе характерны для района Корейского пролива; здесь они достигают 14 °С. Это связано с поступлением теплых субтропических вод из Тихого океана в море. По конфигурации изотерм 10—13 °С в поле температуры южной части моря выделяется поток теплых прибрежных вод Цусимского течения, а

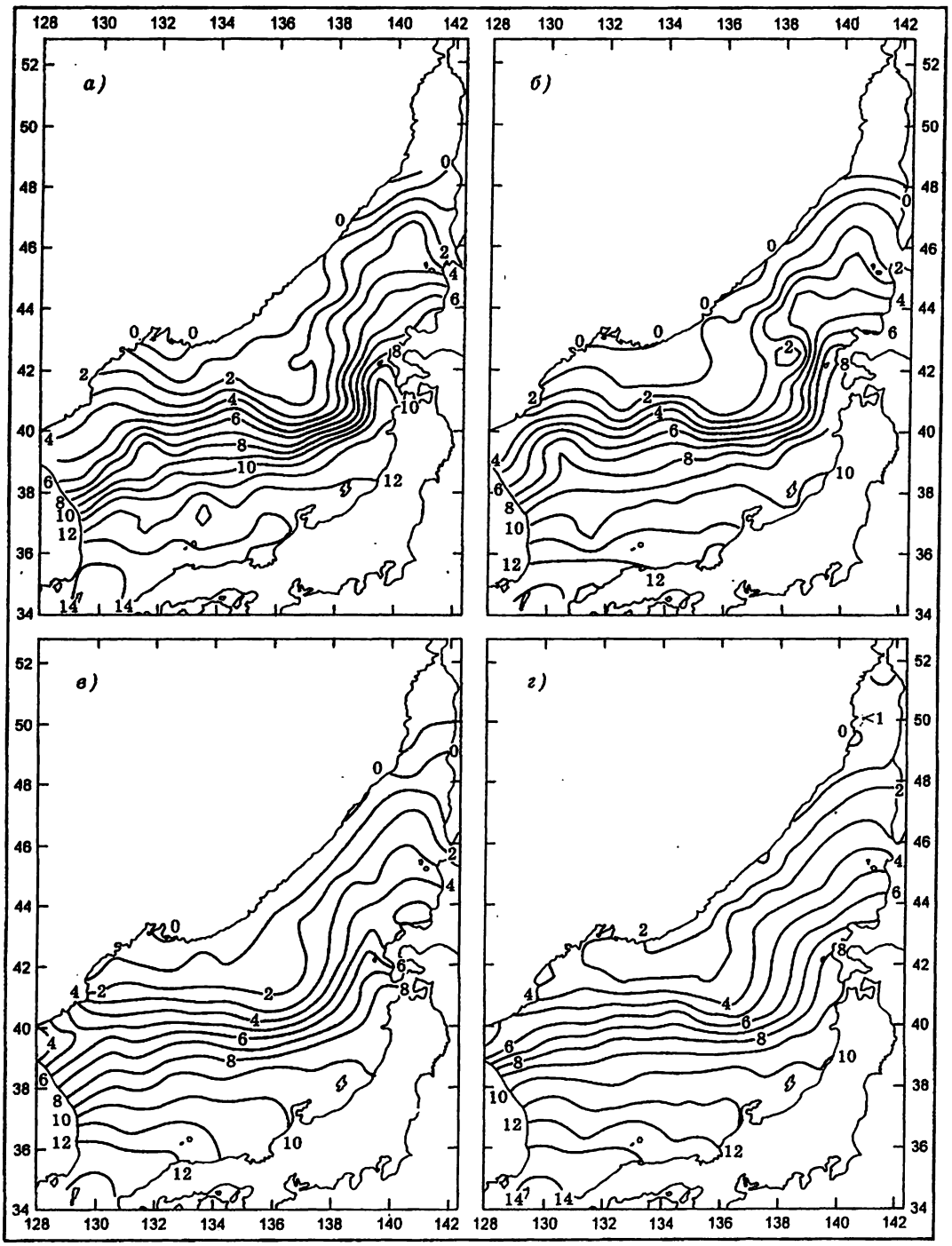


Рис. 18.28. Температура воды (°С) на поверхности Японского моря
а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

также меандр Восточно-Корейского теплого течения. Температура 2—4 °С служит индикатором обширного антициклонического меандра к западу от о. Хоккайдо, а также поступления теплых вод Цусимского течения в восточную часть Татарского пролива.

Фронтальная область в центре моря, разделяющая теплые субтропические воды и холодные воды северной и северо-западной частей, размыта и имеет значительную пространственную протяженность. Она идентифицируется набором изотерм от 2 до 11 °С. Только на траверзе Сангарского пролива значения градиентов возрастают примерно в 2 раза и составляют около 4 °С/100 км.

В феврале (рис. 18.28 *б*) температура поверхностных вод Японского моря существенно снижается. Максимальные значения (12 °С) выделяются в районе Корейского пролива. Площадь холодных вод в северной и северо-западной частях моря расширяется, что показывает положение изотермы 2 °С на рис. 18.28 в январе и феврале. Две области с отрицательными значениями температуры (зал. Петра Великого и северная часть Татарского пролива) в феврале соединяются в виде узкой прибрежной полосы вод. Фронтальная зона, разделяющая теплые воды южной половины моря и холодные — северной и северо-западной частей моря, в феврале выражена более четко, чем в январе. Она характеризуется меньшей шириной, что прослеживается по положению изотерм 2—8 °С, а также более значительным градиентом температуры воды (рис. 18.28 *а*, *б*).

Мартовское поле температуры воды южной части моря незначительно отличается от февральского. В центральной и северной частях моря различия более значимы (рис. 18.28 *б*, *в*). Фронтальная зона в центральной части моря вновь, как и в январе, становится размытой, градиенты температуры воды уменьшаются, что показывают изотермы 2—8 °С (рис. 18.28 *а*—*в*). В марте значительно уменьшается также область холодных вод в северной и северо-западной частях моря (см. положение изотерм 1 и 2 °С). Области с отрицательными значениями температуры воды выделяются только в северной части Татарского пролива, а также в небольших по размерам и мелководных заливах и бухтах на севере и северо-западе моря.

Весенний прогрев поверхностных вод моря начинается в апреле (рис. 18.28 *г*). Отрицательные значения температуры в апреле наблюдаются только в вершине Татарского пролива. Для всей акватории моря характерно повышение температуры поверхностных вод по сравнению с мартовской примерно на 1 °С (рис. 18.28 *в*, *г*). Фронтальная зона выделяется только в центральной части моря. Она ориентирована в широтном направлении и ограничена температурой 4—9 °С. К северу от параллели 40° 30′ с. ш. фронтальный раздел не выражен, а поле температуры характеризуется слабыми градиентами (рис. 18.28 *г*).

В мае (рис. 18.29 *а*) на всей акватории Японского моря температура воды уже положительная. Область минимальных значений (менее 2 °С) выделяется в северной части Татарского пролива. Наиболее вероятно, что это есть следствие более позднего, чем в других регионах моря, разрушения ледяного покрова. Положение изотерм 4—7 °С свидетельствует о переносе холодных вод из Татарского пролива вдоль берега к зал. Петра Великого. Сходная картина в поле изотерм наблюдается в западной части моря, что служит косвенным свидетельством дальнейшего перемещения холодных вод из северо-западной части моря вдоль берегов Корейского полуострова на юг. Крупномасштабное распределение температуры воды повсеместно характеризуется слабыми градиентами. Фронтальная зона в центральной части моря выражена очень слабо. Конфигурация изотерм 10—12 °С в западной части моря свидетельствует о проникновении теплых вод Восточно-Корейского течения на север мористее Корейского полуострова до параллели 40° с. Максимальные значения температуры воды (более 16 °С) наблюдаются в узкости Корейского пролива.

В июне (рис. 18.29 *б*) наибольшие значения температуры воды (около 19 °С) также характерны для Корейского пролива и южной части Цусимского течения, следующего вдоль берегов Японии. В центральной части моря, между параллелями 39 и 41° с., по сгущению изотерм 13—16 °С выделяется слабо выраженная фронтальная зона. Минимальные значения температуры воды (около 7—8 °С) характерны для северной части Татарского пролива. Конфигурация изолиний 9—12 °С свидетельствует о вдольбереговом перемещении холодных вод из Татарского пролива к зал. Петра Великого, а также вторжении теплых вод Цусимского течения в Татарский пролив севернее пролива Лаперуза.

В июле (рис. 18.29 *в*) поле поверхностной температуры Японского моря отражает основные особенности циркуляции вод. В южной части моря максимальная температура воды (22—23 °С) наблюдается в Корейском проливе, а также в зоне Цусимского течения. Конфигурация изотермы 21 °С в юго-западной части моря свидетельствует о хорошо развитом антициклоническом меандре Восточно-Корейского течения. Вблизи Корейского полуострова в поле изолиний температуры воды прослеживается поток относительно холодных вод, следующих от зал. Петра Великого на юг. Минимальные значения температуры наблюдаются в Приморском течении, переносящем холодные воды западной части Татарского пролива в юго-западном направлении. В восточной части Татарского пролива достаточно хорошо прослеживается адвекция тепла ветвью Цусимского течения. Полярный фронт прослеживается слабо по температуре 18—20 °С.

Максимальный прогрев поверхностных вод Японского моря наблюдается в августе. В это время

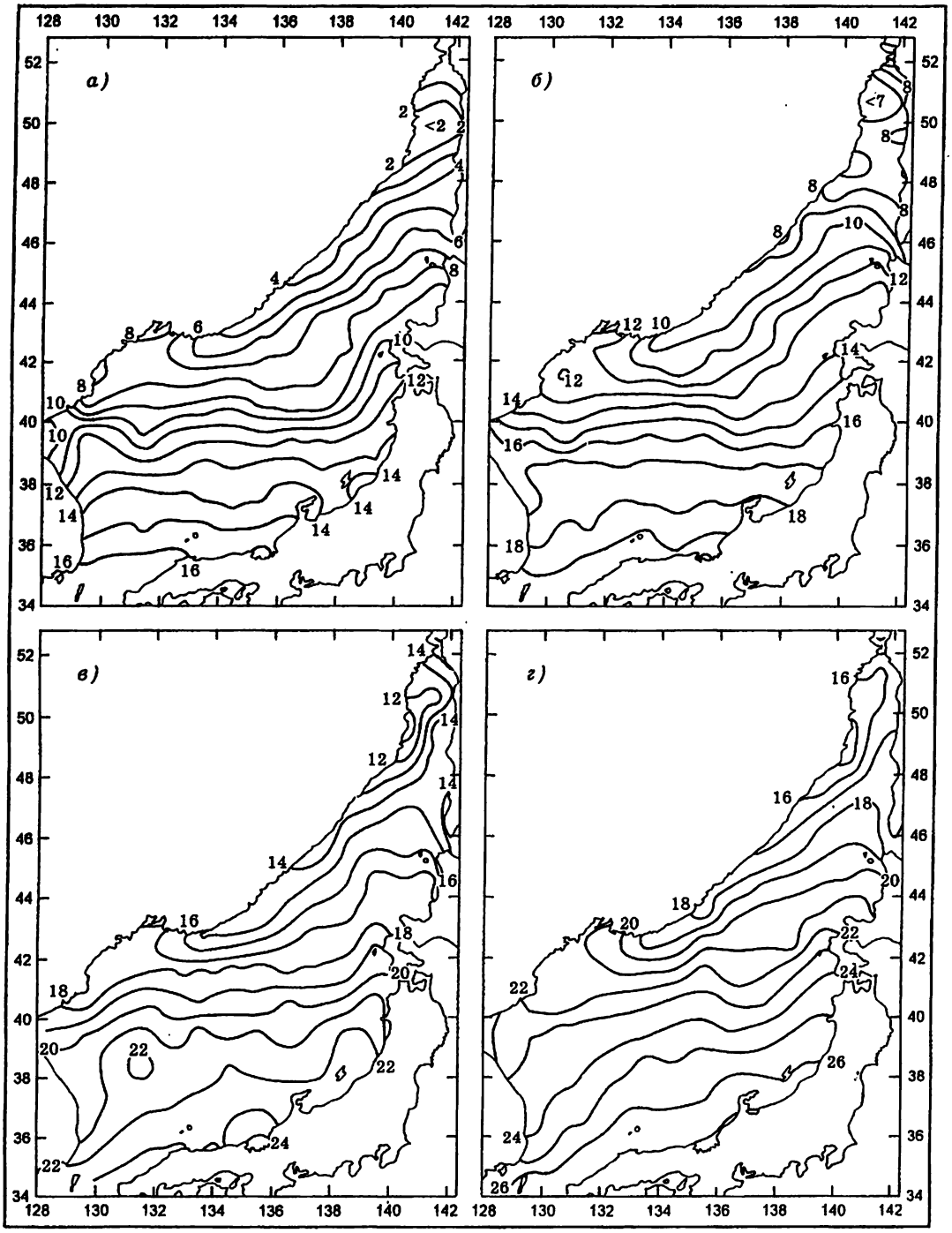


Рис. 18.29. Температура воды (°С) на поверхности Японского моря
а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

градиенты в поле температуры незначительны, а изотермы в основном ориентированы с юго-запада на северо-восток (рис. 18.29 *г*). Антициклонический меандр Восточно-Корейского течения занимает преобладающую часть южной половины моря, но по градиентам температуры воды на поверхности он выражен слабо. Хорошо выделяются только перемещение холодных вод в западной половине моря от северной части Татарского пролива до южной оконечности Корейского полуострова, а также адвекция теплых вод Цусимского течения в восточной части моря, прослеживающаяся от Корейского пролива до севера Татарского пролива (рис. 18.29 *г*).

В сентябре основные закономерности распределения температуры воды на поверхности Японского моря те же, что в августе, но значения температуры в сентябре повсеместно ниже примерно на 1 °С (рис. 18.29, 18.30).

Дальнейшее понижение температуры воды на поверхности Японского моря происходит в октябре (рис. 18.30). Максимум значений (21—22 °С) наблюдается в Корейском проливе и водах Цусимского течения. Меандр Восточно-Корейского течения

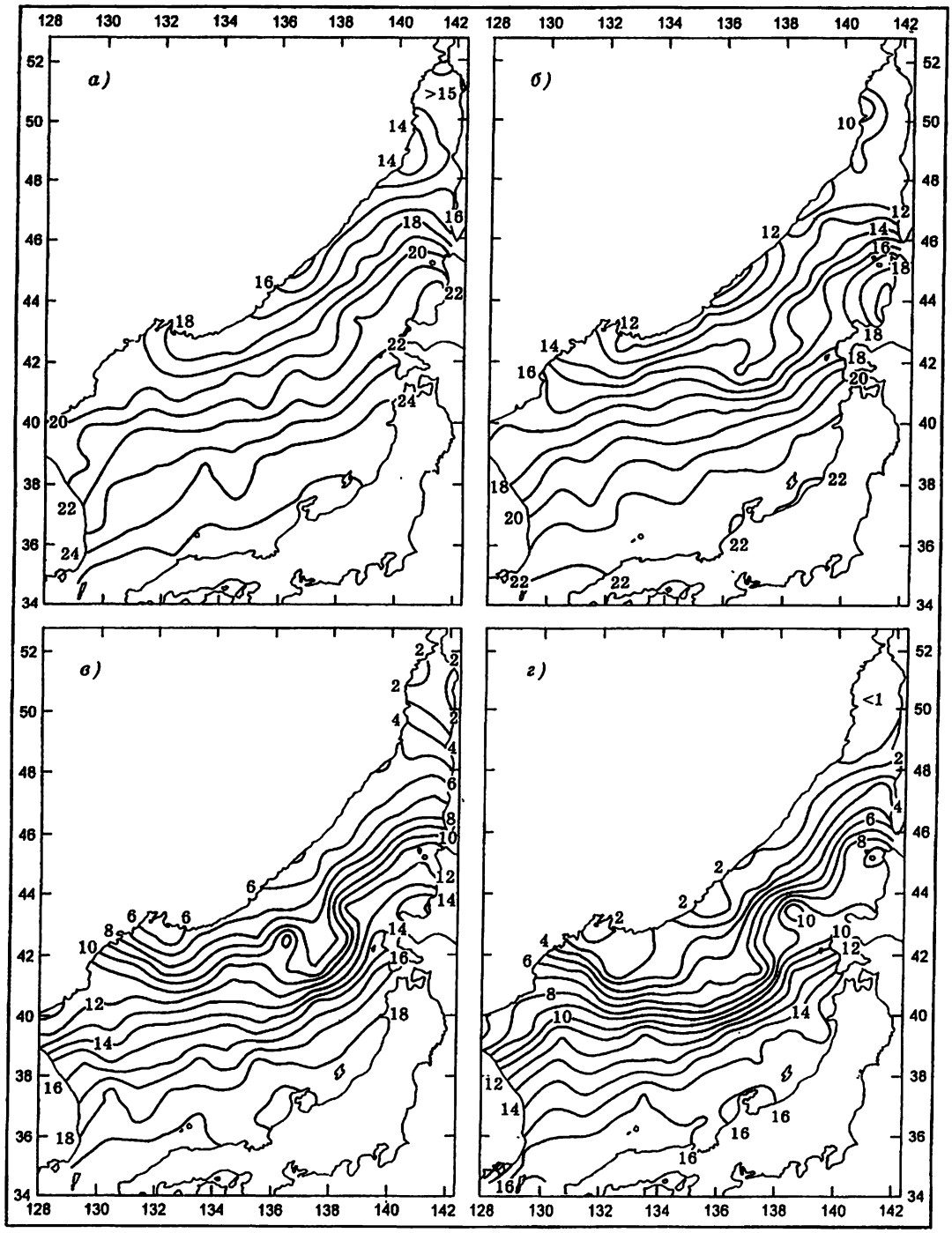


Рис. 18.30. Температура воды (°С) на поверхности Японского моря
а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

выражен слабо. Повышенные значения температуры (12—13 °С) свидетельствуют об адвекции теплых вод Цусимского течения в восточную половину Татарского пролива. В поле изолиний вновь начинает выделяться антициклонический меандр Цусимского течения западнее о. Хоккайдо. Минимальные значения температуры (10—11 °С) характерны для западной части Татарского пролива и прибрежных участков Приморья. Вновь начинает формироваться область холодных вод (14—15 °С), располагающаяся между южной оконечностью о. Хоккайдо и зал. Петра Великого (рис. 18.30 *б*). В южной части моря градиенты температуры незначительны, а полярный фронт в поле изолиний не выделяется.

В ноябре (рис. 18.30 *в*) максимальная температура воды на поверхности Японского моря (18—19 °С) отмечается в Корейском проливе и в водах Цусимского течения у берегов о. Хонсю. В это время происходит дальнейшая интенсификация антициклонического меандра Цусимского течения, к западу от о. Хоккайдо. Минимальные значения температуры воды в ноябре (не превышающие 2—3 °С) формируются в вершине Татарского пролива. В основном это связано с существенным понижением

температуры воздуха, а также с низким теплозапасом деятельного слоя вод, обусловленным мелководностью данного региона моря. Невысокие значения температуры воды (до 6 °С) характерны также для прибрежных районов западной части моря. Пониженный теплозапас вод связан здесь с интенсивным выхолаживанием за счет преобладания ветров северных румбов. В ноябре в поле изотерм достаточно хорошо выделяется полярный фронт. В центральной части моря его можно идентифицировать по почти широтному распространению изотерм 12—15 °С. К востоку от меридиана 138° в. он идентифицируется на внешней границе антициклонического меандра Цусимского течения. К югу от зал. Петра Великого и берегов Приморья в поле изотерм 7—11 °С выделяется вторичный фронт. Он ограничивается на востоке меридианом 137° в. Образование этого фронта связано с различием в теплозапасах прибрежных мелководных и мористых глубоководных участков моря.

В декабре (рис. 18.30 *г*) минимальная температура поверхностных вод Японского моря (менее 1 °С) наблюдается на севере Татарского пролива. Низкие значения температуры воды (менее 2 °С) наблюдаются также в прибрежных мелководных районах западной части моря. По конфигурации изотерм 5 и 6 °С в центре моря хорошо проявляется перемещение охлажденных поверхностных вод от зал. Петра Великого на восток. Это приводит к интенсификации участка полярного фронта, располагающегося к западу от Сангарского пролива и к более четкому проявлению антициклонического меандра Цусимского течения, формирующегося к западу от о. Хоккайдо. Максимум поверхностной температуры воды (17 °С) наблюдается в Корейском проливе, а также в водах Цусимского течения на участке у берегов о. Хонсю. В поле поверхностной температуры воды хорошо прослеживается также антициклонический меандр Восточно-Корейского течения. Его северная периферия достигает параллели 41° с. и блокирует перемещение холодных вод зал. Петра Великого на юг. По распределению изотерм хорошо выделяется полярный фронт с максимальными градиентами между изотермами 6 и 12 °С. К югу от зал. Петра Великого по распределению изотерм идентифицируется вторичный фронт. На западе он ограничен береговой линией, а на востоке — меридианом 132° в.

На горизонте 10 м распределение температуры в течение всего года в основном повторяет крупномасштабные закономерности, которые были отражены при анализе полей температуры поверхностных вод. Более того, для периода с октября по апрель на всей акватории моря нет различий и в значениях температуры на горизонтах 0 и 10 м. В мае только в северной части Татарского пролива и на прибрежных участках северо-западной части моря температура воды на горизонте 10 м на 1 °С ниже, чем на поверхности. На остальной части моря значения не различаются. В июне практически вся акватория моря на горизонте 10 м холоднее поверхности на 1 °С, а в северной части Татарского пролива термические различия с поверхностью моря достигают 2 °С. В июле и в августе на большей части акватории различия, отмеченные для июня, сохраняются. Помимо этого, в прибрежных участках северо-западной части моря температура воды на горизонте 10 м ниже, чем на поверхности, примерно на 2 °С. В сентябре происходит сглаживание различий в температуре воды на горизонтах 0 и 10 м. Однако на севере Татарского пролива и на прибрежных участках северо-западной части моря вода на горизонте 10 м холоднее поверхностной примерно на 1 °С.

На горизонте 20 м поля температуры в течение всего года в основных чертах также мало отличаются от рассмотренных выше, а с ноября по апрель сходны и значения температуры (рис. 18.31—18. 33).

В мае температура воды на горизонте 20 м в южной и в юго-восточной частях Японского моря не отличается от температуры поверхностных вод. Однако по мере продвижения на север начинают проявляться различия. Так, в зоне полярного фронта температура воды на горизонте 20 м ниже, чем на поверхности, на 1—2 °С, в районе к югу от Владивостока — на 3 °С, в прибрежных районах северо-западной части моря и на севере Татарского пролива — на 1,0—1,5 °С (рис. 18.29 *а*, 18.32 *а*). В июне за счет дальнейшего прогрева поверхностных вод контрасты температур между горизонтами 0 и 20 м возрастают. Поэтому даже в южной части моря воды на горизонте 20 м примерно на 1 °С холоднее поверхностных. Еще более значительны разности температур в зоне полярного фронта: на южной границе — до 2 °С, а на северной периферии фронта 4—5 °С. В районе к югу от Владивостока температура воды на горизонте 20 м ниже, чем на поверхности, на 4—5 °С, в вершине Татарского пролива — на 3—4 °С, а в прибрежных районах северо-западной части моря — на 2—3 °С (рис. 18.29 *б*, 18.32 *б*).

В июле в южной части моря температура воды на горизонте 20 м ниже, чем на поверхности на 2 °С. В зоне Цусимского течения термические различия минимальны. По мере продвижения на север они увеличиваются, и на подходах к проливам Сангарскому и Лаперуза разности температур на горизонтах 0 и 20 м составляют около 3 °С (рис. 18.29 *в*, 18.32 *в*).

Максимальные термические контрасты между поверхностью моря и горизонтом 20 м наблюдаются в августе. В южной части моря, а также на подходах к Сангарскому проливу и прол. Лаперуза значения температуры воды на горизонте 20 м ниже, чем на поверхности на 3—4 °С. На акватории к югу от Владивостока разности достигают 7—9 °С (максимум отмечается на северной границе полярного фронта, примерно на параллели 40° с.), а в прибрежных районах северо-западной части моря — 6—8 °С (рис. 18.29 *г*, 18.32 *г*).

В сентябре разности значений температуры воды на поверхности Японского моря и горизонте 20 м начинают уменьшаться. В южной и юго-восточной час-

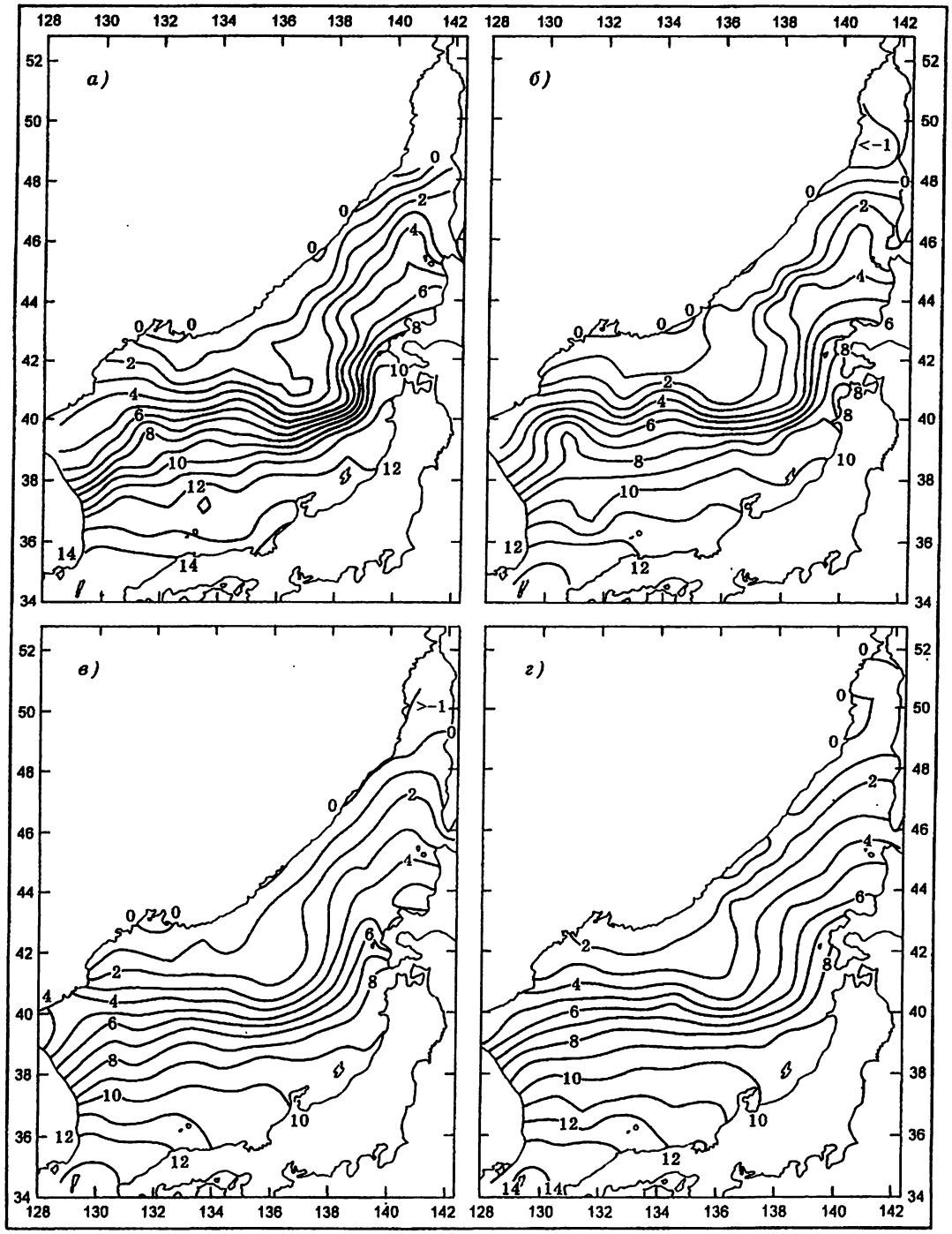


Рис. 18.31. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 20 м
а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

тях моря термические контрасты в слое 0—20 м не превышают 1 °С. В зоне полярного фронта и в районе к югу от Владивостока они возрастают до 3 °С. Максимальные разности температур на горизонтах 0 и 20 м (до 5 °С) характерны для прибрежных районов северо-западной части моря. Однако далее к северу они уменьшаются и в северной части Татарского пролива не превышают 3 °С (рис. 18.30 *а*, 18.33 *а*).

В октябре температура на горизонте 20 м в южной и в юго-восточной частях Японского моря не отличается от температуры на поверхности моря. Этот регион включает в себя зону распространения Восточно-Корейского и Цусимского течений (от Корейского пролива на юге до прол. Лаперуза на севере). Однако в северной части Татарского пролива и в прибрежных районах северо-западной части Японского моря термические контрасты между поверхностью и горизонтом 20 м могут достигать 1—2 °С (рис. 18.30 *б*, 18. 33 *б*).

На горизонте 30 м распределение температуры в течение года в основных чертах сходно с распределением на горизонте 20 м, а для периода с декабря по апрель на всей акватории моря различий вообще

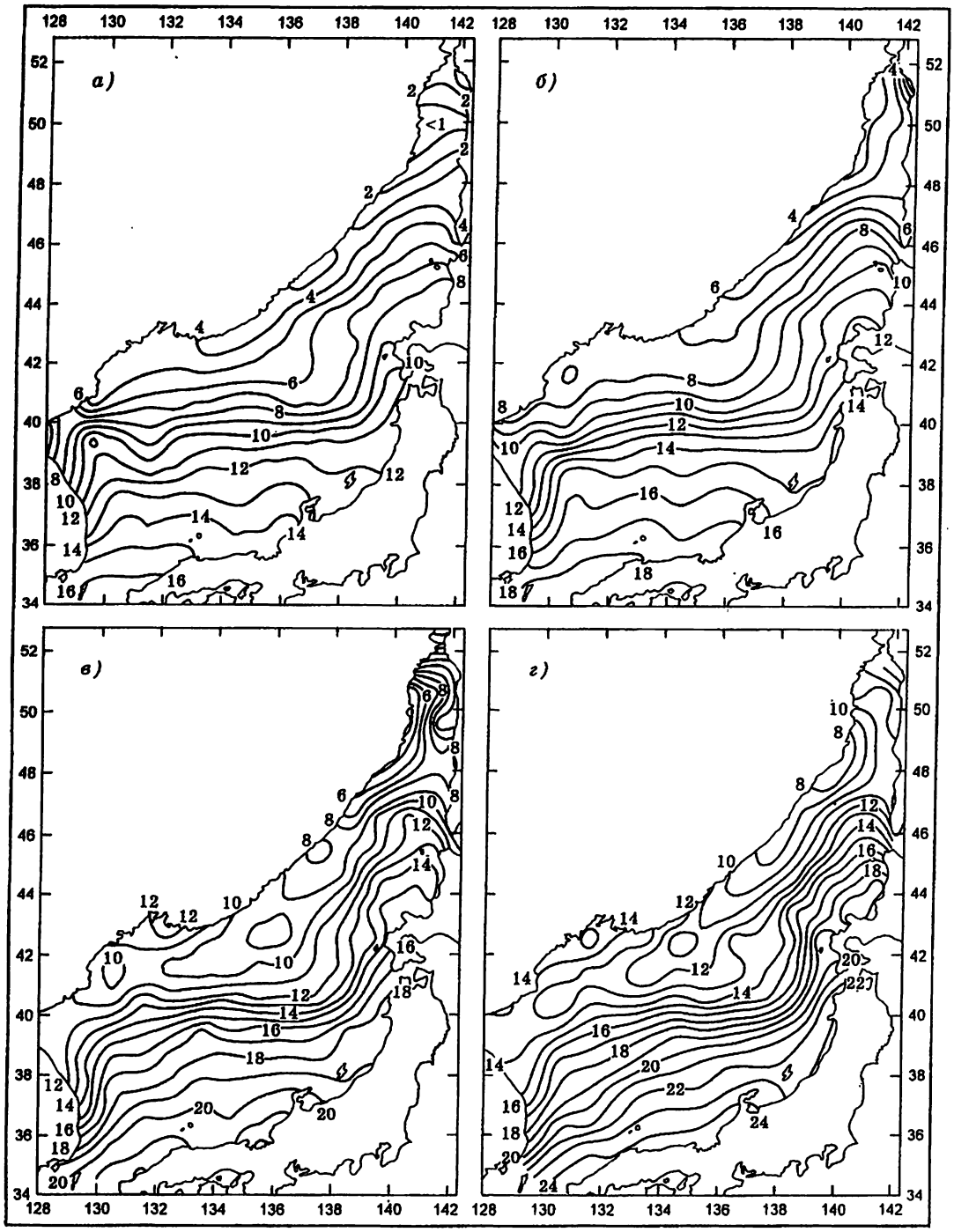


Рис. 18.32. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 20 м
а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

не наблюдается. Это связано с процессами осенне-зимней конвекции, развивающимися на всей акватории моря.

В мае различия полей температуры воды на горизонтах 20 и 30 м отмечаются только в области холодных вод, формирующихся южнее Владивостока, а затем перемещающихся по направлению к Сангарскому проливу. Здесь термические контрасты между горизонтами 20 и 30 м не превышают 1 °С. В июне—июле термические контрасты между горизонтами 20 и 30 м в Японском море увеличиваются. Поэтому в южной части моря (южнее полярного фронта) температура воды на горизонте 30 м на 1—2 °С ниже, чем на горизонте 20 м. По мере продвижения на север разности растут и к северу от полярного фронта они достигают 2—4 °С.

Максимальные термические контрасты между горизонтами 20 и 30 м наблюдаются в Японском море в августе и сентябре. В южной и юго-восточной его частях, до подходов к Сангарскому проливу и прол. Лаперуза, температура на горизонте 30 м ниже, чем на горизонте 20 м, примерно на 1—2 °С. На акватории к югу от Владивостока термические контрасты достигают максимума — 4—5 °С. В приб-

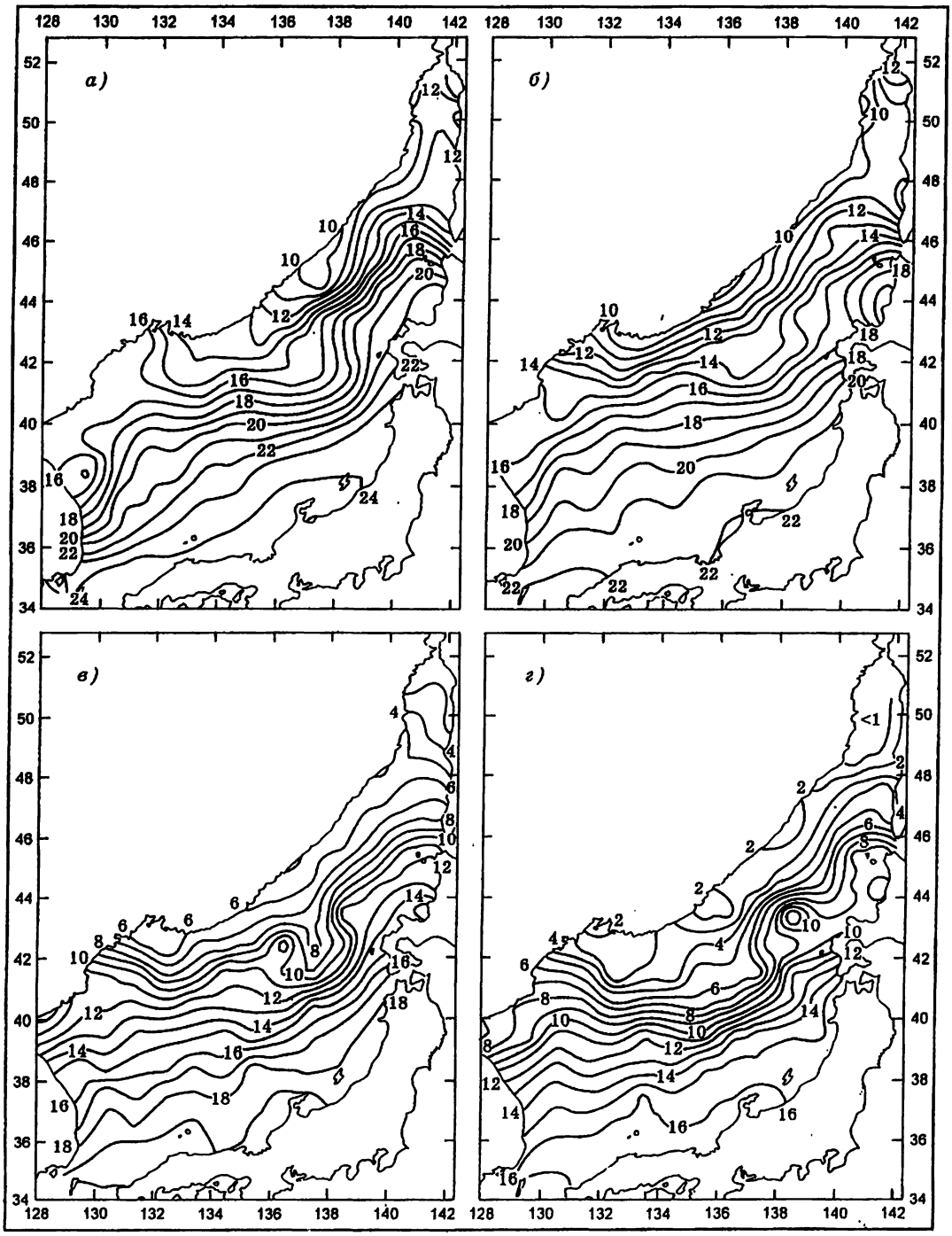


Рис. 18.33. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 20 м
а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

режных районах северо-западной части моря и в северной части Татарского пролива они снижаются до 3—4 °С.

В октябре разности температур на горизонтах 20 и 30 м начинают уменьшаться. В южной и юго-восточной частях моря они не превышают 1 °С. На северной границе полярного фронта, в районе к югу от Владивостока, а также в прибрежных районах северо-западной части моря температура воды на горизонте 30 м на 3—4 °С ниже, чем на горизонте 20 м. В северной части Татарского пролива эти разности не превышают 2 °С.

В ноябре в районе к югу от полярного фронта температура воды на горизонтах 20 и 30 м не различается. В прибрежных районах северо-западной части Японского моря термические контрасты между горизонтами 20 и 30 м достигают 1 °С. В северной части Татарского пролива, где начинают сказываться процессы осенней конвекции, различий в полях температуры на горизонтах 20 и 30 м нет.

На горизонте 50 м происходит дальнейшее понижение температуры воды, уменьшаются сезонные различия, а также пространственные контрасты температуры между отдельными районами

(рис. 18.34—18.36). Поскольку основные крупномасштабные особенности распределения температуры воды на горизонте 50 м сохраняются в течение всего года на преобладающей части акватории моря, дальнейший анализ пространственно-временного распределения целесообразно проводить для отдельных (ключевых) районов моря.

В южной и восточной частях моря, где термический режим определяется поступающими в море субтропическими водами, существенной перестройки поля температуры не происходит. Весь год здесь в поле температуры выделяются два антициклонических меандра. Один из них образован Восточно-Корейским течением, а второй формируется к западу от о. Хоккайдо. Влияние субтропических вод на термический режим восточной части Татарского пролива отчетливо прослеживается в течение всего года до параллелей 48—50° с. Максимальные значения температуры в южной и восточной частях моря наблюдаются с августа по октябрь. В Корейском проливе и у юго-западных берегов о. Хонсю в этот период года температура воды достигает 19—21 °С. Минимальные значения температуры на горизонте 50 м в южной и восточной частях Японского моря характерны для февраля и марта. В это время температура поступающих в море субтропических вод в районе Корейского пролива не превышает 12—13 °С. По сгущению изотерм хорошо выделяется положение полярного фронта, разделяющего поступающие в море субтропические воды и япономорские воды. С октября по январь по сгущению изотерм в Японском море выделяется вторичный фронт. Он располагается севернее полярного фронта и ограничен с запада берегами моря, а с востока меридианом 132° в.; ориентирован с северо-запада на юго-восток (рис. 18.34 *а*, 18.36 *б*, *в*, *г*). Наиболее вероятно, что его образование обусловлено процессами осенне-зимней конвекции. В это время мелководные участки зал. Петра Великого уже охладились, а в прилегающих к ним водах глубоководной части моря еще сохранился значительный запас тепла.

С июля по сентябрь в зал. Петра Великого и в прилегающих к нему водах формируется прибрежный термический фронт, в котором температура воды растет по направлению к берегу. Его образование связано в основном с адвекцией холодных вод, сформированных в северных районах моря зимой. Кроме того, на мелководье (за счет интенсификации приливных и непериодических течений, а также вихреобразования и ветрового перемешивания верхнего слоя вод) происходит передача тепла от поверхности моря на подповерхностные горизонты.

В собственно япономорских водах, располагающихся к северу от полярного фронта, в поле температуры на горизонте 50 м отмечаются слабые градиенты. С октября по май минимальные значения температуры в этих водах выделяются в прибрежных районах и на севере Татарского пролива. По мере приближения к полярному фронту происходит рост температуры воды. Однако с июня по сентябрь (за счет повышения температуры прибрежных вод) область с минимальными значениями на горизонте 50 м локализуется над глубоководной частью моря. На акватории моря к югу и востоку от зал. Петра Великого (между параллелями 40—43° с. ш.) максимальное охлаждение вод (от −1 до 2 °С) наблюдается с января по апрель. Наиболее высокие значения температуры воды в этом районе (4—6 °С) наблюдаются на первом этапе осенней конвекции — в ноябре (рис. 18.34—18.36).

На горизонте 100 м, учитывая незначительные пространственные и внутригодовые изменения температуры воды, целесообразно рассматривать ее распределение только в характерные месяцы сезонов (февраль, май, август и ноябрь). Как следует из рис. 18.37, к северу от полярного фронта минимальная температура воды на горизонте 100 м наблюдается в феврале. Самые низкие значения (0—1 °С) в это время отмечаются на севере Татарского пролива и в прибрежных районах северо-западной части моря. Максимальная температура (2—3 °С) наблюдается в ноябре, что связано, по-видимому, с процессами термической конвекции и передачей тепла с поверхности на подповерхностные горизонты.

В южной и восточной частях моря, которые находятся под влиянием теплых субтропических вод, минимальная температура воды наблюдается в феврале—марте. В эти месяцы значения температуры воды в Корейском проливе не превышают 12 °С. Однако уже вблизи Сангарского пролива температура понижается до 7—8 °С, а к прол. Лаперуза подходят воды с температурой не более 3—4 °С. В районе к югу от полярного фронта максимальные значения температуры воды на горизонте 100 м выделяются дважды. В августе на акватории Корейского пролива они составляют 14—15 °С. Эта температура есть следствие прогрева деятельного слоя субтропических вод за счет солнечной радиации. Второй максимум температуры наблюдается в ноябре, когда температура повышается до 16—17 °С (см. рис. 18.37). Наиболее вероятно, что образование вторичного максимума связано с процессами термической конвекции.

По повышенным пространственным градиентам температуры воды на горизонте 100 м в течение года уверенно выделяется только северная граница полярного фронта. Его южная граница по сгущению изотерм отчетливо выделяется только с сентября по январь, а в остальные месяцы идентифицировать ее весьма сложно (рис. 18.37).

Дальнейшее понижение температуры и сглаживание полей температуры происходит на горизонте 200 м (рис. 18.38). К северу от полярного фронта, наибольшее распространение холодных вод (с температурой менее 1°С) наблюдается с февраля по май. Летом (например, в августе) размеры этой области начинают уменьшаться. Разрушение области холодных вод и наибольшее повышение температуры в ней (до 2 °С) происходит в ноябре.

В зоне субтропических вод (южная и восточная части моря) максимум температуры на горизонте 200 м (6—7 °С) наблюдается в августе. Наиболее яр-

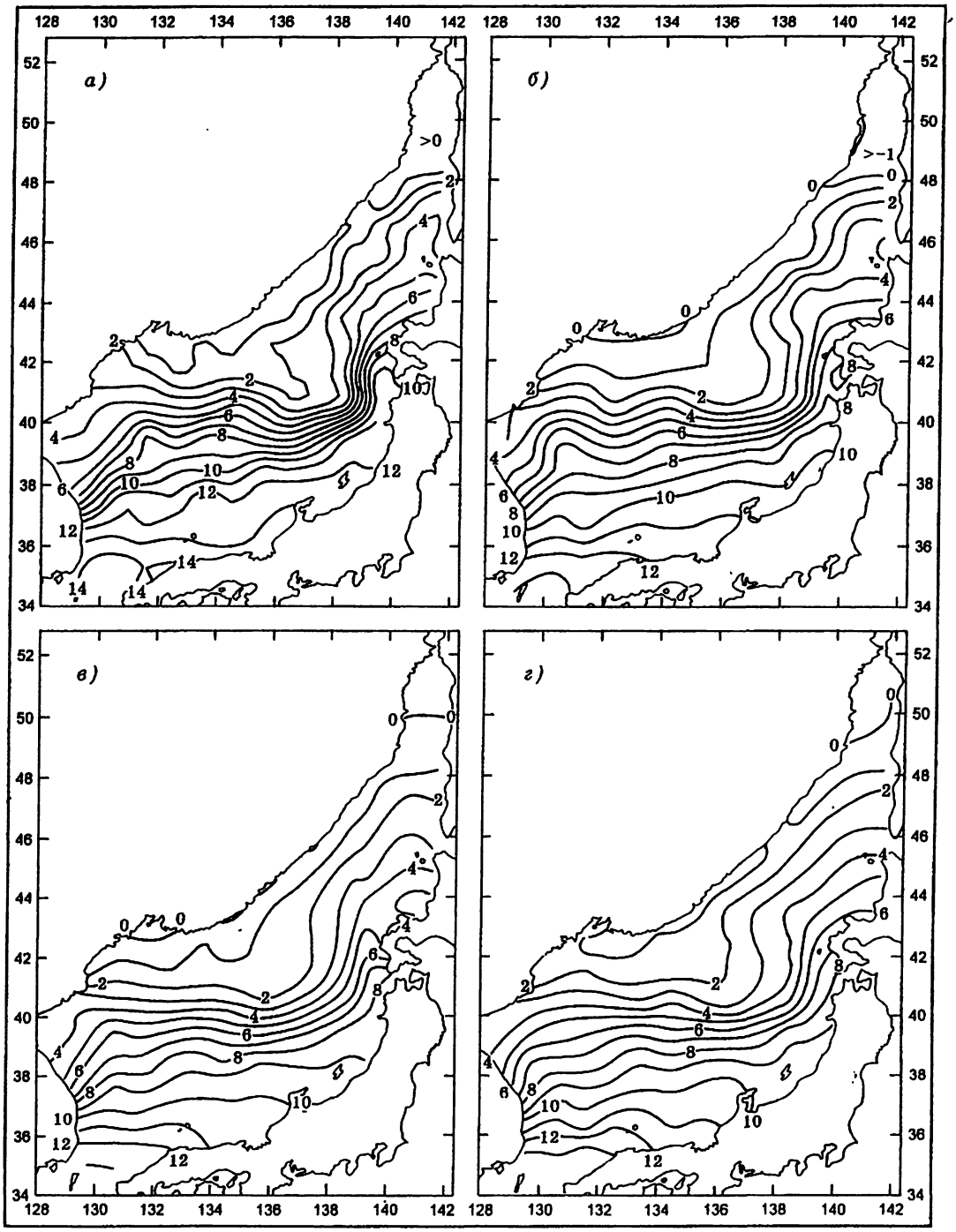


Рис. 18.34. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 50 м
а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

ко он проявляется у северо-западных берегов о. Хонсю. Вероятно, это связано с нисходящими движениями вод в антициклонических круговоротах, формирующихся при взаимодействии Цусимского течения с материковым склоном. Минимальные значения температуры воды в области субтропических вод выделяются в ноябре. Особенно заметно это в динамически активных районах (антициклонический меандр Восточно-Корейского течения, а также прибрежные районы моря).

На горизонте 300 м температура воды в Японском море в течение года не превышает 2,00—2,25 °С (рис. 18.39). Максимальные значения выделяются в центрах антициклонических меандров, а также у северо-западных берегов о. Хонсю, что связано с нисходящими движениями вод в этих районах моря. Самые низкие значения характерны для прибрежных районов северо-западной части моря, где осенне-зимняя конвекция особенно интенсивна, а скорости течений невелики. Внутригодовые изменения положения полярного фронта хорошо отражаются изотермами 0,75 и 1,00 °С. Пространственные смещения этих изотерм свидетельствуют о том, что максимальное распространение холодных вод в

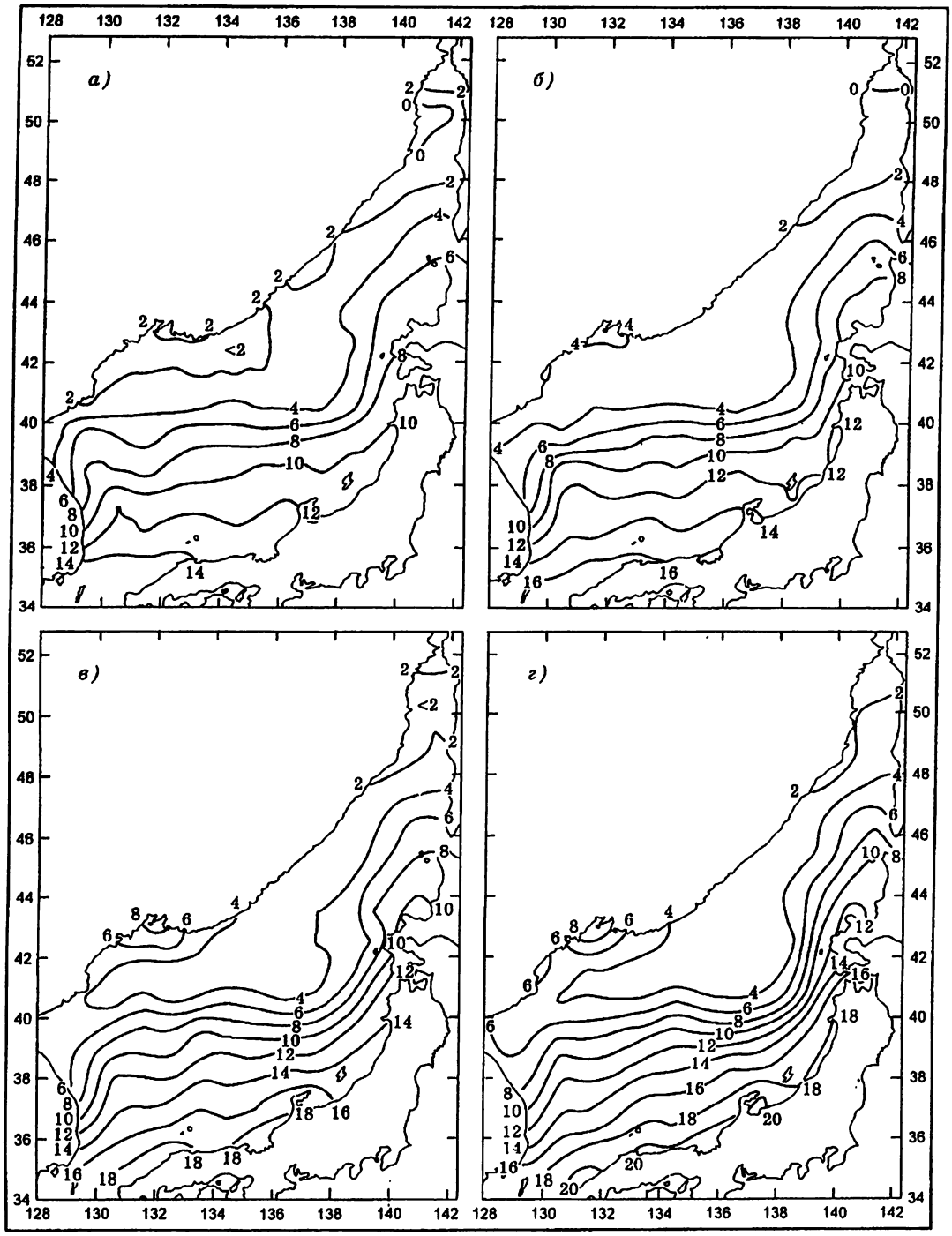


Рис. 18.35. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 50 м
а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

южном направлении наблюдается в мае. Наиболее низкая температура воды на акватории к северу от полярного фронта выделяется также в мае. В это время холодные воды с температурой ниже 0,5 °С занимают максимальную площадь. Распределение температуры в феврале и в мае показывает, что на горизонте 300 м конвективное охлаждение вод завершается в мае (см. рис. 18.39).

В субтропических водах минимум температуры воды на горизонте 300 м (1,25—1,50 °С) отмечается в ноябре, когда температура поверхностного слоя существенно снижается, а влияние конвективных процессов еще не проникает до горизонта 300 м. С мая по август температура повышается до 1,75—2,25 °С.

На горизонте 400 м (рис. 18.40) пространственные неоднородности температуры в основном связаны с динамикой вод. Особенно это проявляется в южной и восточной частях моря. Повышенные значения температуры воды (до 0,6—0,8 °С) в течение года наблюдаются в пределах антициклонических меандров (их центры располагаются между параллелями 37,5—38,5° с.) и вблизи берегов Японии, где наблюдаются также более мелкомасштабные анти-

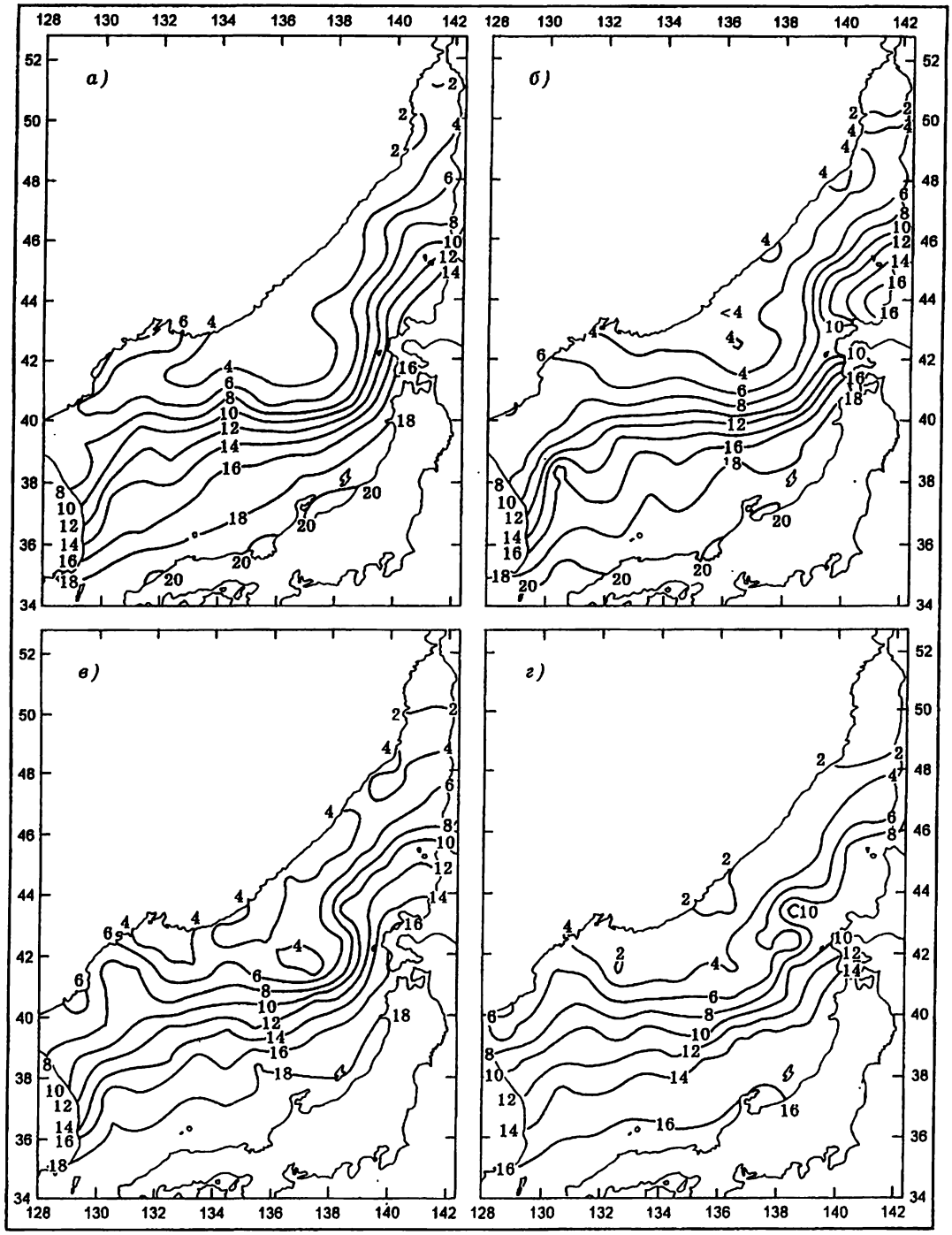


Рис. 18.36. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 50 м
а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

циклонические движения вод, образующиеся при взаимодействии Цусимского течения с материковым склоном. В водах южной и восточной частей моря максимум температуры (до 0,8 °С) наблюдается в мае, а минимум (не выше 0,6—0,7 °С) — в ноябре.

В северной и северо-западной частях моря температура воды на горизонте 400 м в течение года не превышает 0,4—0,6 °С. Область наиболее низких значений располагается южнее и юго-восточнее зал. Петра Великого (рис. 18.40). Максимальные значения температуры (0,5—0,6 °С) в северо-западной и северной частях моря наблюдаются в феврале, а минимальные (0,4 °С) с мая по август.

На горизонте 500 м происходит дальнейшее понижение температуры воды, а пространственные градиенты, как следует из рис. 18.41, в течение года не превышают 0,20—0,25 °С. В феврале для всей акватории моря характерна максимальная температура воды, которая достигает 0,45—0,50 °С. С мая по август термические контрасты между юго-восточной и северо-западной частями моря возрастают. В этот период на распределение температуры наиболее влияют термодинамические процессы (вих-

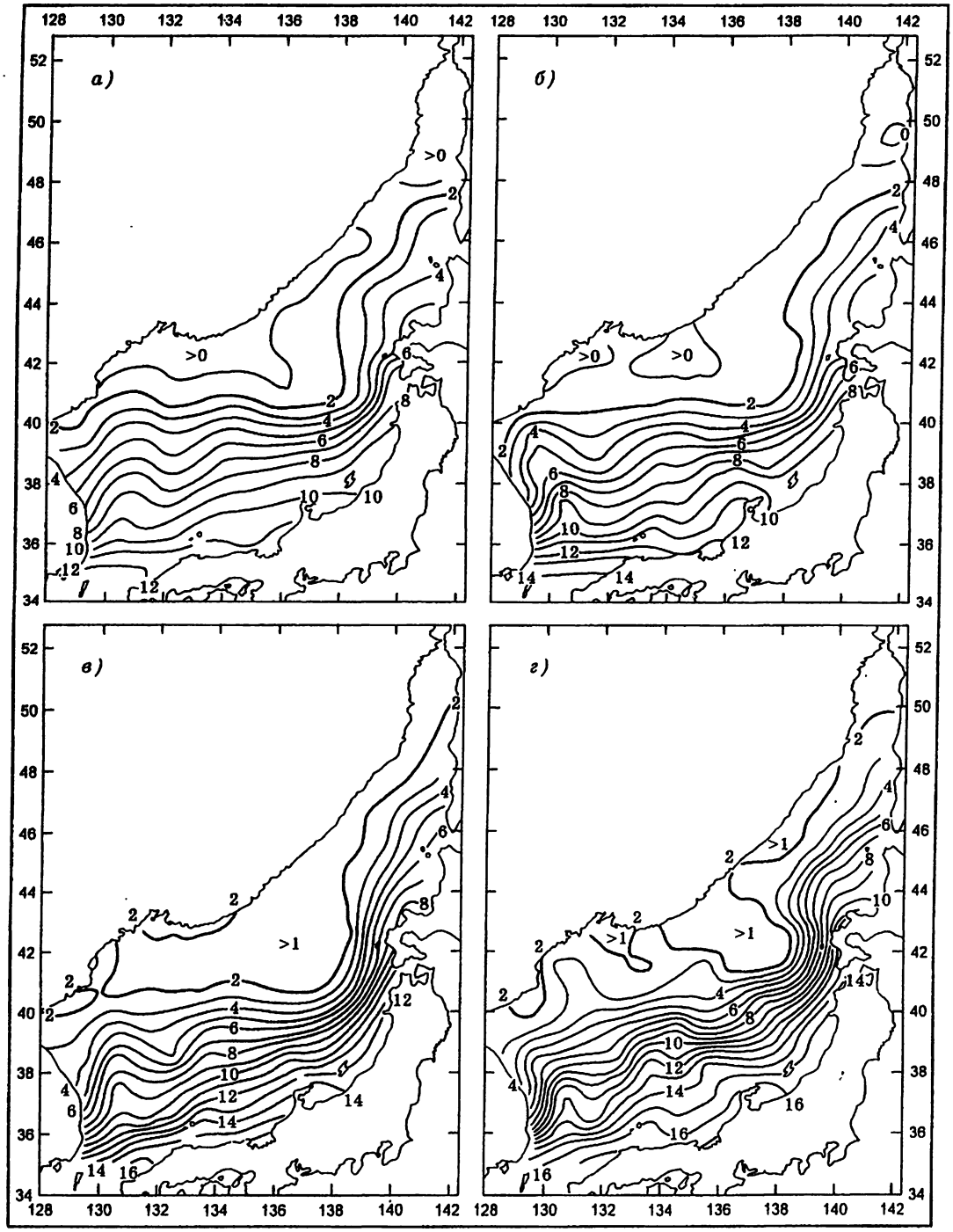


Рис. 18.37. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 100 м
а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

ревые образования и конвекция). В северной части моря наибольшего развития достигает область холодных вод, где температура воды не превышает 0,30—0,35 °С. Осенью, как следует из распределения температуры в ноябре, отмечается минимум температуры воды.

На горизонте 1000 м температура воды Японского моря понижается до 0,16—0,20 °С, а минимальные для всего моря значения температуры отмечаются в слое 1500—2000 м, где они не превышают 0,15—0,16 °С. Затем, по направлению ко дну, температура воды вновь немного возрастает и на горизонте 3000 м составляет 0,22—0,23 °С (рис. 18.42). Основная причина роста температуры воды в придонном слое — доминирующее влияние адиабатического нагревания по сравнению с другими термодинамическими процессами.

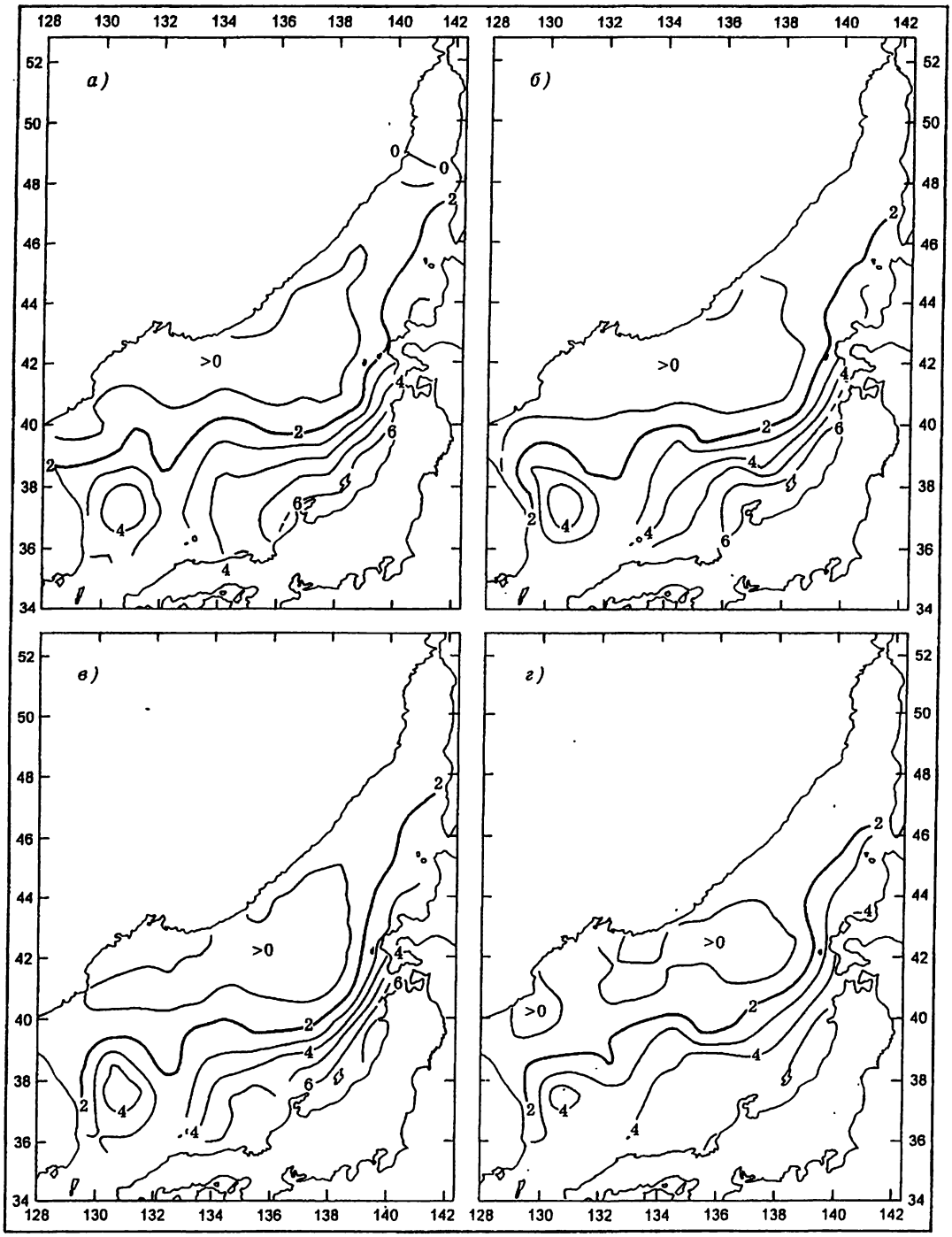


Рис. 18.38. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 200 м

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

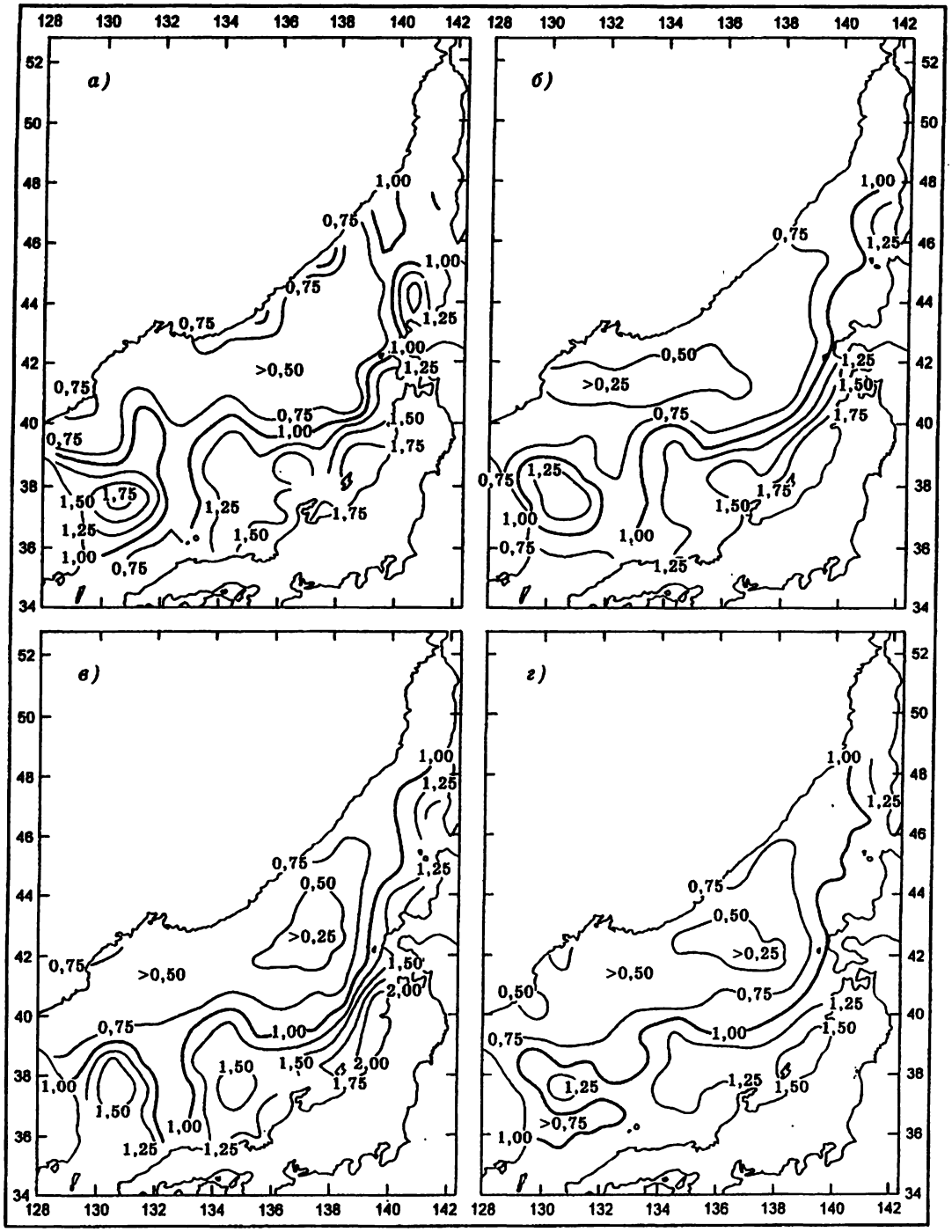


Рис. 18.39. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 300 м

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

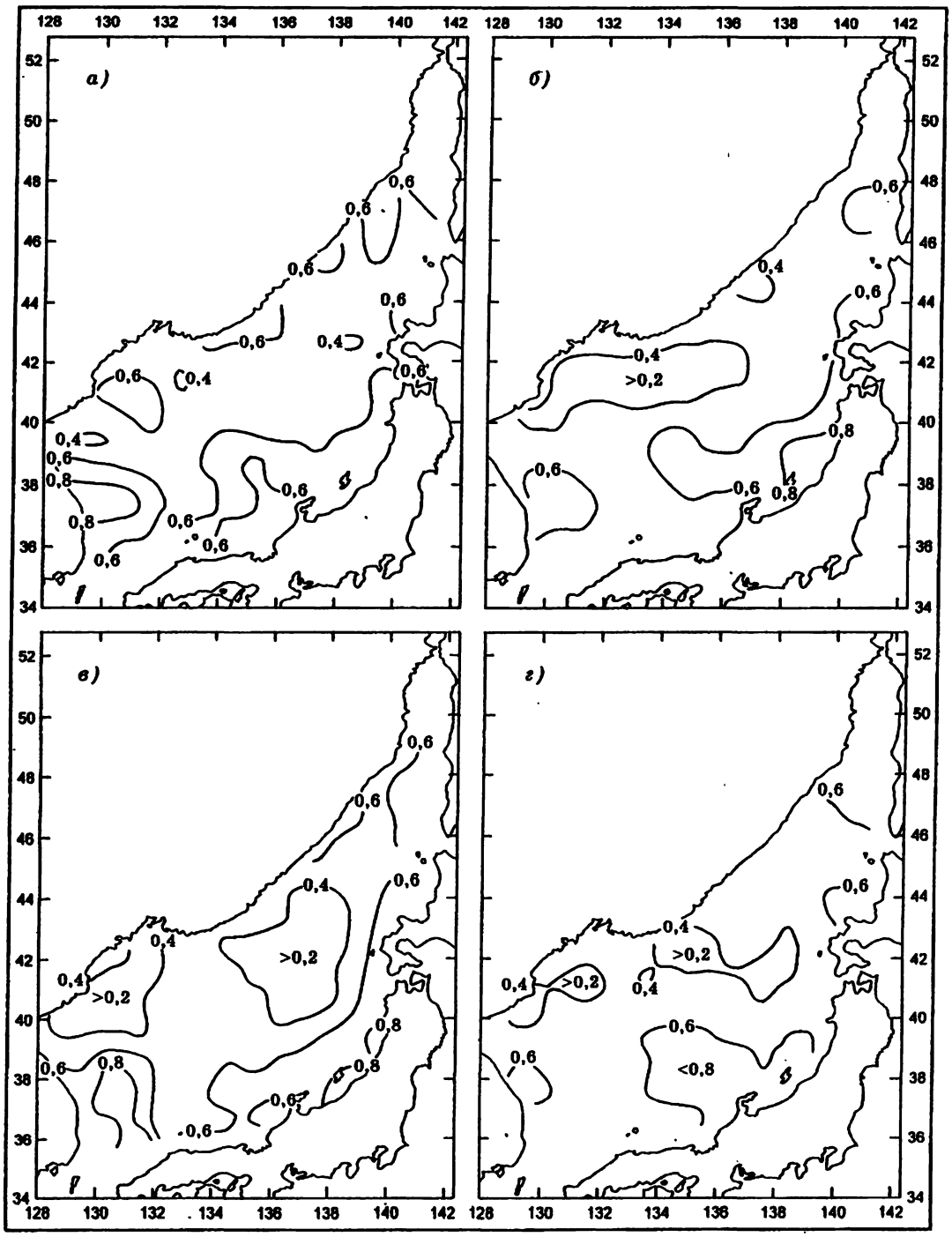


Рис. 18.40. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 400 м

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

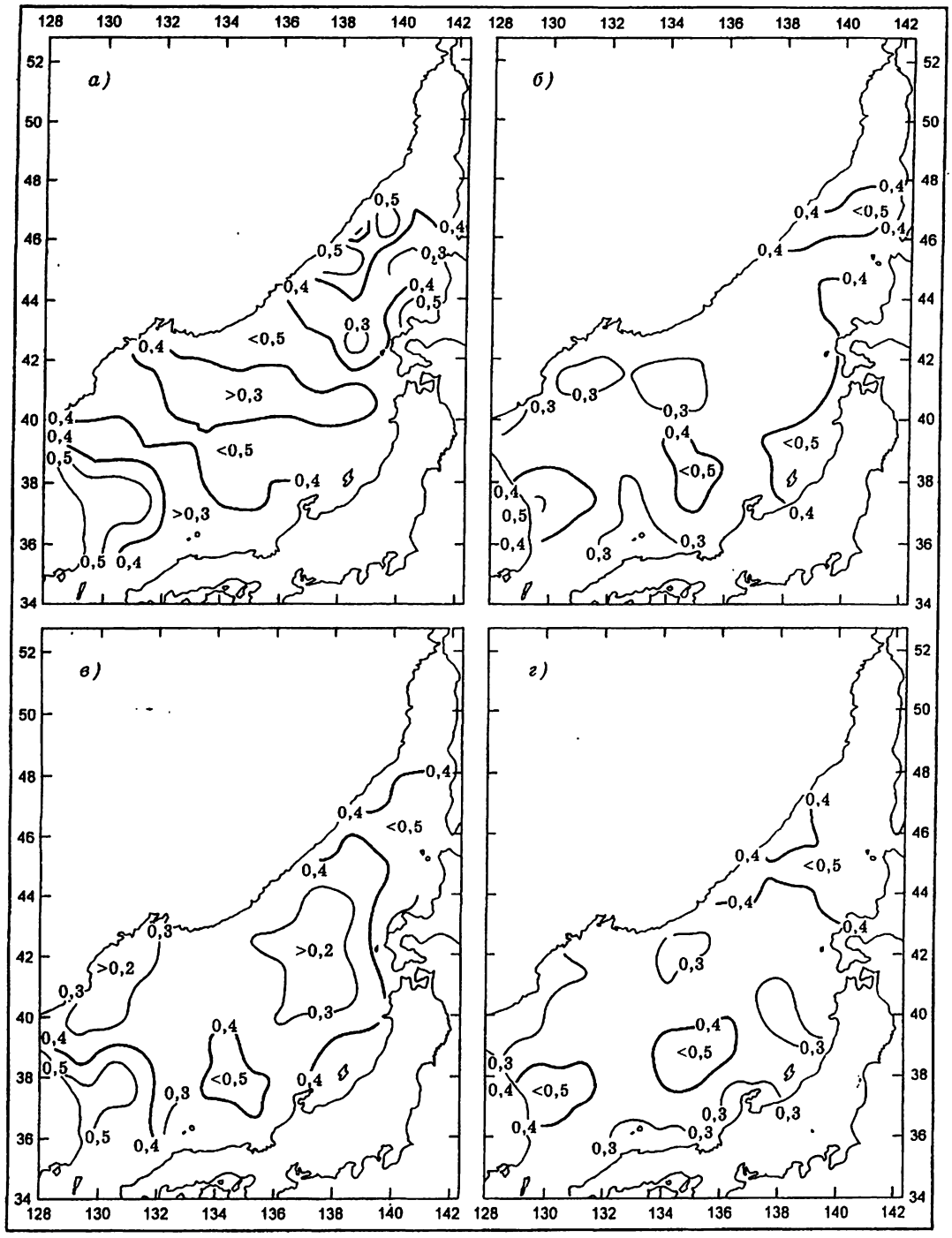


Рис. 18.41. Температура воды (°С) Японского моря на горизонте 500 м

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

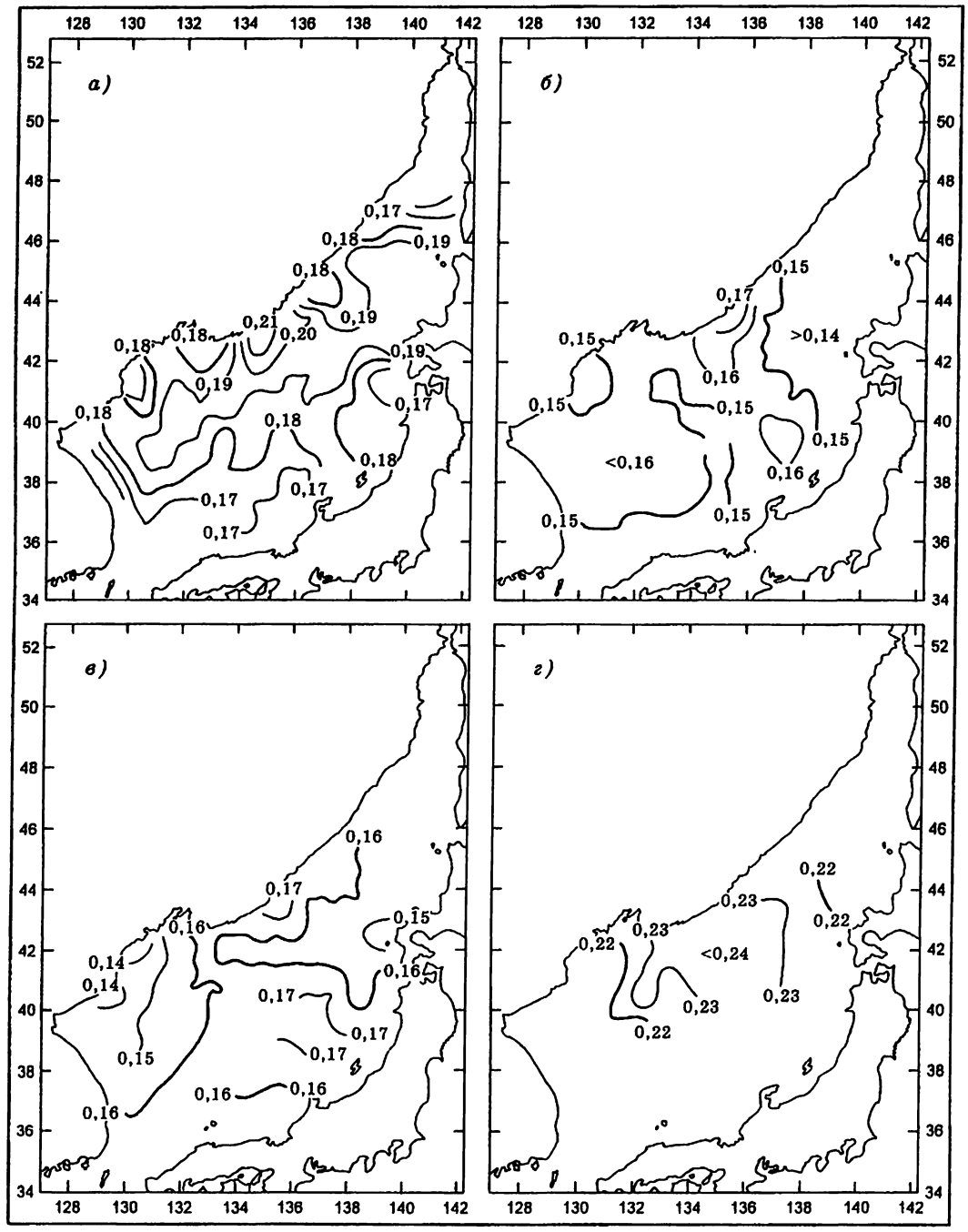


Рис. 18.42. Температура воды (°С) Японского моря на горизонтах
1000 м (*а*), 1500 м (*б*), 2000 м (*в*), 3000 м (*г*)

19. СОЛЕНОСТЬ ВОДЫ

19.1. Вертикальное распределение

Распределение солености в толще вод Японского моря формируется под влиянием солевого баланса, который в основном определяется атмосферными осадками, испарением, вариациями стока рек, образованием и разрушением льда, а также адвекции вод из сопредельных регионов Тихого океана. Немаловажную роль в пространственном распределении солености играет значительная изолированность моря от прилегающих акваторий. Дополнительное влияние на пространственно-временное распределение солености оказывают термодинамические факторы, такие как система течений моря, фронтальные зоны, вихревые образования, процессы конвективного перемешивания и другие.

Как видно из рис. 19.1, в Японском море выделяется три основных типа вертикального распределения солености. В зоне Восточно-Корейского и Цусимского течений хорошо выражен подповерхностный максимум солености. Наиболее четко он проявляется в южной части моря (например, рис. 19.1 *а*). По мере продвижения субтропических вод в море и их трансформации соленость в слое подповерхностного максимума уменьшается, а толщина этого слоя возрастает (рис. 19.1 *в*—*г*). Такое распределение солености наиболее характерно для теплого периода года. Однако зимой (особенно во время активного развития конвективных процессов) максимум солености в южной и юго-восточной частях моря выделяется только в пределах верхнего квазиоднородного слоя вод. В южной части моря (южнее полярного фронта) помимо подповерхностного максимума солености выделяется и нижележащий подповерхностный слой вод с пониженной соленостью (см., например, рис. 19.1 *б*, *в*). В северной и северо-западной частях моря вертикальное распределение солености более простое. Здесь в течение всего года на профилях не наблюдается экстремумов. Главная особенность холодного сектора моря — рост солености с глубиной (например, рис. 19.1 *е*, *з*).

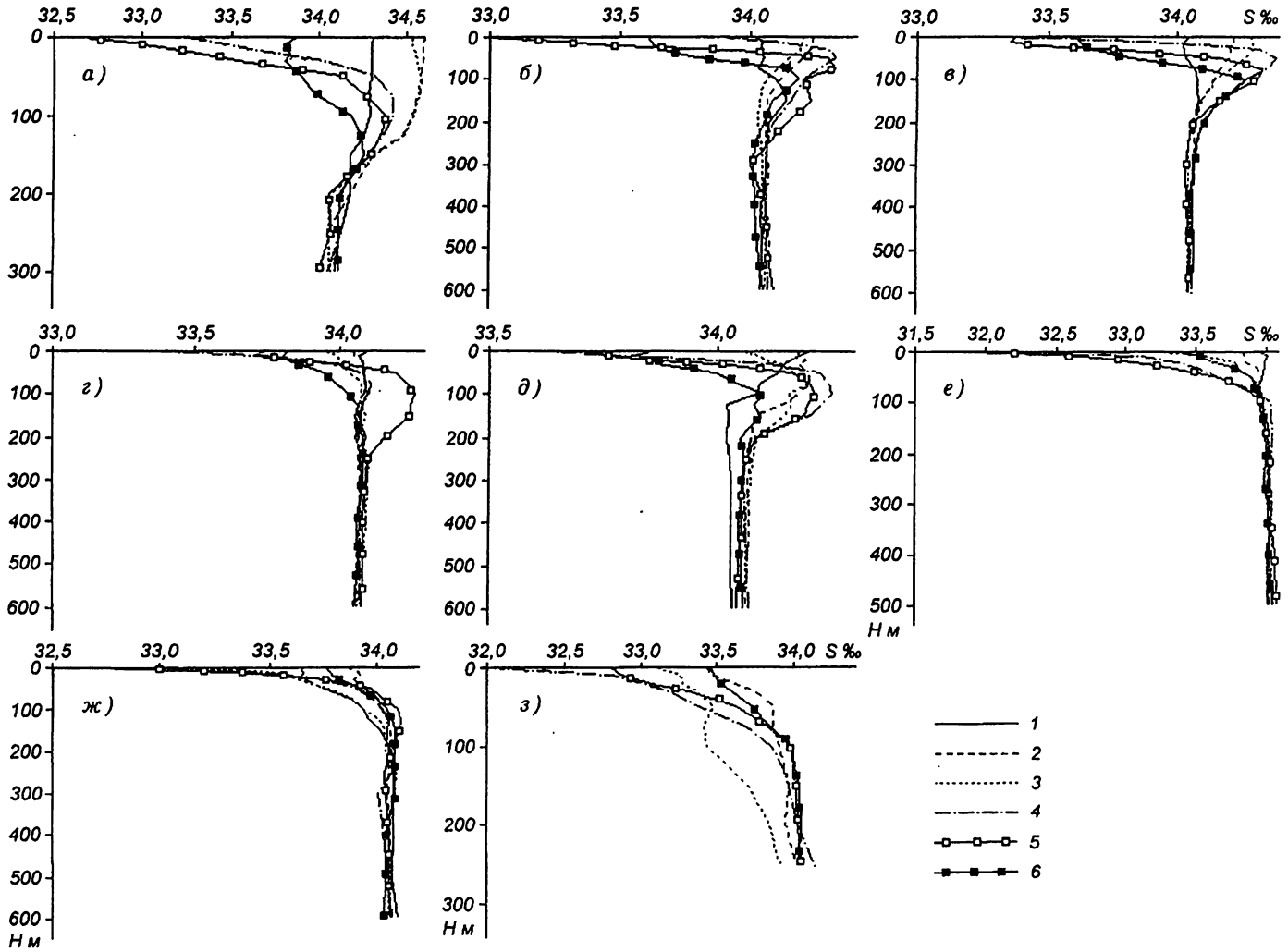


Рис. 19.1. Вертикальное распределение солености воды в отдельных квадратах Японского моря в январе (*1*), марте (*2*), мае (*3*), июле (*4*), сентябре (*5*), ноябре (*6*)

а — 35,5° с. ш., 131,5° в. д.; *б* — 38,5° с. ш., 131,5° в. д.; *в* — 38,5° с. ш., 134,5° в. д.; *г* — 41,5° с. ш., 135,5° в. д.; *д* — 41,5° с. ш., 138,5° в. д.; *е* — 42,5° с. ш., 131,5° в. д.; *ж* — 44,5° с. ш., 136,5° в. д.; *з* — 49,5° с. ш., 141,5° в. д.

В Японском море материковый сток невелик и распресняющее воздействие рек ощутимо только в узкой прибрежной полосе. Исключение составляет северная часть Татарского пролива, где влияние стока рек на соленость довольно сильное. Более значимый вклад в формирование солености поверхностного слоя вод вносят атмосферные осадки. Поэтому летом в поверхностном слое на всей акватории моря отмечаются минимальные значения солености. Зимой за счет снижения объема атмосферных осадков и материкового стока соленость поверхностных вод существенно возрастает, наблюдаются существенные различия солености в частях моря к северу и к югу от полярного фронта. На севере и северо-западе моря на распределение солености в верхнем слое вод существенное влияние оказывают процессы образования и таяния льда.

В промежуточных и глубинных водах различия солености в течение года несущественны; начиная с глубин 300—600 м ее значения не выходят за пределы 34,0—34,1 ‰ (рис. 19.1). В слое 800—1000 м и глубже по климатическим данным пространственные особенности в распределении солености не выделяются, так как преобладающее число исторических данных по солености получено с точностью примерно 0,02 ‰ (в действительности она еще ниже — 0,03—0,04 ‰). В связи с этим для исследования особенностей вертикального распределения солености в глубинных водах Японского моря были привлечены материалы высокоточных наблюдений, полученные в двух международных экспедициях на НИС «Профессор Хромов» и R/V «R. Revelle» с 24 июня по 12 августа 1999 г. Океанографические станции этих рейсов в количестве 203 сравнительно равномерно покрывали акваторию моря от Корейского пролива до параллели 48° с. Наблюдениями был охвачен весь слой воды от поверхности до дна (максимальное удаление зонда от дна на станциях не превышало 4—10 м). CTD-зондирования выполнялись с помощью зонда NBIS MKIIIB. Бортовые измерения солености проводились с помощью солемера Guildline 8400A Autosal, который калибровался до и после каждой станции с помощью WORMLEY — стандартной морской воды. При такой процедуре возможная ошибка в бортовых измерениях солености составляла ±0,001 ‰, а CTD-измерений не выходила за пределы ±(0,002... 0,003) ‰.

Как видно из рис. 19.2 и 19.3, промежуточные воды с повышенной соленостью (более 34,07 ‰) могут распространяться до горизонтов 700—800 м, а промежуточные воды с пониженной соленостью заглубляются до горизонта 550 м (ст. 1 на рис. 19.3). Профили вертикального распределения солености свидетельствуют также о наличии в глубоководных котловинах моря глубинного слоя с минимумом солености на горизонтах от 1300 до 1800 м. Значения солености в нем составляют 34,062—34,067 ‰ (рис. 19.2, 19.3). Затем, по мере дальнейшего роста глубин, происходит постепенное слабое повышение солености (примерно на 0,003—0,004 ‰) и на придонных горизонтах (не более 4—

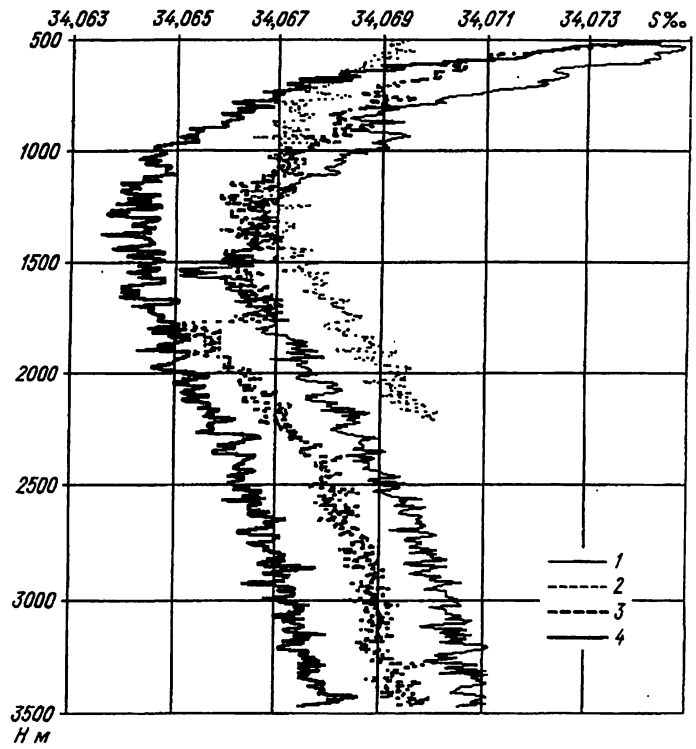


Рис. 19.2. Вертикальное распределение солености в глубоководной части Японского моря

1 — 37° 18′ с. ш., 131° 38′ в. д.; *2* — 40° 50′ с. ш., 134° 00′ в. д.; *3* — 41° 30′ с. ш., 138° 00′ в. д.; *4* — 43° 47′ с. ш., 138° 50′ в. д.

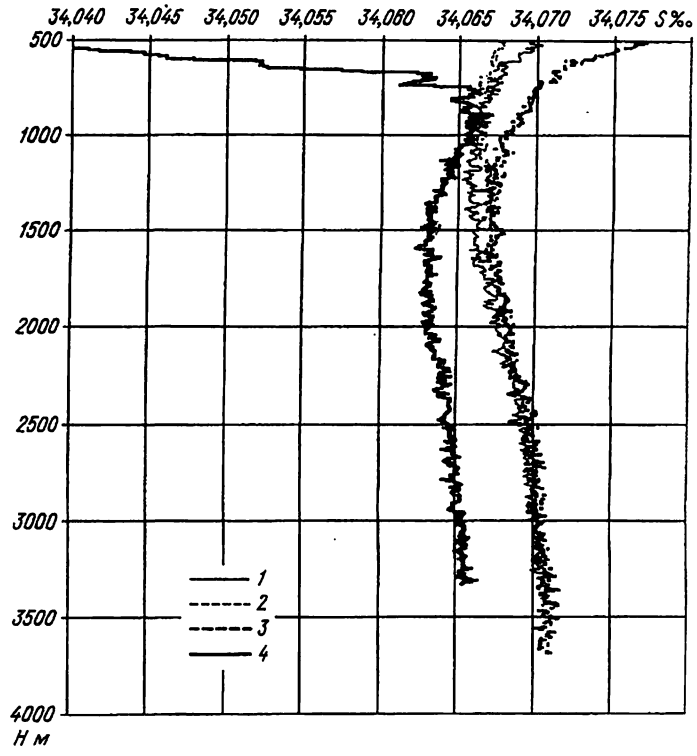


Рис. 19.3. Вертикальное распределение солености на станциях в Японском море

1 — 38° 35′ с. ш., 133° 53′ в. д.; *2* — 41° 10′ с. ш., 136° 20′ в. д.; *3* — 42° 10′ с. ш., 137° 30′ в. д.; *4* — 40° 31′ с. ш.; 131° 43′ в. д.

10 м от дна) ее значения достигают 34,065—34,071 ‰.

При рассмотрении особенностей вертикального распределения солености в глубинных слоях Японского моря возникает вопрос об источнике и месте образования придонных вод с высокой соленостью. Наиболее вероятны следующие предположения. Во-первых, воды с повышенной соленостью могут формироваться в результате вымывания солей из донных осадков у материкового склона глубоководных котловин, где отмечается интенсификация приливных и непериодических течений. Этот процесс, хотя и в меньшей степени, может наблюдаться в придонном слое глубоководных котловин. Если это предположение верно, то на профилях вертикального распределения должны выделяться повышенные значения градиентов солености на придонных горизонтах. Однако этого не наблюдается (см. рис. 19.2 и 19.3). Во-вторых, придонные воды с повышенной соленостью могут образовываться в любых ограниченных районах моря на промежуточных горизонтах (до глубин около 1000 м), а затем погружаться в придонные слои и в процессе циркуляции перемещаться в глубоководные котловины моря. Если это предположение верно, то в отдельных районах моря должны наблюдаться локальные участки с повышенными значениями солености.

Для проверки этих двух гипотез были построены карты пространственного распределения солености на отдельных горизонтах (рис. 19.4). Согласно рис. 19.4, на периферии моря не отмечается повышенных значений солености, что свидетельствует о несостоятельности первого предположения. Кроме того, в поле солености на горизонтах глубинного минимума солености (например, 1300 и 2000 м) выделяются локальные области с повышенными значениями солености. Вертикальные профили солености, представленные на рис. 19.3, относятся к участкам с повышенными значениями солености, выделяемым на картах (см. рис. 19.4). Однако они не подтверждают и второе предположение — о формировании вод повышенной солености в локальных областях моря и их погружении до придонных горизонтов. Если бы это было так, то на профилях солености в глубинных и придонных водах значения либо оставались бы неизменными, либо слабо понижались по направлению ко дну. Вместе с тем представленные на рис. 19.3 профили свидетельствуют о наличии в зонах максимумов солености глубинного слоя с пониженными значениями солености и о дальнейшем росте солености по мере приближения к придонным горизонтам.

Все отмеченное выше предполагает наличие другого механизма формирования наблюдаемых на рис. 19.2 и 19.3 глубинного слоя с пониженными значениями и придонного слоя с повышенными значениями солености. В океанологической практике долгое время существовало мнение о постоянстве солевого состава воды в океанах и морях. На основе этого было создано большинство методик определения как суммарного солесодержания, так и отдельных компонентов состава. Однако в последние годы в связи с увеличением точности определения подвергается сомнению постоянство солевого состава воды в океанах и морях. Для большинства районов Мирового океана, где пространственные градиенты солености значительно выше точности определений, это слабо влияет на получаемые картины распределения солености. Однако в глубинных и придонных водах Японского моря это становится существенным. В настоящее время довольно сложно определить причину выявленных особенностей распределения солености на больших глубинах. Возможно, на соленость оказывают влияние химические процессы, происходящие на больших глубинах моря.

19.2. Короткопериодная изменчивость

В настоящей работе рассмотрены короткопериодные колебания солености воды с периодами от нескольких минут до десятков минут. На рис. 19.5 представлены временны́е колебания солености в верхнем 100-метровом слое воды на отдельных станциях в Японском море, которые были проведены в августе 1994 г. Они показывают, что значительная временная изменчивость солености характерна не только для слоя с максимальными вертикальными градиентами. Основываясь на представленных графиках, толщу вод моря можно разделить на три слоя. Минимальные временные изменения солености наблюдаются в поверхностном слое, а также на горизонтах под сезонным пикноклином или в его нижней части. Максимальные колебания солености выделяются в сезонном пикноклине.

В слое от 40—50 до 100 м размах колебаний солености в основном не превышает 0,02—0,05 ‰ (см. рис. 19.5). Однако в зоне антициклонического меандра Восточно-Корейского течения (например, ст. 23 на рис. 19.5) короткопериодные колебания солености на горизонте 40 м могут достигать 0,2 ‰. Значительная изменчивость солености в этом районе моря связана с большой вертикальной протяженностью сезонного пикноклина. По мере дальнейшего роста глубины значения изменчивости солености существенно уменьшаются и на горизонте 70 м они не превышают 0,05—0,08 ‰.

В верхнем 5-метровом слое вод колебания солености не выходят за пределы 0,05 ‰, но на отдельных станциях (например, ст. 1 на рис. 19.5) могут достигать 0,18—0,35 ‰. На всех станциях на фоне незначительных изменений солености могут отмечаться локальные «выбросы», достигающие 0,10—0,25 ‰. Отмеченные ситуации наблюдаются как в водах Цусимского течения, так и в северо-западной части моря (см. рис. 19.5).

Наиболее существенные временны́е изменения солености воды проявляются в сезонном пикноклине, который ограничен горизонтами 10—30 м. Ми-

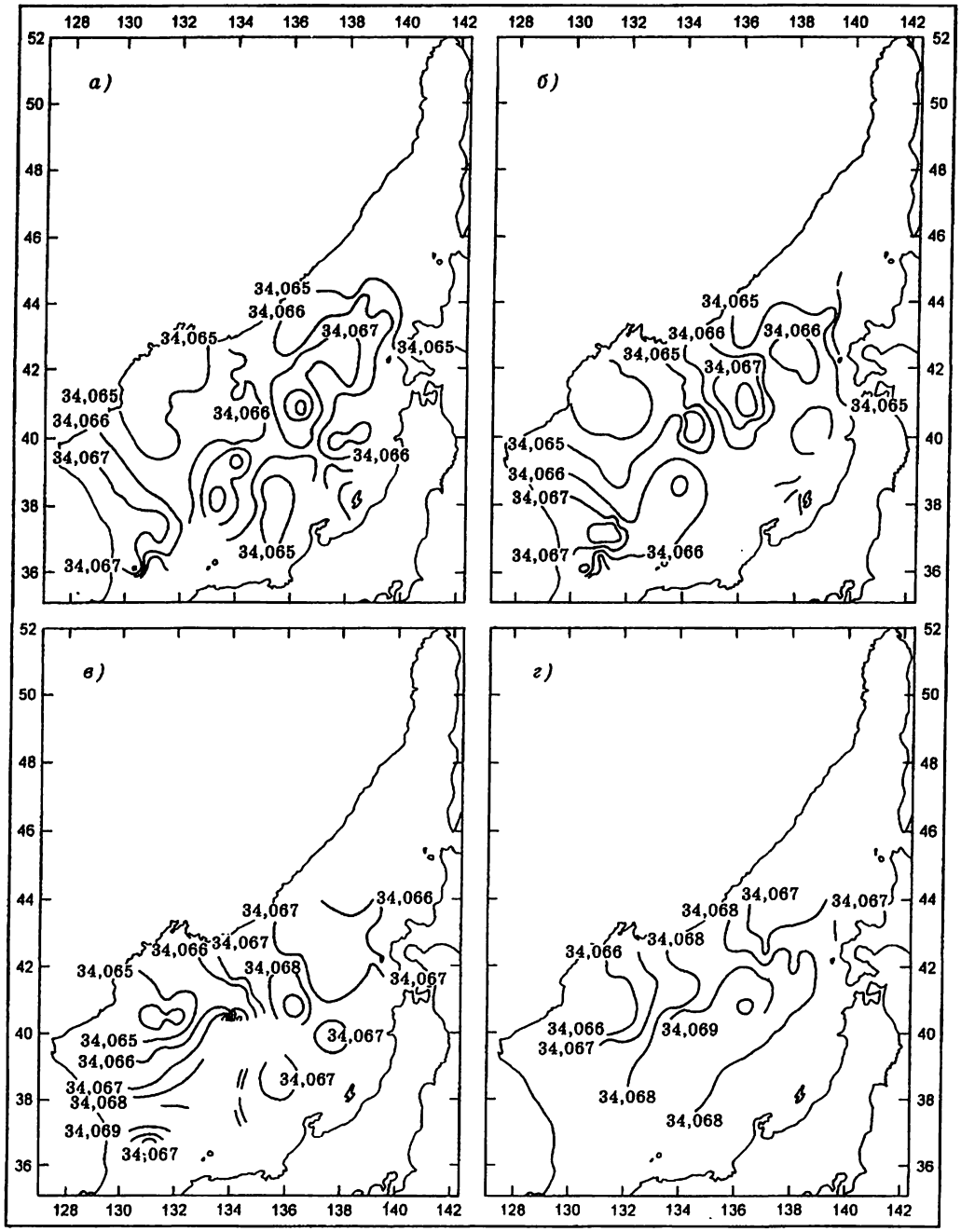


Рис. 19.4. Распределение солености (‰) глубинных вод Японского моря в июне—августе 1999 г. на горизонтах 1000 (*а*), 1300 (*б*), 2000 (*в*), 2500 м (*г*)

нимальный размах колебаний солености в этом слое составляет 0,05—0,10 ‰, но иногда достигает 0,25—0,60 ‰. Здесь могут наблюдаться синхронные колебания солености в пределах пикноклина (например, ст. 16 и 23 на рис. 19.5), а также не связанные между собой колебания от горизонта к горизонту (ст. 1 на рис. 19.5). Периоды колебаний также существенно различаются как от станции к станции, так и между отдельными горизонтами на конкретной станции. Наиболее повторяющиеся периоды колебаний в рассматриваемом слое составляют от 5—10 до 20—40 мин.

Гидрологическая структура вод, на фоне которой формируется короткопериодная изменчивость солености, а также наиболее характерные вертикальные профили солености представлены на рис. 19.6. В августе 1994 г. верхний квазиоднородный слой был очень слабо развит. Нижняя граница его, как правило, не выходила за пределы верхнего 10-метрового слоя. На графиках выделяется подповерхностный максимум, в пределах которого вертикальные градиенты солености наиболее значительны. Кроме того, на отдельных станциях в пределах этого слоя может наблюдаться более сложная многоступенчатая структура вод с чередованием участков профилей с более высокими и пониженными градиентами солености (например, ст. 1 и 23 на рис. 19.6).

За периоды регистраций короткопериодных колебаний на станциях не наблюдались существенные

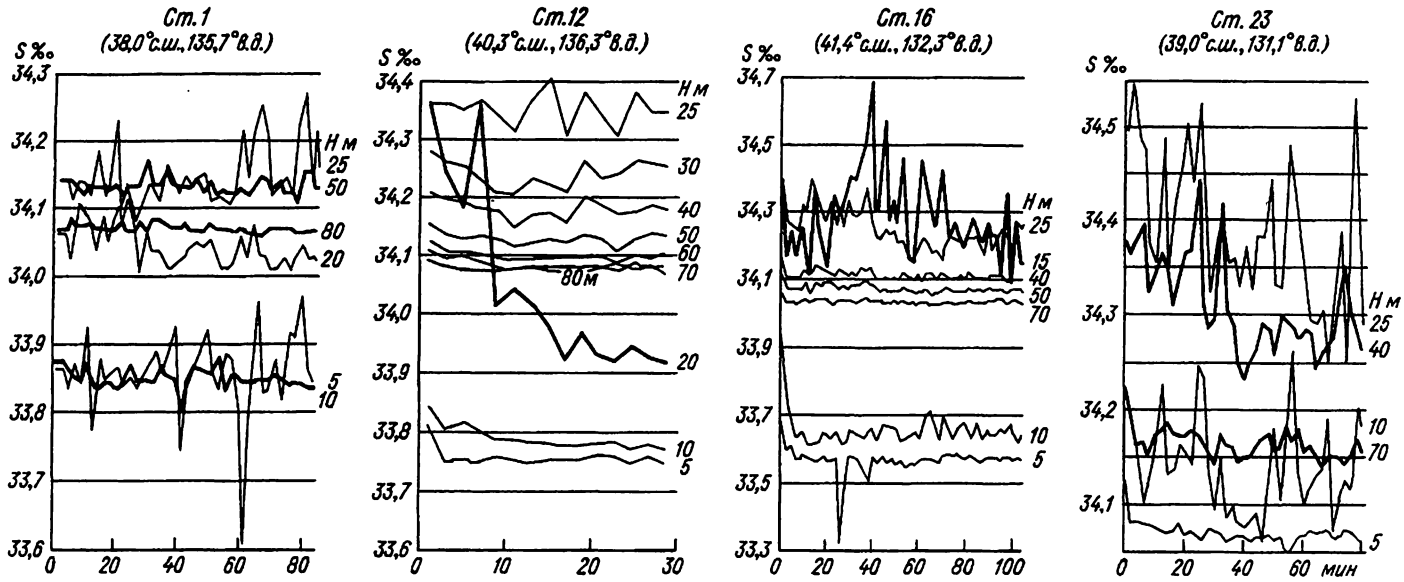


Рис. 19.5. Короткопериодные колебания солености воды на станциях в Японском море (август 1994 г.)

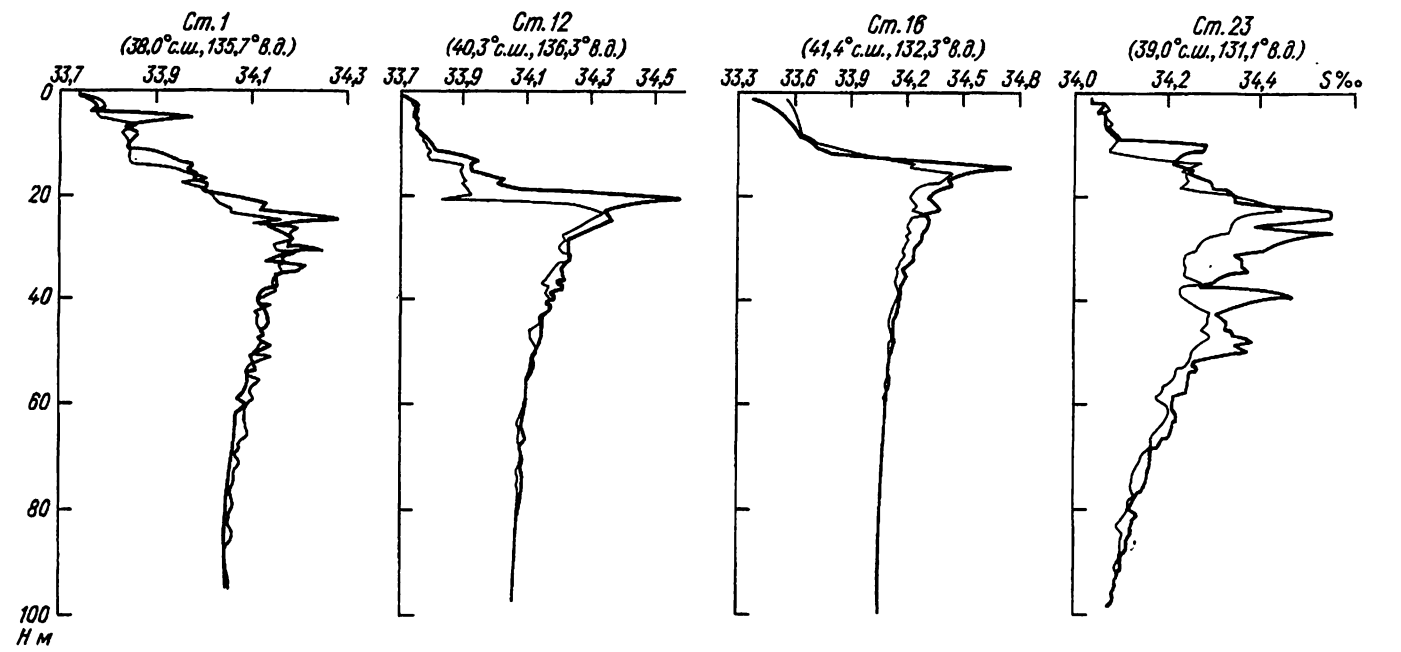


Рис. 19.6. Профили солености на станциях в Японском море (август 1994 г.)

изменения вертикальных профилей солености (см. рис. 19.6). Как правило, отмечается только небольшое смещение характерных участков профилей; хотя на отдельных станциях (например, ст. 23 на рис. 19.6) распределение более сложное.

Для каждого горизонта наблюдений помимо построения графиков временны́х колебаний солености (см. рис. 19.5) были рассчитаны средние квадратические отклонения, которые характеризуют степень ее изменчивости. Рассчитаны также средние квадратические погрешности выборочных средних, которые сравнимы с точностью используемых для наблюдений приборов. Кроме того, представленные на рис. 19.5—19.6 результаты наблюдений только в первом приближении можно интерпретировать как регистрацию линз или волновых возмущений поля солености. Для выявления природы короткопериодных флуктуаций солености необходимы специальные натурные эксперименты на полигонах, охватывающие одновременно все структурные элементы деятельного слоя.

19.3. Суточная изменчивость

К настоящему времени на акватории Японского моря организации России выполнили более двух тысяч многосерийных гидрологических станций в фиксированных точках. Продолжительность непрерывных работ в конкретных пунктах была различной (около 90 % суточных). Дискретность регистраций гидрологических параметров в точках наблюдений также варьировала (на 40 % — 3 ч, на

35 % — 2 ч, на 15 % — 4—6 ч). Однако эти наблюдения относились в основном к прибрежным районам моря. Только в последнее десятилетие многосерийные наблюдения были выполнены в глубоководной части моря, что позволяет рассмотреть изменчивость океанологических параметров вдали от шельфовых (сложных в динамическом отношении) акваторий.

В настоящей работе проведен анализ данных наблюдений на двухсуточных станциях, которые выполнены в глубоководной части Японского моря. Рассмотрена изменчивость солености вод в слое 0—500 м по наблюдениям, полученным как в холодный период года (со второй половины марта до середины апреля), так и в теплый (с июля по сентябрь). Анализ результатов основывался на профилях вертикального распределения характеристик, графиках их временны́х изменений, а также на статистических расчетах. Все это позволило оценить меру трансформации профилей вертикального распределения, выявить временные масштабы колебаний, определить изменения характеристик рассматриваемой толщи от горизонта к горизонту.

Традиционно принято считать, что в морских водах в период максимального охлаждения временны́е колебания характеристик, как правило, незначительны. Однако это характерно только для шельфовых районов, где конвективное перемешивание достигает дна, а горизонтальные градиенты характеристик отсутствуют. Временные изменения солености, которые представлены на рис. 19.7, свидетельствуют о том, что зимой по масштабам изменчивости толщу вод деятельного слоя Японского моря можно условно разделить на два слоя. В верхнем слое, который сформирован под воздействием конвекции, колебания солености минимальны. В северной части моря (рис. 19.7 *а*) его нижняя граница располагается на горизонте около 200 м. Суточные колебания солености в верхнем слое здесь составляют 0,02—0,03 ‰. В южной части моря (рис. 19.7 *б*) нижняя граница верхнего слоя не превышает 100 м, а суточные колебания солености достигают 0,1 ‰. Во временных изменениях солености как в северной, так и в южной частях моря довольно трудно выделить колебания с фиксированными периодами.

В нижележащем слое зимой колебания солености более значительны (см. рис. 19.7). Так, в северной части моря они возрастают до 0,07 ‰. По чередованию максимальных и минимальных значений здесь довольно четко выделяются периоды, близкие

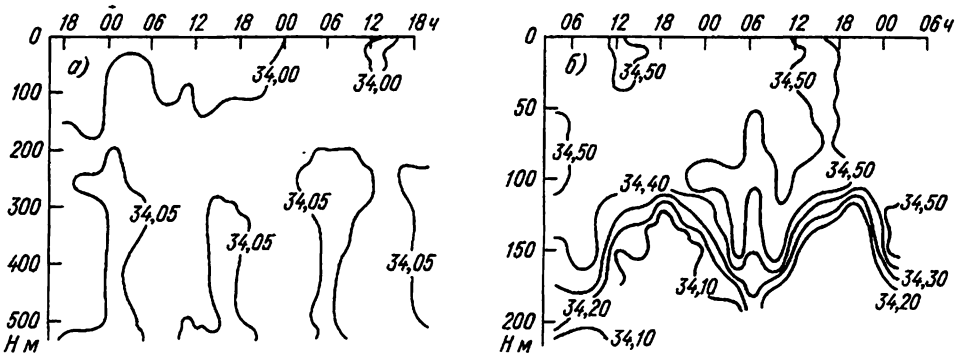


Рис. 19.7. Временны́е изменения солености на двухсуточных станциях в Японском море зимой 1991 г.

а — 41° 00′ с. ш., 133° 00′ в. д.; *б* — 35° 30′ с. ш., 130° 30′ в. д.

к полусуточным. В южной части моря (рис. 19.7 *б*) в слое максимальных вертикальных градиентов солености наблюдаются самые значительные суточные изменения солености. Например, в слое 100—200 м они достигают 0,30—0,45 ‰. В этом слое также четко проявляется суточный период колебаний. Таким образом, результаты наблюдений показывают, что в формирование суточных колебаний солености вод Японского моря значительный вклад вносят приливы.

На рис. 19.8 показана изменчивость профилей солености на станциях, выполненных в различных частях Японского моря. В зимний период вертикальная структура солености на большинстве станций сохраняется. Только в районах фронтальных зон (например, рис. 19.8 *а*, *б*) в течение суток происходит существенное изменение вертикальных профилей солености. Наиболее значительные суточные колебания (до 0,5 ‰) проявляются в южной части моря в слое вод с максимальными вертикальными градиентами солености (например, рис. 19.8 *д*). Аналогичная картина (рост изменчивости) наблюдается на станциях, располагающихся у берегов, где происходят значительные горизонтальные смещения водных масс с различающимися характеристиками. Исключением является район у берегов Приморья (рис. 19.8 *в*), где интенсивные конвективные процессы приводят к сглаживанию пространственных градиентов. Существенно ниже, чем в южной части моря, суточные колебания солености (до 0,1—0,2 ‰) в районах фронтальных зон (рис. 19.8 *а*, *б*). Минимальные суточные изменения солености характерны для акваторий, которые располагаются вдали от динамически активных регионов. Здесь они не превышают 0,02—0,05 ‰ (см. рис. 19.8).

Летом минимальная суточная изменчивость солености, не превышающая 0,05 ‰ (рис. 19.9) характерна для вод, располагающихся ниже слоя галоклина, а также для верхнего квазиоднородного слоя, который в летнее время имеет незначительную

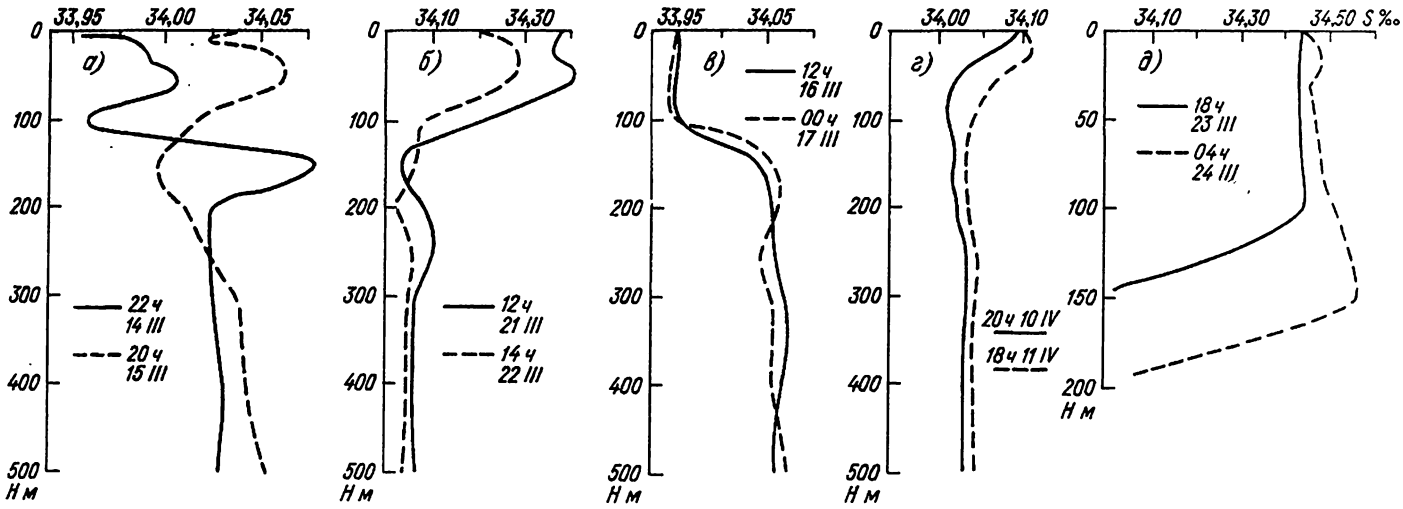


Рис. 19.8. Суточная изменчивость профилей солености воды на отдельных станциях зимой в Японском море

а — 40° 10′ с. ш., 133° 50′ в. д.; *б* — 36° 35′ с. ш., 130° 35′ в. д.; *в* — 42° 00′ с. ш., 131° 00′ в. д.; *г* — 40° 00′ с. ш., 138° 00′ в. д.; *д* — 35° 00′ с. ш., 130° 30′ в. д.

вертикальную протяженность. Согласно работе [39], в августе в северной и северо-западной частях моря средние многолетние значения толщины ВКС не превышают 10—15 м. Несколько больше (до 20 м) они в южной и юго-восточной частях моря. В летний период, как следует из рис. 19.9, максимальные суточные колебания солености (достигающие 0,2—0,3 ‰) характерны для слоя сезонного галоклина. Его нижняя граница на акватории моря, как правило, не выходит за пределы 0—50-метрового слоя вод. На акватории к югу от полярного фронта в данном слое вод не выделяется четкой временно́й периодичности в вариациях солености, а в северном и северо-западном районах моря преобладают суточные колебания солености.

Суточная изменчивость профилей солености летом невелика (рис. 19.10). Наиболее существенные изменения приходятся на верхний 50—100 м слой вод. В северной половине моря (например, рис. 19.10 *а*—*в*) в поверхностных водах суточных изменений солености практически не наблюдается. В то же время в субтропических тихоокеанских водах и в зоне фронта колебания солености максимальны на поверхности моря. Высока изменчивость солености и в слое сезонного галоклина.

На всех имеющихся многосерийных станциях были рассчитаны корреляционные зависимости между рядами солености воды на различных горизонтах. Совместный анализ временны́х распределений показал, что в случае хорошо выраженных колебаний они изменяются, как правило, синхронно. Выделяются значимые связи между временными рядами характеристик от горизонта к горизонту. Эта закономерность наиболее характерна для слоя пикноклина, а по мере удаления от него (к поверхности и ко дну) значения коэффициентов корреляции уменьшаются. Однако в зонах раздела вод различного происхождения (шельфовых, япономорских и тихоокеанских) могут наблюдаться специфические особенности, которые зависят от значений пространственных градиентов характеристик.

19.4. Сезонные изменения

Полу́ченные результаты, как и выводы предшествующих работ, свидетельствуют о том, что на пре-

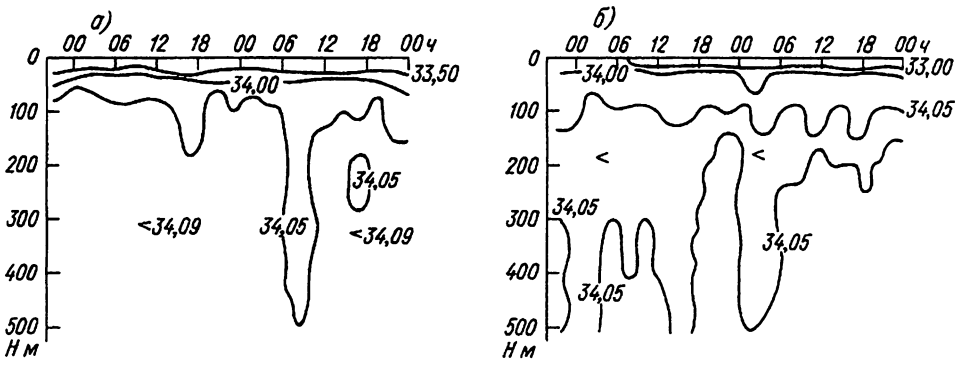


Рис. 19.9. Временны́е изменения солености воды на двухсуточных станциях в Японском море летом

а — 41° 30′ с. ш., 132° 15′ в. д.; *б* — 38° с. ш., 132° в. д.

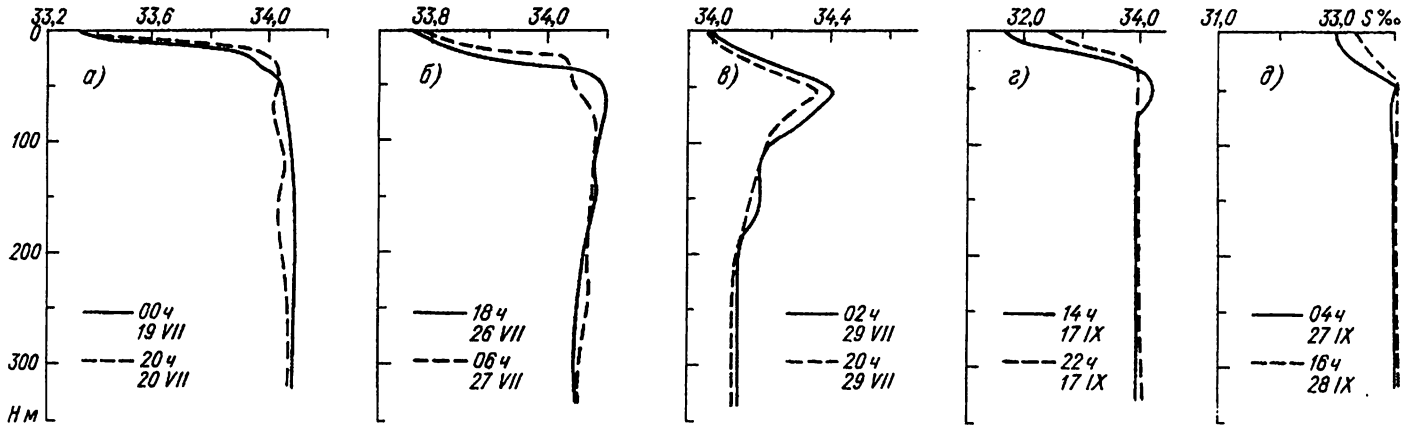


Рис. 19.10. Суточная изменчивость профилей солености воды на отдельных станциях летом в Японском море

а — 41° 30′ с. ш., 132° 15′ в. д.; *б* — 42° с. ш., 137° в. д.; *в* — 40° 30′ с. ш., 139° 06′ в. д.; *г* — 38° с. ш., 132° в. д.; *д* — 40° с. ш., 136° в. д.

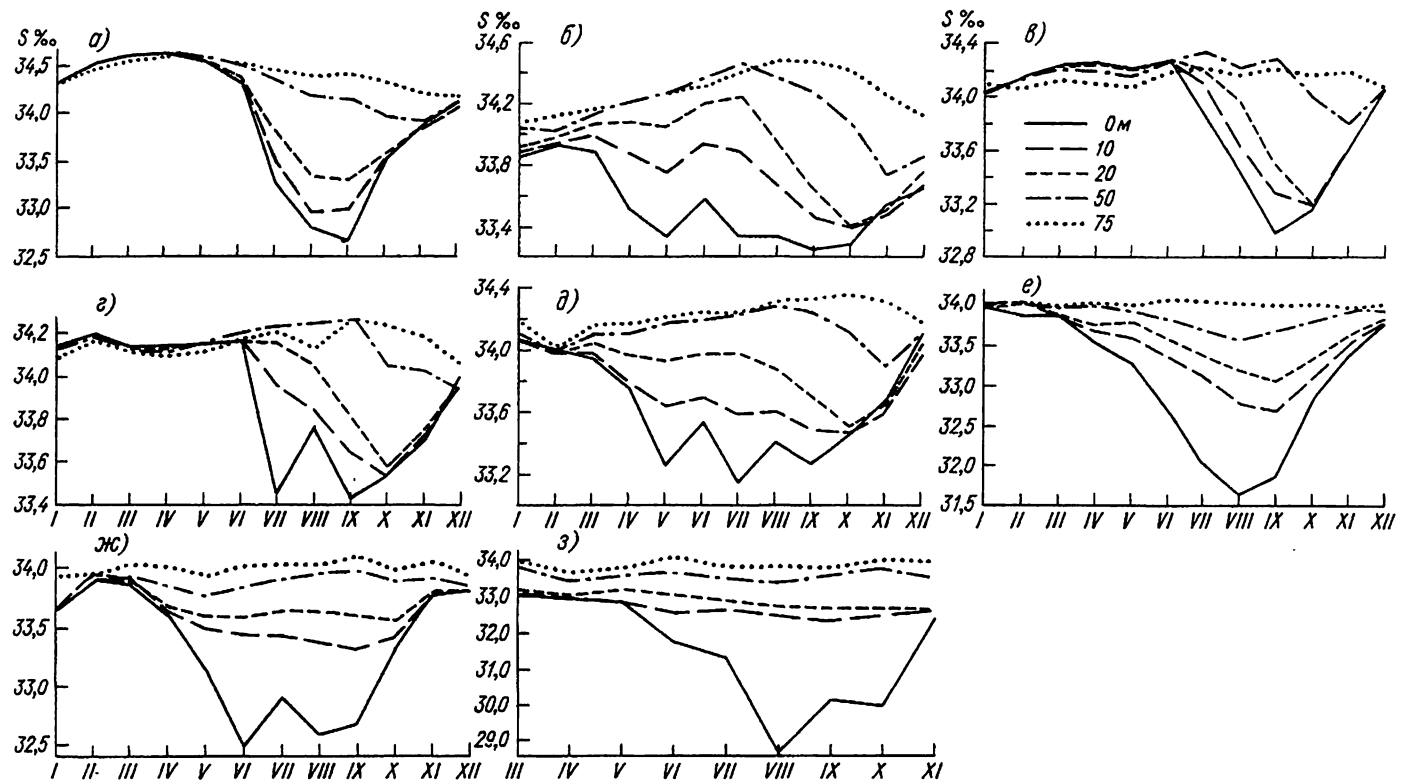


Рис. 19.11. Сезонные изменения солености в отдельных квадратах Японского моря

а — 35,5° с. ш., 131,5° в. д.; *б* — 37,5° с. ш., 138,5° в. д.; *в* — 38,5° с. ш., 131,5° в. д.; *г* — 39,5° с. ш., 135,5° в. д.; *д* — 40,5° с. ш., 139,5° в. д.; *е* — 42,5° с. ш., 131,5° в. д.; *ж* — 44,5° с. ш., 136,5° в. д.; *з* — 49,5° с. ш., 140,5° в. д.

обладающей части моря сезонные изменения гидрологических характеристик значительны только в тонком поверхностном слое. Для иллюстрации на рис. 19.11 представлен годовой ход солености в отдельных квадратах Японского моря. Как видно из этого рисунка, максимальное распреснение поверхностных вод моря наступает в июле—сентябре. Нижележащие горизонты распределяются позднее. Только в водах Цусимского течения, а также в районе к югу от Владивостока (рис. 19.11 *а*, *б*, *е*) в годовом ходе солености четко выделяется годовая гармоника. На остальной акватории моря в деятельном слое наблюдаются более сложные сезонные колебания солености.

Довольно отчетливо выделяется также смещение от горизонта к горизонту времени наступления минимальной солености воды. Синхронные изменения солености в деятельном слое характерны только для холодного периода года (см. рис. 19.11). На поверхности время наступления минимальной солености наблюдается, как правило, с июля по сентябрь, а в слое 50—100 м оно смещается на октябрь—ноябрь.

Визуальный анализ месячных профилей вертикального распределения солености в течение года в одноградусных квадратах показал, что профили могут быть использованы для определения нижней границы деятельного слоя вод. Поэтому в каждом одноградусном квадрате был определен горизонт,

начиная с которого ежемесячные профили солености не отличались друг от друга. Этот горизонт принимался в качестве нижней границы деятельного слоя (рис. 19.12). В большинстве случаев сезонные изменения солености проявляются только до глубины 200—250 м.

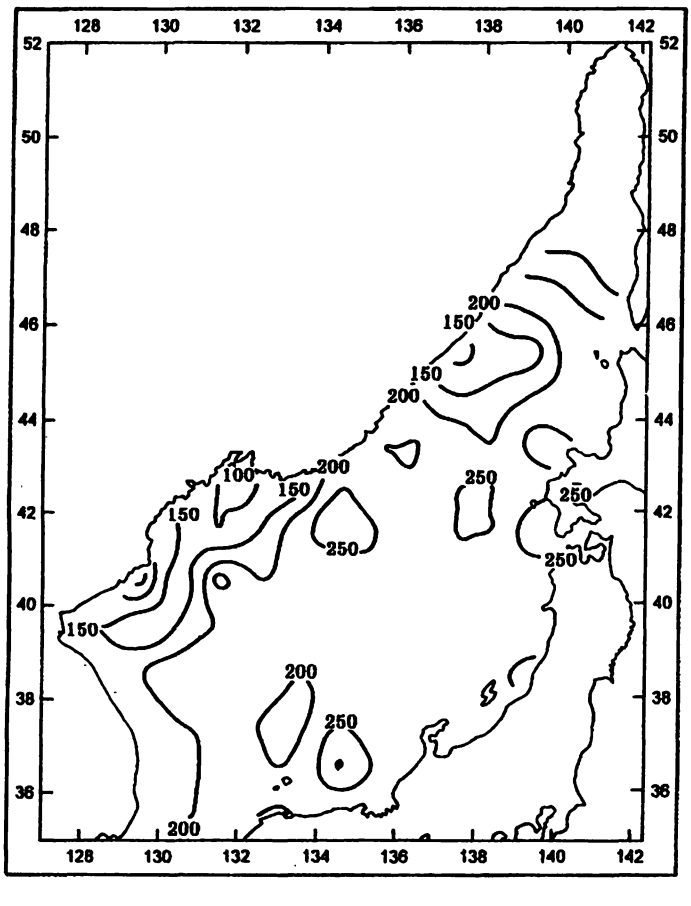


Рис. 19.12. Среднее многолетнее положение (м) нижней границы деятельного слоя

Сезонные колебания солености в зоне распространения вод Цусимского течения проявляются на максимальных глубинах (200—250 м). На севере Татарского пролива, у берегов Приморья, Кореи, а также в районе к югу и юго-западу от зал. Петра Великого сезонные вариации солености наблюдаются только в верхнем 100—150-метровом слое. Здесь влияние вод Цусимского течения ослаблено, а внутригодовые изменения солености поверхностного слоя вод, связанные с процессами льдообразования и речным стоком, ограничиваются акваториями бухт и заливов.

Статистические оценки достоверности выделения сезонного хода солености на горизонте 200 м, представленные в работе [37], не противоречат результатам, полученным визуально. На преобладающей части моря значение сезонной изменчивости солености не превышает 0,04—0,06 ‰, только вблизи материкового склона оно возрастает до 0,08—0,12 ‰. Наиболее вероятно, что это связано с вихреобразованием и нисходящими движениями вод на границе течений и материкового склона. Оценки, приведенные в [37], свидетельствуют о недостоверности сезонных колебаний солености на этом горизонте.

В поверхностном слое минимум (до 0,5—1,0 ‰) сезонных изменений солености отмечается в центре моря и в северо-восточной части (рис. 19.13). Наблюдается также повсеместное увеличение значений при приближении к берегу. В прибрежных районах северной и северо-западной частей моря сезонные колебания солености максимальны (до 2—18 ‰). Это связано в основном с речным стоком, а также с процессами конвекции, образования и разрушения ледяного покрова.

На подповерхностных горизонтах сезонные колебания солености существенно уменьшаются. На большей части акватории к северу от полярного фронта на горизонте 50 м они не превышают 0,2—0,3 ‰ (см. рис. 19.13). В заливах и на севере Татарского пролива наблюдается существенный рост изменчивости солености, что в основном связано с особенностями развития конвекции. Вследствие этого в северной части Татарского пролива на горизонте 50 м вариации солености достигают 2—3 ‰.

На горизонте 100 м происходит дальнейшее снижение значений сезонной изменчивости солености. Еще резче проявляются различия в сезонном ходе солености между акваториями, располагающимися к северу и к югу от полярного фронта. Минимальные значения (0,1—0,2 ‰) сезонных колебаний на этом горизонте (как и на вышележащих) наблюдаются в северной и северо-западной частях моря (см. рис. 19.13). Здесь сезонные вариации солености в основном являются следствием конвективных процессов, а также адвекции вод из сопредельных районов.

Максимальные значения сезонной изменчивости солености на горизонте 100 м характерны для южного и юго-восточного районов моря, которые находятся под влиянием вод Цусимского течения (см. рис. 19.13). Здесь за счет внутригодовой изменчивости солености поступающих в море подповерхностных тихоокеанских вод, изменчивость солености возрастает до 0,3—0,4 ‰. В этом районе моря также более значительны скорости течений, которым сопутствуют вихревые образования и меандры различных масштабов. У берегов Японии в результате взаимодействия Цусимского течения с материковым склоном постоянно генерируются антициклонические вихри. Это приводит к распространению сезонных колебаний солености, характерных для поверхностного слоя вод, на значительные глубины.

По мере роста глубин происходит дальнейшее снижение значений сезонной изменчивости солености и на горизонте 150 м они уже не превышают 0,2 ‰. Для большей части района, располагающегося к северу от полярного фронта, сезонные колебания солености не превышают 0,1 ‰. На акватории распространения тихоокеанских вод значения изменчивости возрастают до 0,2 ‰. Максимальные значения изменчивости наблюдаются на горизонте 150 м у берегов Японии, что является следствием нисходящих движений вод в формирующейся здесь

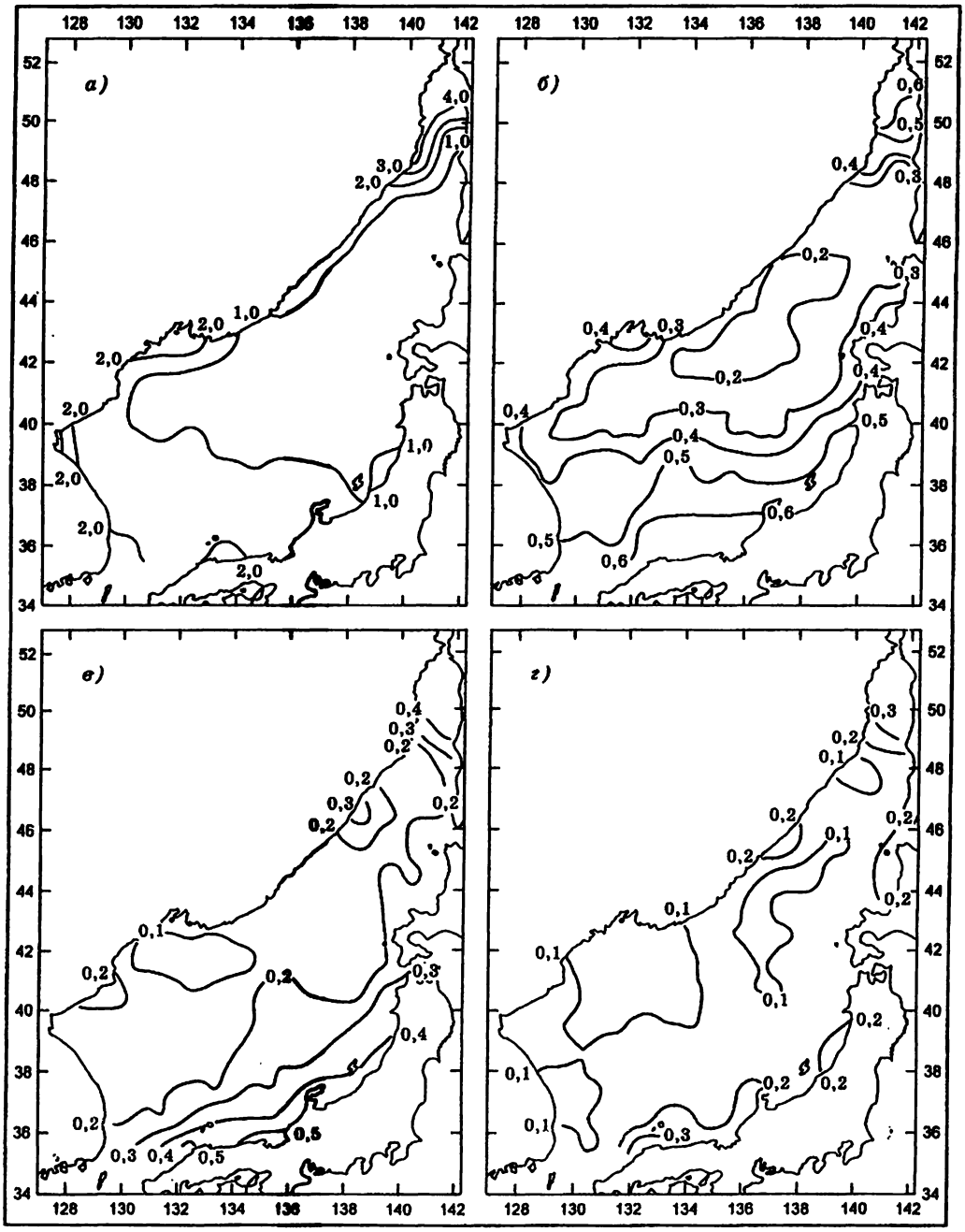


Рис. 19.13. Размах сезонных колебаний солености (‰) на горизонтах 0 (*а*), 50 (*б*), 100 (*в*), 150 м (*г*) в Японском море

цепочке антициклонических вихрей при взаимодействии вод Цусимского течения с материковым склоном (см. рис. 19.13).

На основе графиков годового хода солености во всех одноградусных квадратах (см. рис. 19.11) были построены схемы пространственного распределения времени наступления экстремумов солености. Как следует из рис. 19.14, максимальное распреснение поверхностных вод на большей части Японского моря наступает в августе—сентябре. Для акватории моря, находящейся под влиянием тихоокеанских вод (южнее полярного фронта), наибольшее распреснение наблюдается в основном в сентябре. У берегов Японии оно наблюдается раньше и смещается на июль—август. Самое раннее распреснение (в мае—июне) отмечается у северного побережья о. Хонсю, что скорее всего связано с весенним половодьем рек.

В северной и северо-западной частях моря максимальное распреснение поверхностных вод приходится на август. Несколько иная ситуация наблюдается на северо-восточной периферии антициклонического меандра Восточно-Корейского течения. Максимальное распреснение поверхностных вод, выделяющееся здесь в июле—августе, связано с «захватом» и перемещением по северной и восточной периферии меандра прибрежных вод из мористой части зал. Петра Великого.

По мере роста глубины происходит запаздывание (относительно поверхностных вод) времени наступления минимальной солености вод моря. На горизонте 20 м (см. рис. 19.14) минимум солености

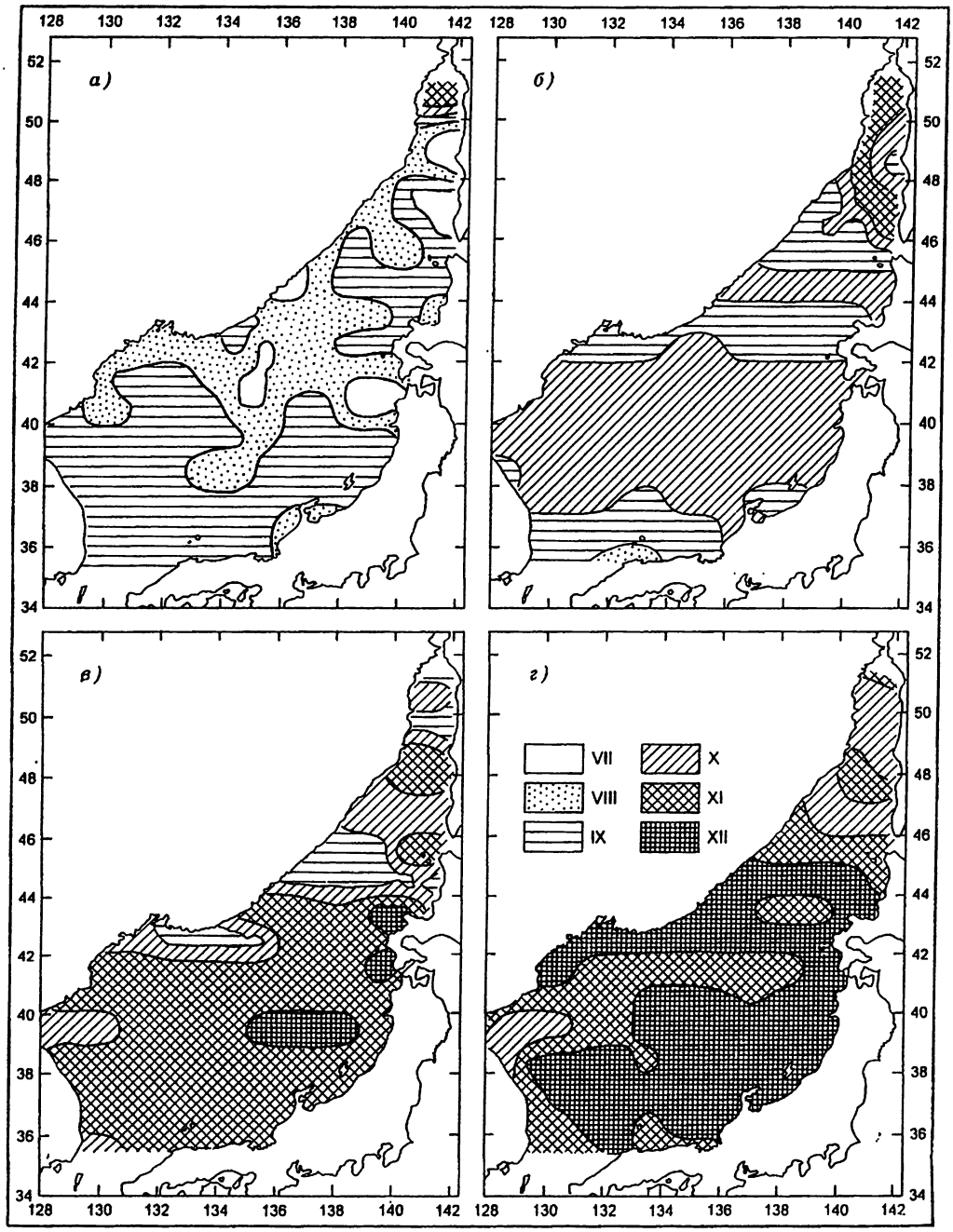


Рис. 19.14. Время наступления (месяц) минимальной солености воды в Японском море на горизонтах 0 (*а*), 20 (*б*), 50 (*в*), 75 (*г*) м

отмечается, как правило, в сентябре и октябре. Вблизи Корейского пролива и в отдельных районах северо-западной части моря минимум солености наблюдается в августе. Схемы для горизонтов 0 и 20 м показывают, что летом синхронные изменения солености характерны только для тонкого (10-метрового) поверхностного слоя вод. На границах течений, где отмечается интенсификация обменных процессов, синхронные изменения солености могут наблюдаться в слое 0—20 м (см. рис. 19.14). В конце августа и в сентябре на Японское море выходят тайфуны и тропические циклоны, что способствует более интенсивному вертикальному обмену вод особенно в мелководных районах моря, где сезонный пикноклин имеет незначительную вертикальную протяженность и расположен близко к поверхности, а также на периферии антициклонических меандров Восточно-Корейского и Цусимского течений.

В слое 50—75 м происходит дальнейшее смещение времени проявления минимума солености на акватории моря (см. рис. 19.14). Так, на горизонте 50 м он выделяется, как правило, в октябре—ноябре. Для горизонта 75 м наиболее вероятные месяцы с минимумом солености — ноябрь и декабрь. Такие особенности внутригодового хода солености в основном связаны с развитием осенней конвекции.

Максимальная соленость поверхностных вод на акватории Японского моря наблюдается с января по май (рис. 19.15). В северной половине моря наи-

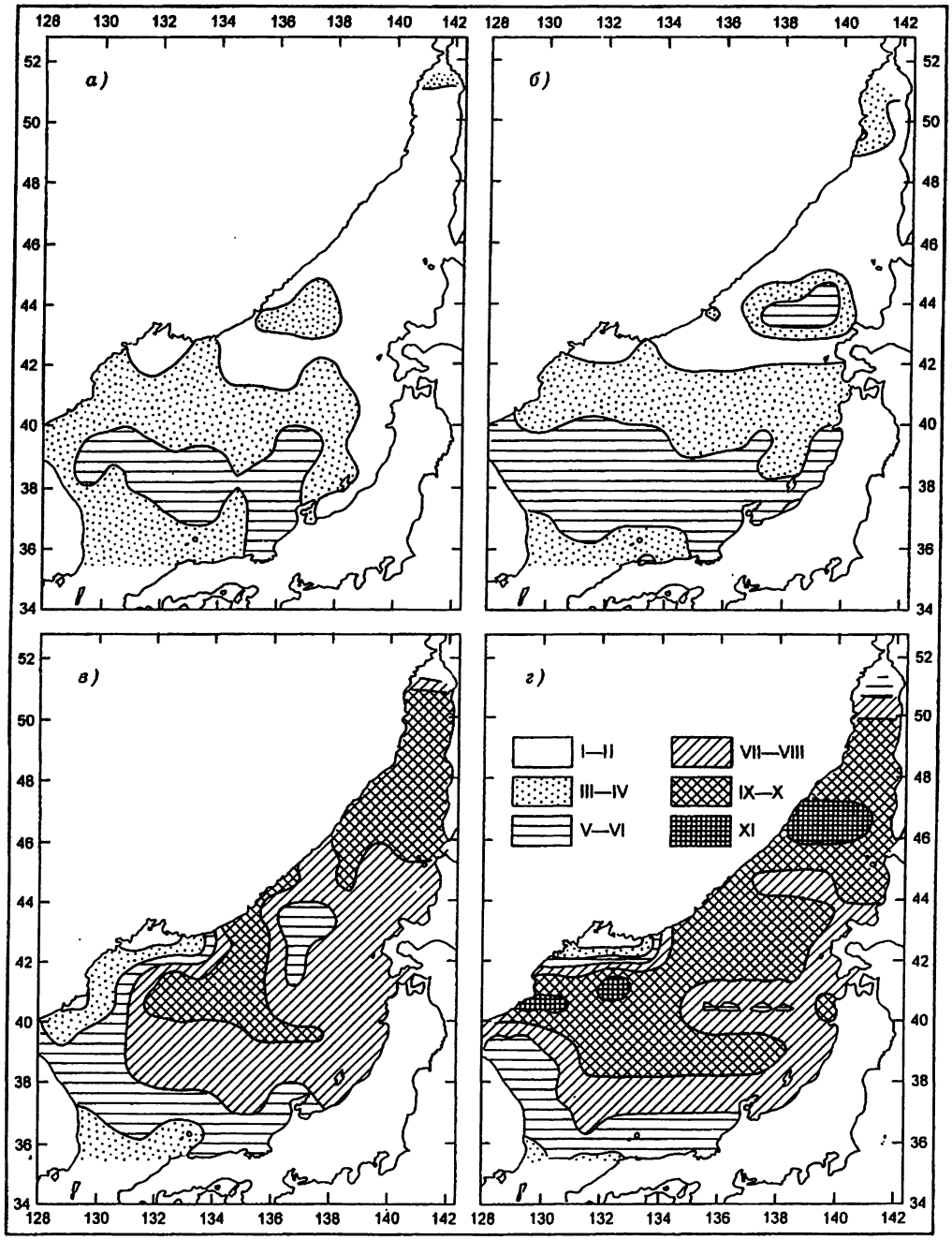


Рис. 19.15. Время наступления (месяц) максимальной солености воды в Японском море на горизонтах 0 (*а*), 20 (*б*), 50 (*в*), 75 (*г*) м

большая соленость отмечается с января по март — в период максимального охлаждения поверхностных вод. В южной части моря максимум солености поверхностных вод наступает с марта по май. На акватории, находящейся под влиянием вод Восточно-Корейского и Цусимского течений он проявляется в апреле—мае. Это в основном связано с особенностями режима тихоокеанских вод, максимум солености в которых (за пределами моря) наступает в зимний период. Смещение максимума в море на весенние месяцы связано с временем перемещения тихоокеанских вод от районов их формирования в южную половину моря. К северу от Сангарского пролива на формирование пика максимума солености преобладающее влияние оказывают конвективные процессы, а не адвекция вод.

В северной и северо-западной частях моря на горизонте 20 м максимум солености наступает синхронно с максимумом в поверхностных водах (см. рис. 19.15). В зоне действия Восточно-Корейского и Цусимского течений максимум солености на горизонте 20 м наступает на 1 мес позднее, чем в поверхностных водах. В районе антициклонического меандра Цусимского течения (к западу от о. Хоккайдо) разности во времени наступления максимальной солености достигают 2—3 мес (рис. 19.15).

В слое 50—75 м максимум солености наступает одновременно с максимумом в поверхностных во-

дах только на периферии южной половины моря к западу от меридиана 134° в. д. (район зал. Петра Великого и акватория к югу от него, а также Восточно-Корейский залив и подходы к Корейскому проливу). В глубоководной части моря время наступления максимума солености смещается на 2—3 мес (на июнь—сентябрь). Еще больший сдвиг (на сентябрь—ноябрь) во времени характерен для вод Цусимского течения, распространяющихся в восточной части Татарского пролива. Это проявляется особенно на траверзе прол. Лаперуза и к северу от него. В северной части Татарского пролива максимум солености наступает несколько раньше (с июля по сентябрь), чем в водах Цусимского течения.

19.5. Пространственно-временное распределение

Для поверхностных вод Японского моря в течение года характерны два типа пространственного распределения солености (рис. 19.16—19.18). Первый тип распределения проявляется с января по июнь. В этот период года максимальные значения солености отмечаются в южной и восточной частях моря. По конфигурации изохалин хорошо выделяются воды системы Цусимского течения, для которых характерны максимальные значения солености. Главная особенность второго типа распределения солености, который наблюдается с июля по декабрь, это наличие максимальных значений в центральной части моря. По мере приближения к берегам соленость понижается.

В январе (рис. 19.16 *а*) соленость поверхностных вод колеблется от 33,5 до 34,3 ‰. Область вод с минимальными значениями, которую можно ограничить изохалиной 34,0 ‰, выделяется у берегов Азии и Японских островов. Максимальные значения (около 34,3 ‰) характерны только для акватории Корейского пролива. В глубоководной части моря в январе соленость поверхностных вод не превышает 34,10—34,15 ‰. Области повышенных значений выделяются в пределах антициклонического меандра Восточно-Корейского течения, западнее Сангарского пролива и в пределах антициклонического меандра Цусимского течения к западу от о. Хоккайдо. В этих районах моря повышенные значения солености связаны с более интенсивным, чем на остальной акватории, смешением поверхностных и подповерхностных вод.

В феврале и марте (рис. 19.16 *б*, *в*) основные крупномасштабные закономерности распределения солености, отмеченные для января, на большей части акватории моря сохраняются. Вместе с тем области распреснения у берегов Японии и Приморья существенно уменьшаются, что видно по положению изохалины 34,0 ‰. Максимальные значения солености характерны для Корейского пролива, где они достигают 34,5 ‰. В поле солености (особенно по изохалине 34,1 ‰) хорошо выделяются антициклонические меандры Восточно-Корейского и Цусимского (к западу от о. Хоккайдо) течений. Конфигурация изохалин в глубоководной части моря становится сходной с конфигурацией изотерм (рис. 18.28 и 19.16), что свидетельствует о преобладании термодинамических факторов в формировании термохалинной структуры поверхностных вод Японского моря.

В апреле (рис. 19.16 *г*) прибрежная область распреснения начинает увеличиваться. Это связано с таянием снежного покрова, увеличением стока рек, а также возрастанием количества атмосферных осадков. Все отмеченные факторы приводят к тому, что пространственные градиенты солености в прибрежной части моря заметно возрастают. В Корейском проливе и в глубоководной части моря поле солености апреля в основном повторяет распределение в феврале и марте. Максимум солености (до 34,5—34,6 ‰) также выделяется в Корейском проливе, а по мере продвижения тихоокеанских вод на север и северо-восток происходит уменьшение солености поверхностных вод до 34,1 ‰.

Процесс распреснения прибрежных вод продолжается в мае (рис. 19.17 *а*). Это подтверждается существенным увеличением акватории ограниченной изохалиной 34,0 ‰. В северо-западной части моря по солености 34,0 и 34,1 ‰ прослеживается распространение распресненных прибрежных вод по направлению к Сангарскому проливу. Однако на акватории Корейского пролива, а также к северу и северо-востоку от него, распределение солености на поверхности сохраняет основные черты, присущие холодному периоду года. Так, максимальные значения (34,4—34,5 ‰) характерны для узкости Корейского пролива. Хорошо выделяются антициклонические меандры Восточно-Корейского и Цусимского течений, где соленость превышает 34,1 ‰.

В июне также происходит опреснение вод на акватории моря (рис. 19.17 *б*). Область с повышенными значениями солености (более 34,0 ‰) сохраняется к югу от параллели 40° с., а также в зоне действия антициклонического меандра Цусимского течения западнее о. Хоккайдо. Вследствие опреснения значения солености в этих областях не превышают 34,1 ‰. Благодаря увеличению поступления опресненных вод хорошо выражена прибрежная зона с пониженной соленостью. По сгущению изохалин 33,5—33,9 ‰ в июне на поверхности моря хорошо выделяется фронт солености, который разделяет соленые воды открытого моря и прибрежные распресненные воды.

Для июля характерно наличие на всей периферии моря пониженных значений солености (рис. 19.17 *в*). Сгущение изолиний в пределах 32,8—33,4 ‰ отчетливо называет прибрежный фронт солености. В этом месяце не выделяются тихоокеанские воды с повышенной соленостью в южной и восточной частях моря, что связано с большим количеством атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря, а также с низкими скоростями ветра.

В августе (рис. 19.17 *г*) на акватории Японского моря наблюдается годовой минимум солености поверхностных вод. Он в основном связан с макси-

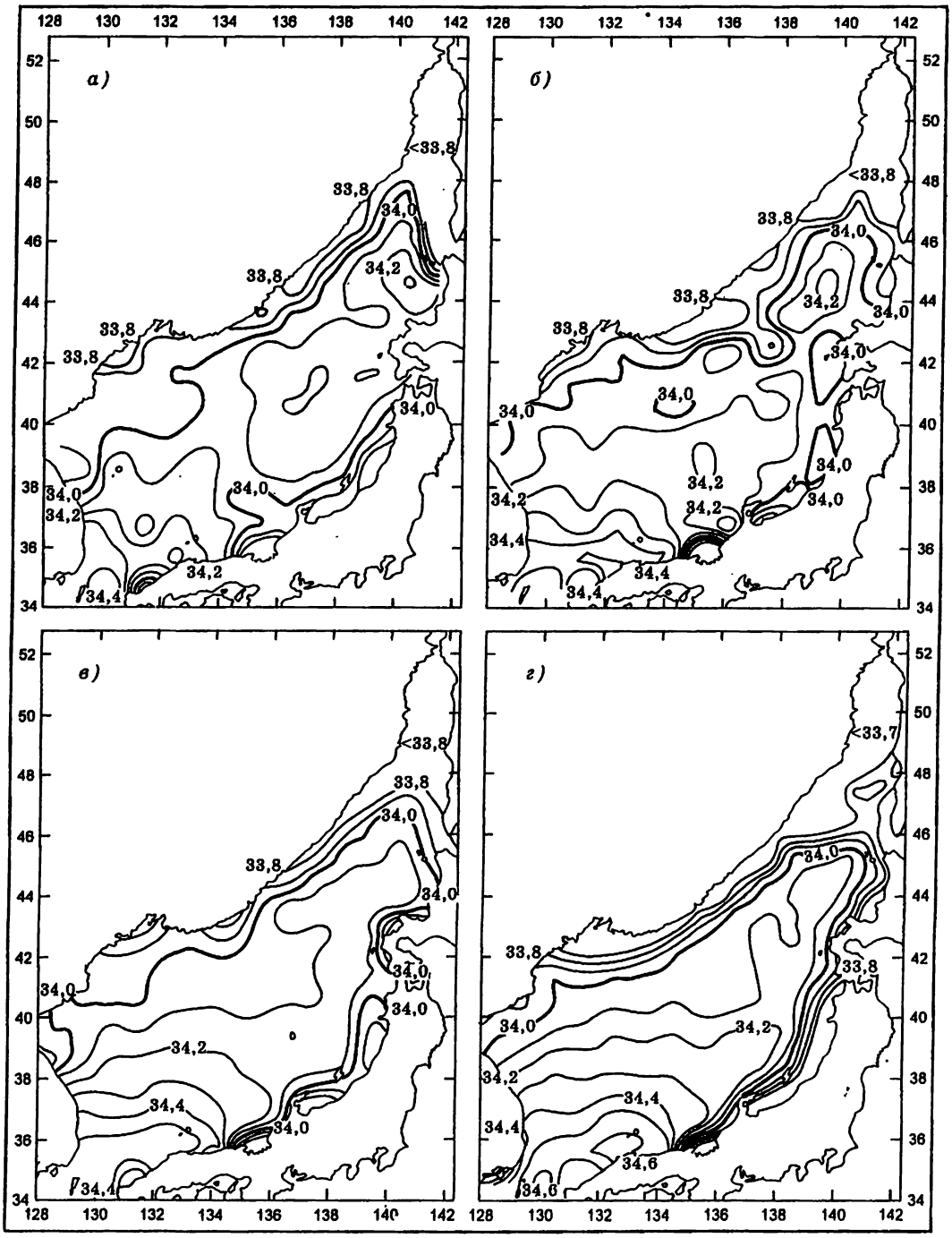


Рис. 19.16. Соленость (‰) на поверхности Японского моря

а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

мальным выпадением атмосферных осадков, которые вызываются большой повторяемостью южных циклонов и тайфунов. Даже в глубоководной части моря значения солености в этом месяце не превышают 33,6 ‰. По изохалинам 33,0—33,5 ‰ на периферии моря выделяется фронтальный раздел. Низкая соленость в Корейском проливе (32,5 ‰ и менее) свидетельствует о низкой солености входящих в море тихоокеанских вод. В августе в глубоководной части моря в поле солености пространственные градиенты самые незначительные.

В сентябре (рис. 19.18 *а*) соленость поверхностных вод в южной части Японского моря продолжает понижаться, ее значения здесь составляют 32,5—33,4 ‰. В основном это следствие адвекции тихоокеанских вод с низкой соленостью. Однако, в зоне действия антициклонического меандра Цусимского течения (к западу от о. Хоккайдо) в сентябре начинает формироваться область повышенных значений солености (около 33,8 ‰). Четко выражена фронтальная зона только вблизи берегов северной и северо-западной частей моря.

В октябре и ноябре (рис. 19.18 *б*, *в*) рост солености поверхностных вод отмечается уже на всей акватории Японского моря. Во фронтальной зоне вблизи берегов северной и северо-западной частей

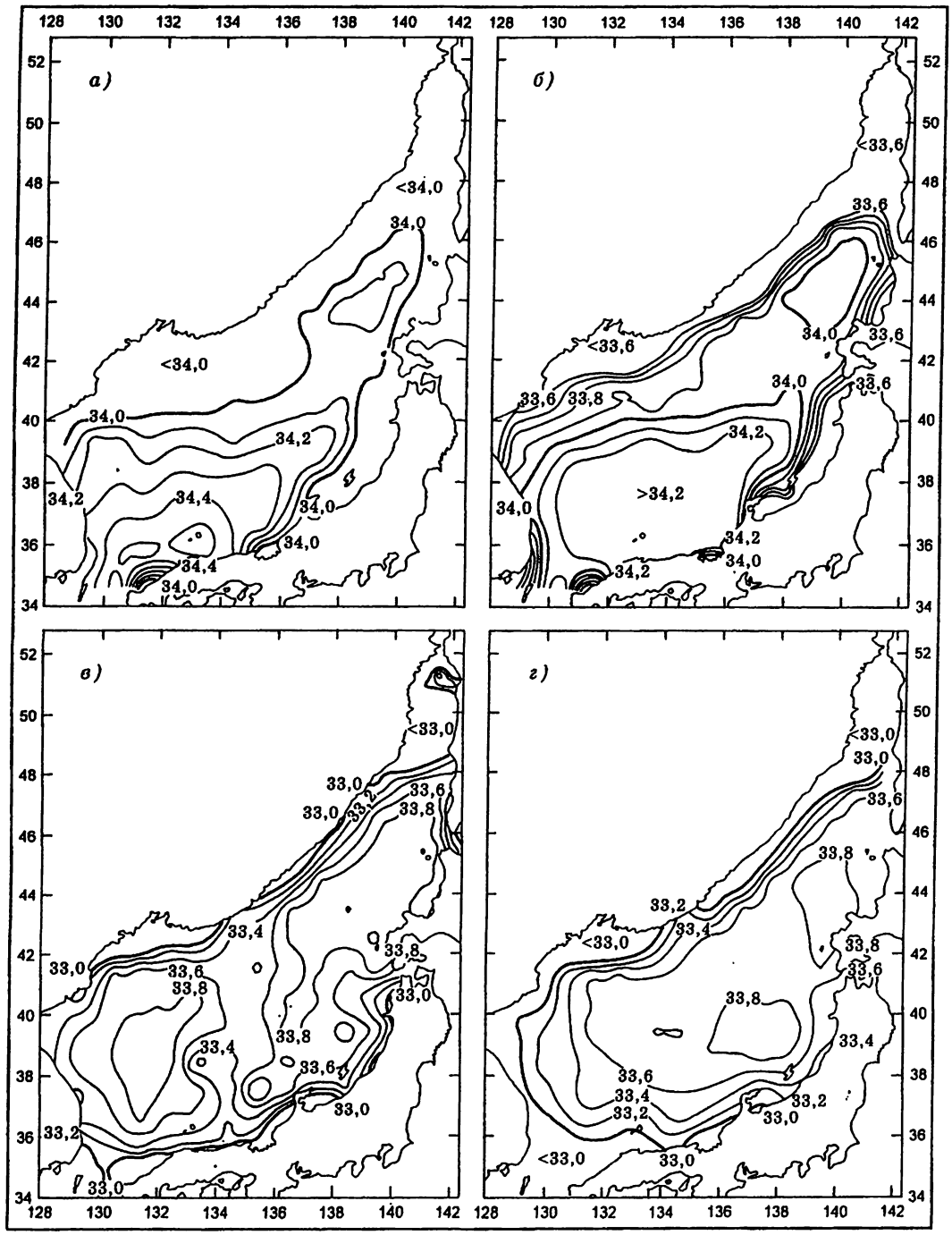


Рис. 19.17. Соленость (‰) на поверхности Японского моря

а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

моря происходит уменьшение пространственных градиентов солености. Одновременно происходит увеличение в размерах области с максимальными значениями солености, располагающейся к западу от о. Хоккайдо.

В декабре (рис. 19.18 *г*) поле солености на поверхности моря в большей мере отражает вклад процессов, связанных с осенним охлаждением деятельного слоя вод. Происходит более интенсивное смешение поверхностных и подповерхностных вод, поэтому на преобладающей части акватории моря значения солености превышают 33,9—34,0 ‰. Область прибрежного распреснения на всей периферии моря существенно уменьшается. На акватории Корейского пролива и к северу от него, вновь начинает формироваться область с повышенными значениями солености.

На горизонте 10 м сохраняются все особенности крупномасштабного распределения солености, которые были отмечены для поверхности моря. С декабря по май на акватории Японского моря различия в пространственном распределении солености между горизонтами 0 и 10 м не наблюдаются. Се-

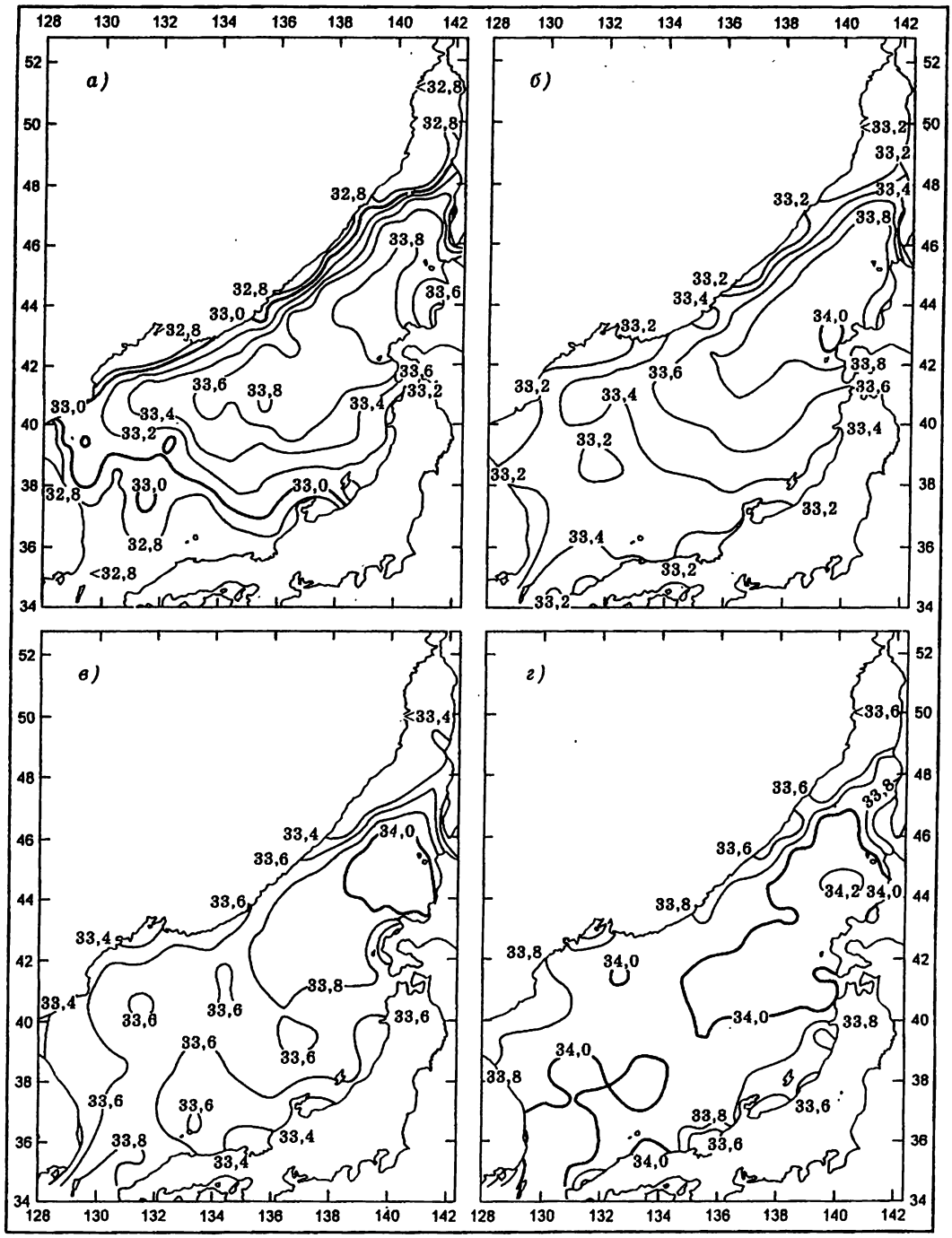


Рис. 19.18. Соленость (‰) на поверхности Японского моря

а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

зонный пикноклин разрушается, и воды верхнего слоя хорошо перемешиваются.

В июне и июле различия в распределении солености на поверхности и на горизонте 10 м минимальны в глубоководной части моря, где соленость на горизонте 10 м примерно на 0,05—0,20 ‰ выше, чем на поверхности. Вблизи берегов разности значений увеличиваются. Так, у северо-западных берегов моря они возрастают до 0,5 ‰, в зал. Петра Великого — до 1,0—1,5 ‰, а максимальные разности наблюдаются в вершине Татарского пролива, где они достигают 2,0 ‰.

Максимальные различия в значениях солености на поверхности и горизонте 10 м наблюдаются в августе. В это время отмечаются низкие скорости ветра, наибольшая в году температура воды на поверхности моря и максимальное количество атмосферных осадков. Значительна плотностная стратификация вод: в глубоководной части моря соленость на горизонте 10 м примерно на 0,3 ‰ выше поверхностной, а у берегов северо-западной части моря и в зал. Петра Великого разности достигают 1,0—1,5 ‰.

В сентябре вновь сглаживаются различия в солености вод между горизонтами 0 и 10 м. Это связа-

но с тем, что начинают уменьшаться различия в температуре воды в слое 0—10 м, снижается количество атмосферных осадков и возрастает скорость ветра над морем. Поэтому в сентябре соленость на горизонте 10 м в глубоководной части моря превышает поверхностную только на 0,1—0,2 ‰. Несколько большие разности (до 0,5 ‰) наблюдаются вблизи берегов северо-западной части моря, а максимальны они (около 1,0 ‰) в зал. Петра Великого и в северной части Татарского пролива.

В октябре происходит рост скорости ветра над морем, существенно снижается количество атмосферных осадков и начинается охлаждение. Все это приводит к снижению вертикальных градиентов солености верхнего слоя вод. Начавшаяся термическая конвекция в Японском море и дальнейшее ухудшение погодных условий характеризуются тем, что в ноябре стираются различия в солености для слоя 0—10 м на большей части акватории. Только в мористых районах шельфа можно выделить незначительные (0,05—0,10 ‰) превышения солености на горизонте 10 м по сравнению с поверхностной.

На горизонте 20 м в течение года выделяются два типа крупномасштабного пространственного распределения солености (рис. 19.19—19.21). С января по июнь максимальные значения солености отчетливо наблюдаются в южной и восточной частях моря. По распределению изохалин хорошо выделяются воды Цусимского и Восточно-Корейского течений, для которых характерны максимальные значения солености. По мере продвижения на север и северо-восток происходит постепенное снижение солености. На этот же период года приходится и время наступления максимума солености вод на горизонте 20 м (34,5—34,6 ‰).

Главная особенность распределения солености с июля по декабрь — смещение максимальных значений в центральную часть моря. Для данного периода в поле солености на горизонте 20 м характерно наличие хорошо выраженной зоны распреснения на всей периферии Японского моря (см. рис. 19.20—19.21). В эти месяцы пространственное распределение солености в море обусловлено атмосферными осадками. Существующая система течений не оказывает влияния на распределение солености. В глубоководных районах южной части моря минимум солености на горизонте 20 м (33,0—33,5 ‰) наблюдаются в сентябре. В северной половине моря минимальные значения солености (33,8—33,9 ‰) выделяются в октябре (рис. 19.19—19.21). Эта разница в сроках наступления минимальной солености хорошо согласуется с режимом атмосферных осадков над морем. Максимум осадков в северной части моря наблюдается в августе—сентябре, а в южной части моря он проявляется раньше (в июле—августе).

В пространственное распределение солености на горизонте 20 м вносит свои поправки адвекция тихоокеанских вод из районов, располагающихся южнее Японского моря. Ее влияние особенно велико в сентябре и октябре (рис. 19.20—19.21). Минимальные значения солености в поступающих в море тихоокеанских водах наблюдаются в сентябре, что хорошо согласуется со временем максимального выпадения атмосферных осадков над акваториями к югу от Корейского пролива (июль—август).

В ноябре и декабре на акватории Корейского пролива начинают проявляться нарушения представленной выше картины крупномасштабного пространственного распределения солености на горизонте 20 м. Значения здесь в этот период года увеличиваются от 33,8 до 34,0 ‰. Поэтому зона пониженных значений солености, выделенная ранее на периферии моря, в этом районе моря не наблюдается (рис. 19.21 *в*, *г*).

На горизонте 50 м с января по июнь отмечается однотипное крупномасштабное распределение солености вод Японского моря (рис. 19.22, 19.23). Максимальные значения отмечаются на акватории Корейского пролива. В северной и северо-западной частях моря соленость минимальна. По мере продвижения субтропических вод, поступающих в море через Корейский пролив, на север и северо-восток происходит уменьшение солености. Как следует из рис. 19.22 и 19.23, по конфигурации изолиний 34,0 и 34,1 ‰ к северу от параллели 39° с. ш. прослеживается перемещение распресненных вод, формирующихся южнее зал. Петра Великого, на восток по направлению к Сангарскому проливу.

В южной части моря на горизонте 50 м максимальные значения солености (34,5—34,6 ‰) наблюдаются в марте—апреле (рис. 19.22). В это время активно проявляются процессы осенне-зимней конвекции. В зимний период над акваторией Японского моря выпадает минимальное количество атмосферных осадков. Таким образом, минимум атмосферных осадков и проникновение конвекции на глубину более 50 м приводят к формированию максимальных значений солености на горизонте 50 м в марте и апреле.

В июле (рис. 19.23) на периферии южной части моря начинает формироваться область распреснения, происхождение которой связано с увеличением атмосферных осадков и поступлением в море вод с пониженной соленостью. Это приводит к тому, что область с максимальными значениями солености (если следовать изохалине 34,4 ‰) смещается на северо-восток и распространяется в широтном направлении от меридиана 132 в. до берегов Японии. С августа по октябрь (рис. 19.23, 19.24) в южной части моря происходит повсеместное снижение значений. Поэтому в октябре максимальные значения солености на горизонте 50 м, как правило, не превышают 34,1 ‰.

Годовой минимум солености воды на горизонте 50 м в Японском море наблюдается в ноябре (рис. 19.24 *в*). В это время в южной части моря значения солености не превышают 33,8—33,9 ‰. В основном это связано с адвекцией распресненных субтропических вод, низкая соленость которых (не более 33,8 ‰) обусловлена обильными атмосферными осадками в летнее время на акваториях, располагающихся южнее Японского моря. В мористых районах северной половины моря, где соленость на

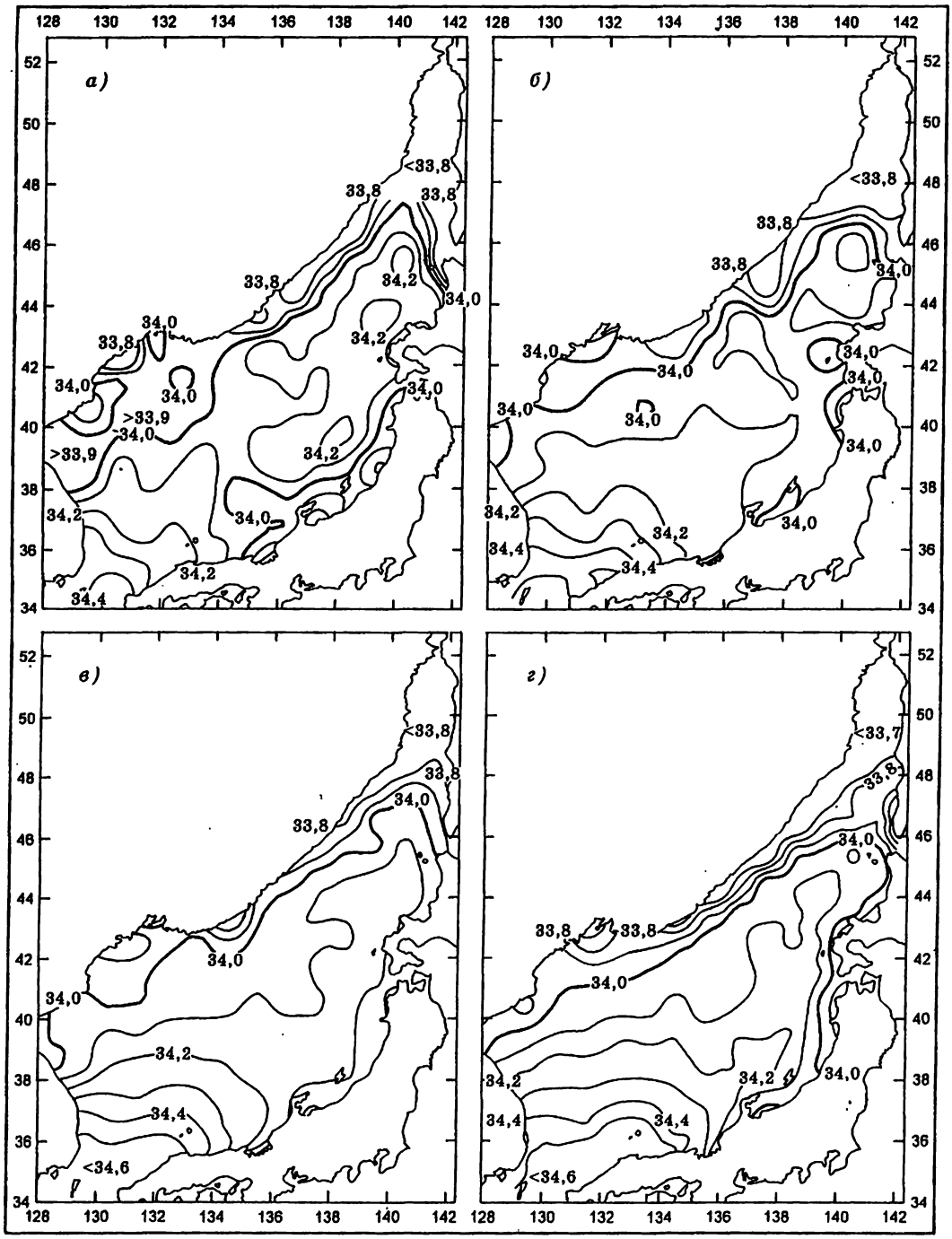


Рис. 19.19. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 20 м

а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

горизонте 50 м снижается до 34,00—34,05 ‰, влияние адвекции распресненных субтропических вод уже не сказывается. Здесь основной вклад вносят увеличение скорости ветра и понижение температуры воздуха, что приводит к интенсификации обменных процессов в слое 0—50 м.

В декабре (рис. 19.24) пространственное распределение солености на горизонте 50 м отражает переходную ситуацию. В южной части моря (до параллелей 40—41° с.) прослеживается влияние распресненных субтропических вод, которые поступили в море летом и осенью. Здесь значения солености не превышают 33,95—34,05 ‰. Однако на акватории Корейского пролива и к северу от него соленость повышается до 34,10—34,15 ‰, что свидетельствует о влиянии поступающих в море субтропических вод, которые зимой имеют более высокую соленость. В северной части моря все большее влияние на распределение солености оказывают конвективное перемешивание в деятельном слое вод. Увеличение значений солености в районе к западу от о. Хоккайдо — свидетельство того, что конвективное перемешивание в этом районе проникает глубже 50 м. Дополнительное влияние оказывают и нисхо-

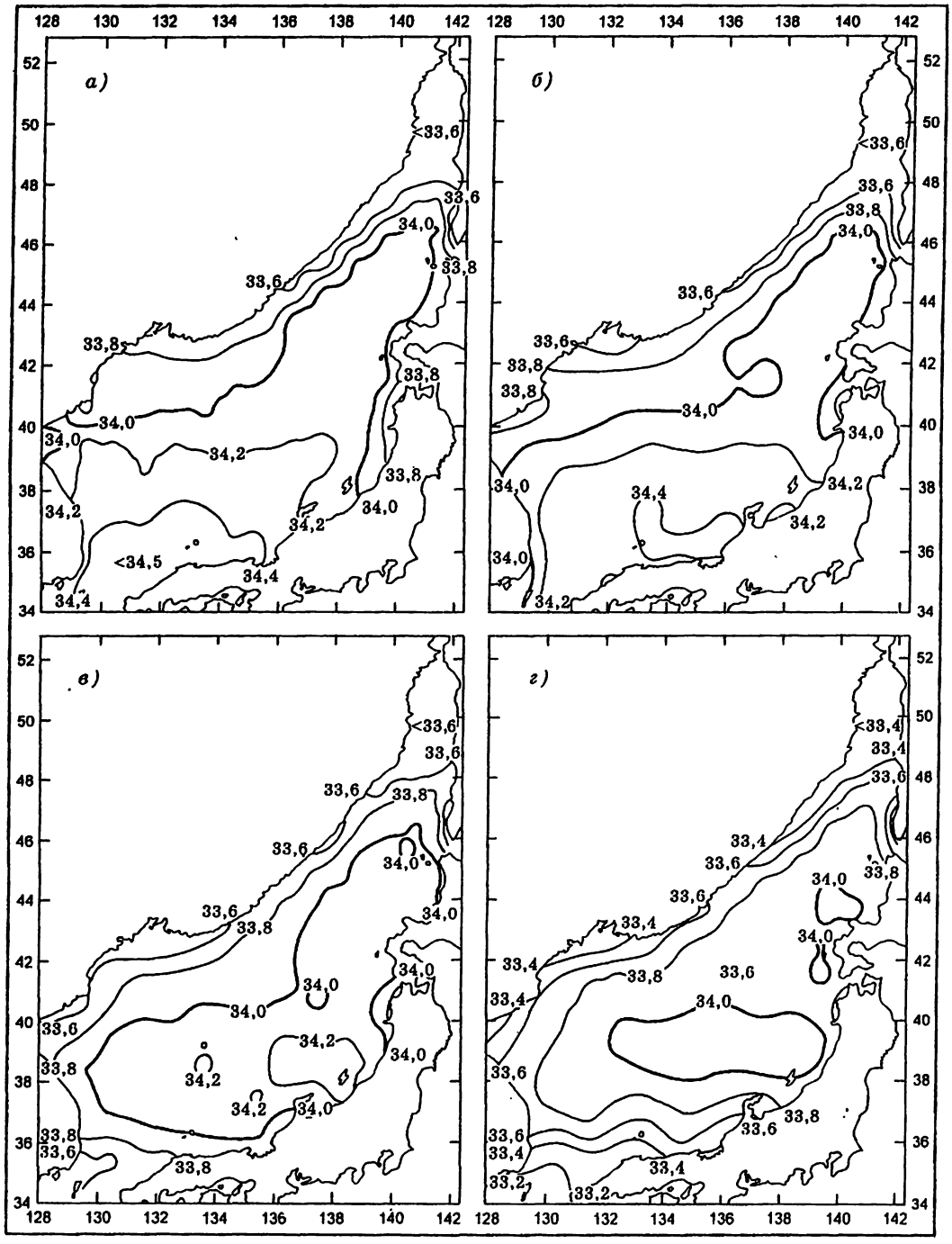


Рис. 19.20. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 20 м

а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

дящие движения вод в пределах антициклонического меандра Цусимского течения.

На горизонте 100 м, как следует из рис. 19.25, в течение всего года сохраняются отмеченные ранее особенности крупномасштабного распределения солености в Японском море. Так, минимальные значения (33,9—34,0 ‰) наблюдаются в северной и северо-западной частях моря. Поле солености к северу от полярного фронта не претерпевает в течение года существенных изменений. В этом регионе моря минимальные значения солености всегда определяются вблизи берегов.

В южной части моря (рис. 19.25) наиболее значимы сезонные колебания солености. Максимальные значения солености (около 34,5 ‰) наблюдаются в Корейском проливе в мае, а минимальные (около 34,2 ‰) — в ноябре. Эта закономерность в основном связана с режимом атмосферных осадков (их минимум отмечается зимой), а также с процессами конвекции. Внутригодовая изменчивость солености в Корейском проливе и крайней южной части моря зависит и от адвекции вод. Поэтому максимум солености смещается здесь на май, а не на зимние месяцы (когда выпадает минимальное количество осадков).

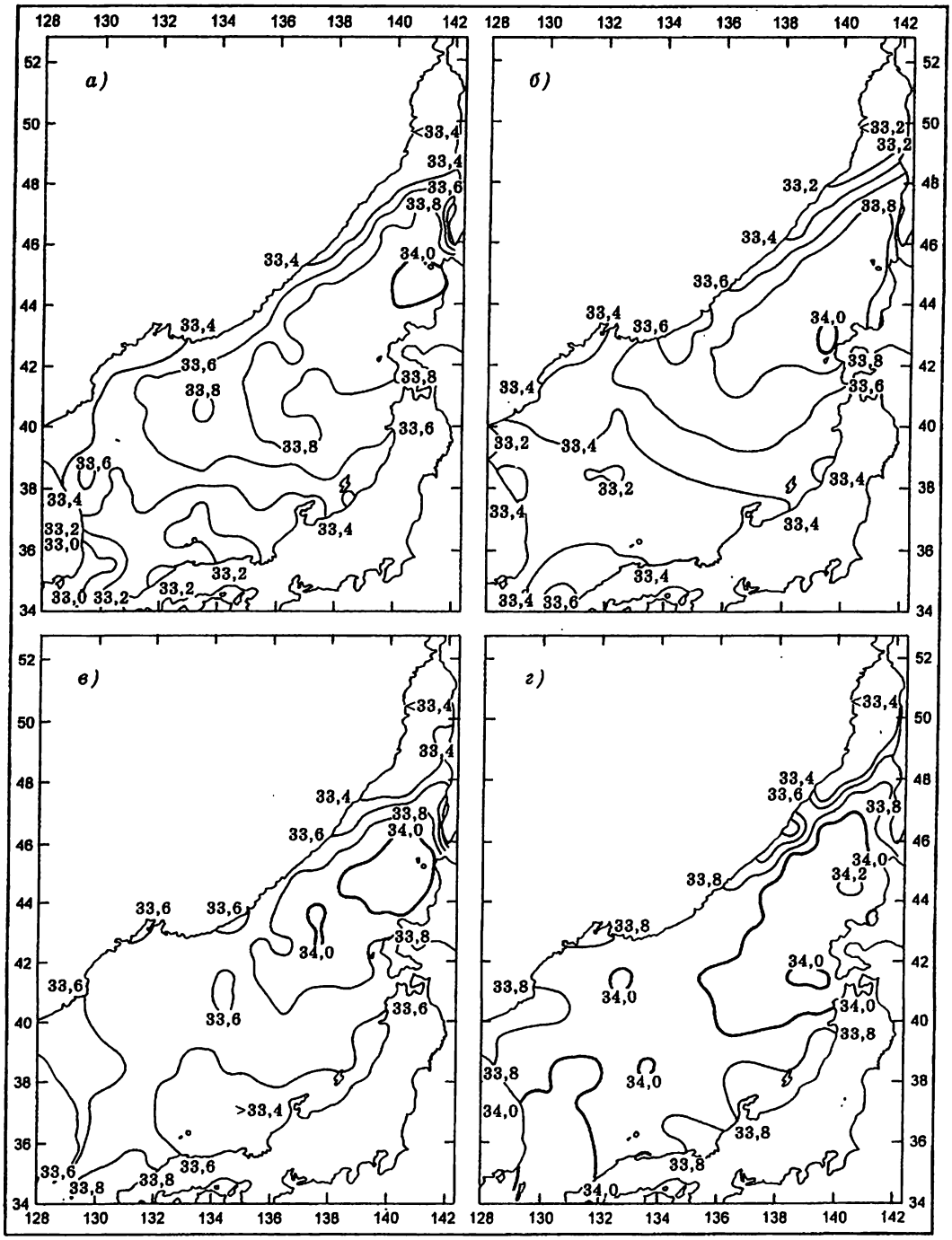


Рис. 19.21. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 20 м

а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

По мере удаления от Корейского пролива на север и северо-восток происходит уменьшение солености, а также снижается размах ее сезонных колебаний. Вследствие этого к северу от параллели 40° с. сезонные вариации солености не превышают 0,1 ‰ (см. рис. 19.25).

На горизонте 200 м, как показано в разделе 19.4, сезонные колебания солености становятся недостоверными. Поэтому далее рассматривается только среднее годовое распределение солености в Японском море. Как следует из рис. 19.26, пространственная изменчивость солености не превышает 0,10—0,14 ‰. Максимальные значения наблюдаются в юго-восточной части моря. Это связано с тем, что глубина Корейского пролива не превышает 120—130 м. Вблизи материкового склона о. Хонсю за счет формирующихся здесь антициклонических вихрей происходит перемещение солей с подповерхностных горизонтов в глубинные слои. Поэтому значения солености здесь достигают 34,12—34,16 ‰. Существенно меньшие значения (до 34,1 ‰) наблюдаются в антициклоническом меандре Восточно-Корейского течения, что связано здесь со смешением высокосоленых

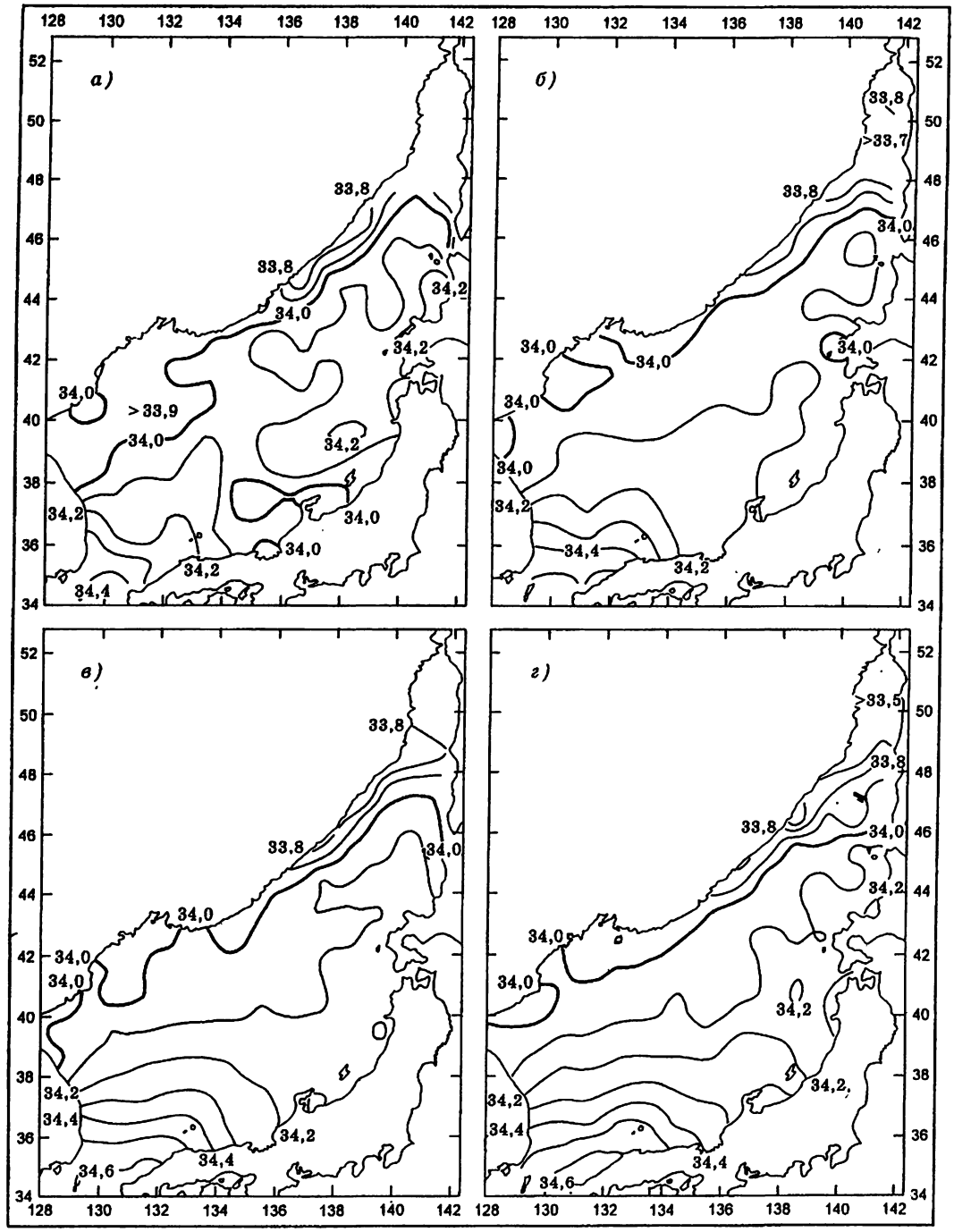


Рис. 19.22. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 50 м

а — январь, *б* — февраль, *в* — март, *г* — апрель

тихоокеанских и распресненных собственно япономорских вод.

Минимальные значения солености (34,02—34,04 ‰) на горизонте 200 м наблюдаются в северной половине Татарского пролива и в районе к югу и юго-востоку от зал. Петра Великого (см. рис. 19.26). Эта зона распресненных вод формируется вследствие конвективных процессов, приводящих к перемещению поверхностных прибрежных вод с низкой соленостью на нижележащие горизонты. По изохалине 34,06 ‰ прослеживаются как перемещение низкосоленых вод из района зал. Петра Великого на юг и юго-восток, так и движение на запад вод с соленостью выше 34,06 ‰ вдоль параллели 42° с.

На горизонте 300 м (см. рис. 19.26) максимальные значения солености (34,06—34,10 ‰) наблюдаются у берегов о. Хонсю. Как уже отмечалось, в основном это связано с нисходящими движениями вод в антициклонических круговоротах. Область повышенных значений солености выделяется также между о. Хоккайдо и берегами Приморья, что является следствием нисходящих движений вод в пределах антициклонического меандра Цусимского течения, а также уплотнения при смешении вод Цу-

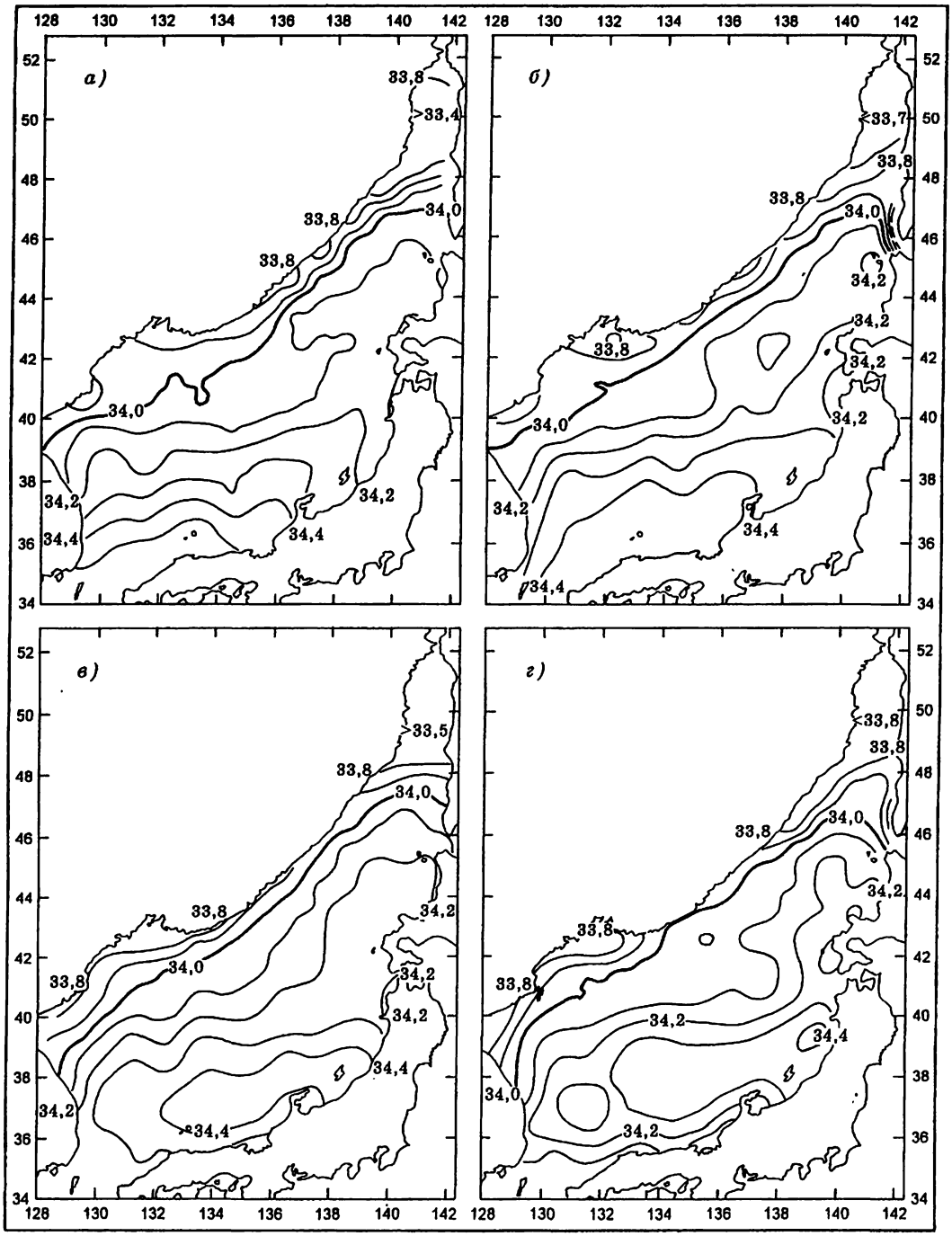


Рис. 19.23. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 50 м

а — май, *б* — июнь, *в* — июль, *г* — август

симского течения (с высокой соленостью и температурой) и собственно япономорских вод, имеющих более низкие термохалинные характеристики.

Минимальные значения солености на горизонте 300 м (менее 34,04 ‰) наблюдаются в северной части Татарского пролива, у берегов Приморья и на западной периферии моря. Такое распределение обычно представляет собой следствие медленного конвективного и адвективного перемещений вод с низкой соленостью на промежуточных горизонтах. В поле солености хорошо выделяется более значительная, чем на горизонте 200 м, площадь промежуточных вод с низкой соленостью (34,04—34,06 ‰). Их южная граница достигает параллели 36° с., а на востоке они доходят до меридиана 136° (см. рис. 19.26).

На горизонтах 400 и 500 м (см. рис. 19.26) преобладающая часть акватории моря заполнена промежуточными водами с низкой соленостью (менее 34,06 ‰). Вместе с тем к западу от Сангарского пролива и в южной половине Татарского пролива выделяются обширные области, заполненные промежуточными водами с повышенной соленостью (34,06—34,07 ‰). В первом из этих районов их об-

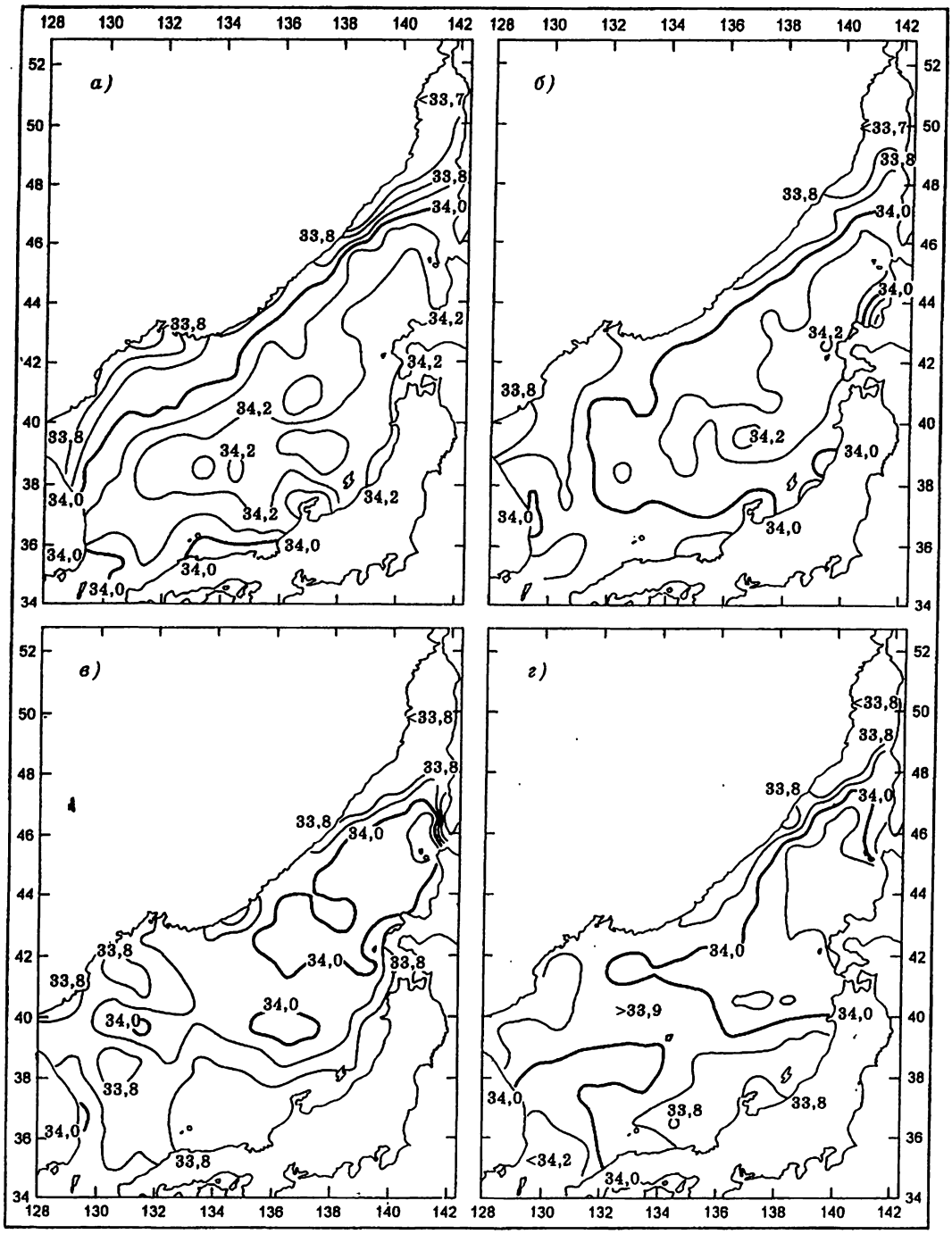


Рис. 19.24. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 50 м

а — сентябрь, *б* — октябрь, *в* — ноябрь, *г* — декабрь

разование в основном связано с уплотнением при смешении вод с существенно различающимися характеристиками на вышележащих горизонтах. Во втором районе они образуются вследствие преобладания нисходящих движений вод с повышенной соленостью в антициклоническом меандре Цусимского течения к западу от о. Хоккайдо. Возможно, нисходящие движения вод здесь интенсифицируются в холодное время года (за счет конвективного перемешивания).

В слое 600—800 м выделить пространственные закономерности распределения солености вод Японского моря очень сложно (рис. 19.27). Пределы пространственных изменений солености здесь сравнимы с точностью регистраций солености. Так, до середины 1970-х годов соленость определялась методом титрования на хлор, точность которого не превышала 0,02 ‰. С середины 1970-х до конца 1980-х годов для определения солености в основном использовались электросолемеры с погрешностью определений до 0,005 ‰. Только в последнее десятилетие XX в. соленость воды реально определяется с погрешностью 0,001—0,003 ‰.

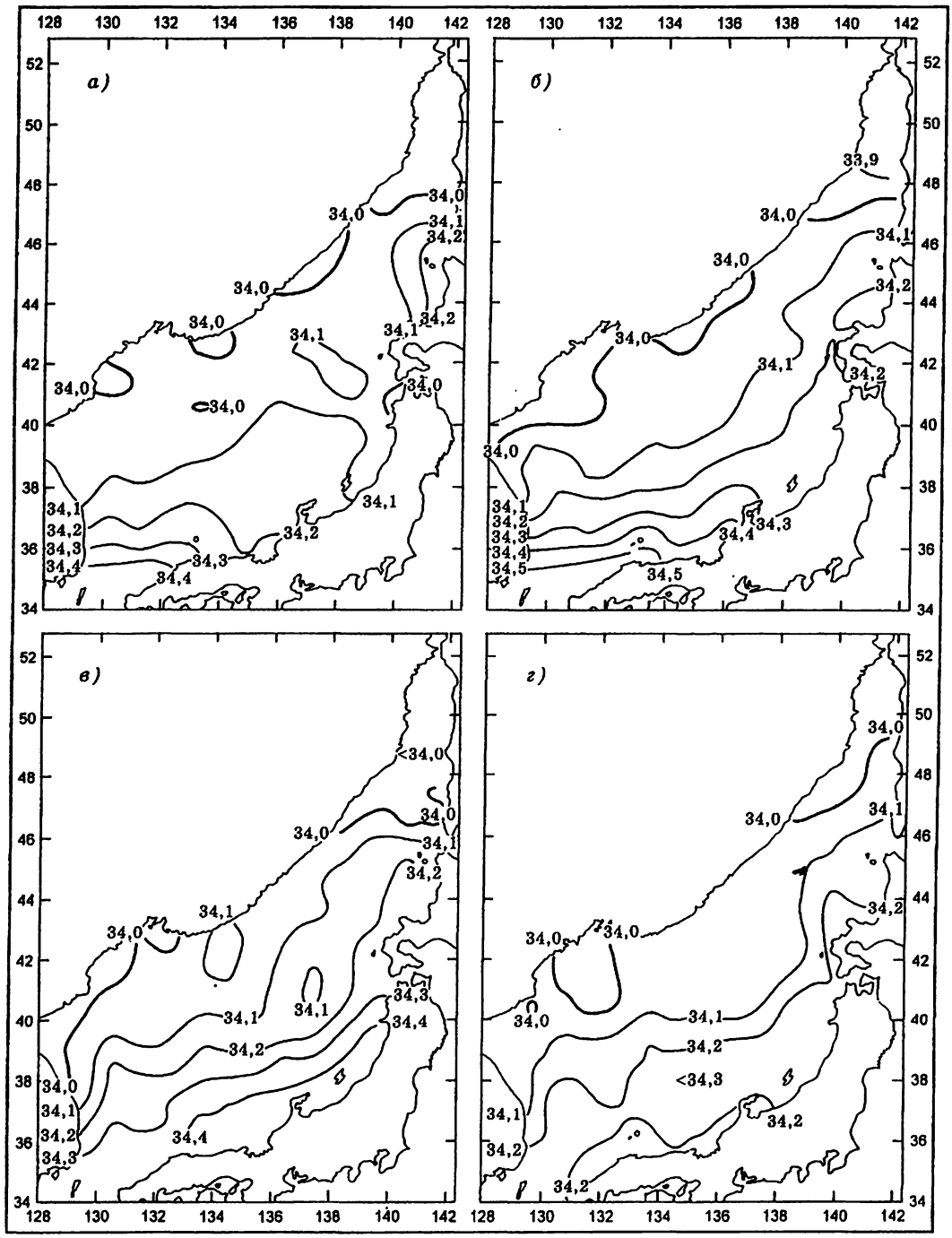


Рис. 19.25. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонте 100 м

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

Несмотря на отмеченные трудности на горизонтах 600—800 м в Японском море можно выделить следующие закономерности распределения солености (см. рис. 19.27). Повышенные значения солености отмечаются в районе антициклонического меандра Цусимских вод к западу от о. Хоккайдо, где существует нисходящее движение вод с повышенной соленостью. Дополнительный вклад в интенсификацию нисходящих движений вод вносит осенне-зимняя конвекция. К западу от Сангарского пролива также выделяется область с повышенными значениями солености, источник которых — уплотнение при смешении вод с различными характеристиками на вышележащих горизонтах (вод Цусимского течения и собственно япономорских вод). Повышенные значения солености в юго-западной и южной частях моря, по всей вероятности, образуются за счет медленно протекающих конвективно-адвективных процессов.

Средние многолетние данные показывают, что в глубинных и придонных слоях Японского моря вариации солености заключены в пределах 34,050—34,075 ‰ (рис. 19.27, 19.28). В полях солености довольно сложно выделить региональные закономерности. Это в основном связано с недостаточной

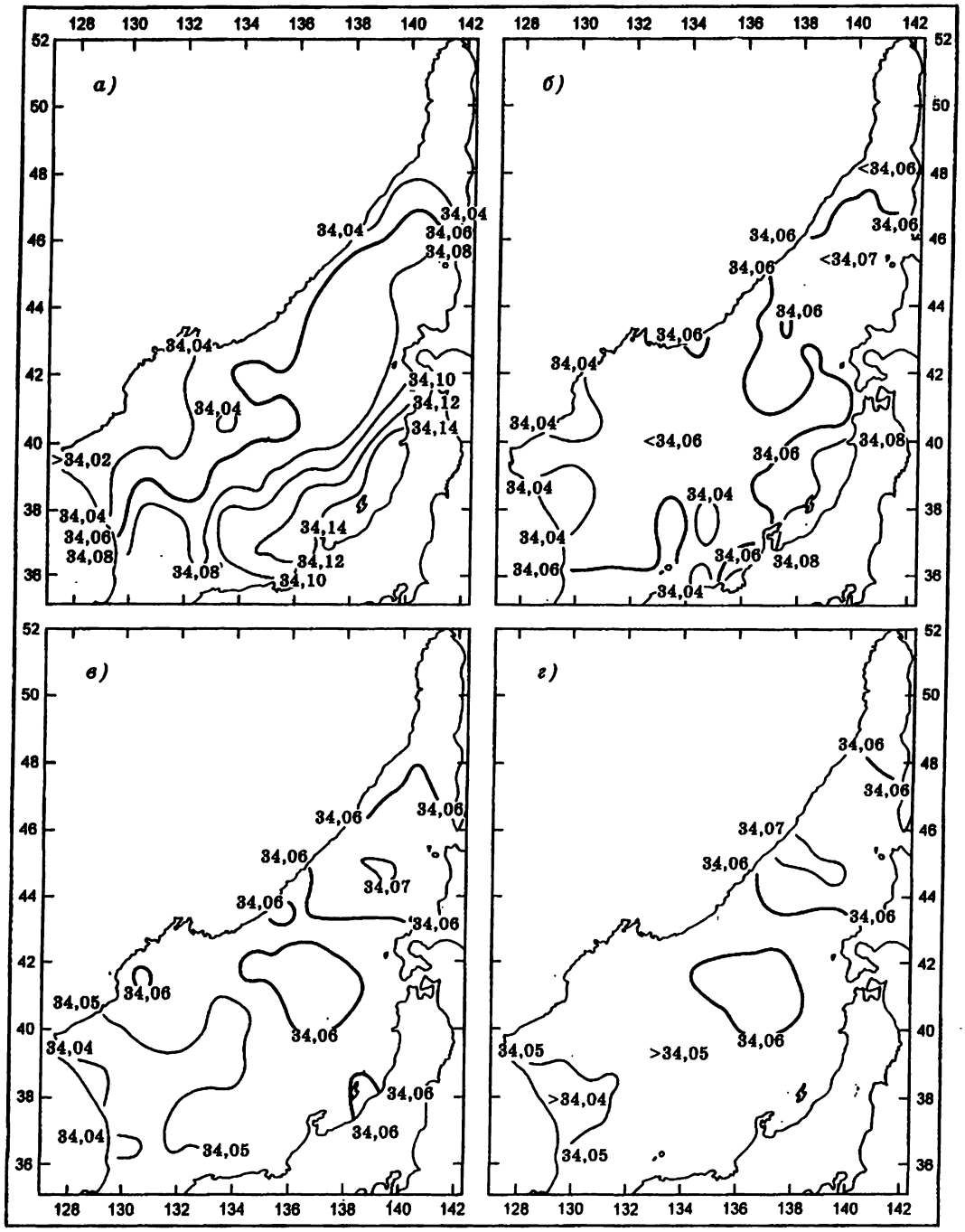


Рис. 19.26. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонтах 200 (*а*), 300 (*б*), 400 (*в*), 500 (*г*) м

точностью большинства имеющихся к настоящему времени определений солености на больших глубинах моря. Вместе с тем, как следует из высокоточных регистраций солености, выполненных в последние годы, соленость глубинных вод Японского моря заключена в довольно узких пределах (34,065—34,069 ‰).

19.6. Формирование промежуточных вод с высокой соленостью

В настоящей работе мы придерживаемся терминологии Y.-G. Kim, K. Kim [92], которые классифицируют промежуточные воды с соленостью выше 34,07 ‰, а также с высоким содержанием кислорода и температурой более 0,6 °С, как «High Salinity Intermediate Water». На наш взгляд, изучение процессов формирования и распространения промежуточных вод с высокой соленостью может в определенной степени способствовать раскрытию механизма образования глубинных вод Японского моря.

Несмотря на обилие работ по физической океанографии моря у исследователей до настоящего времени нет единства взглядов на процессы вертикального перемешивания и образования промежуточных и глубинных вод Японского моря. Так, J. Fukuoka [77] связывает однородное пространст-

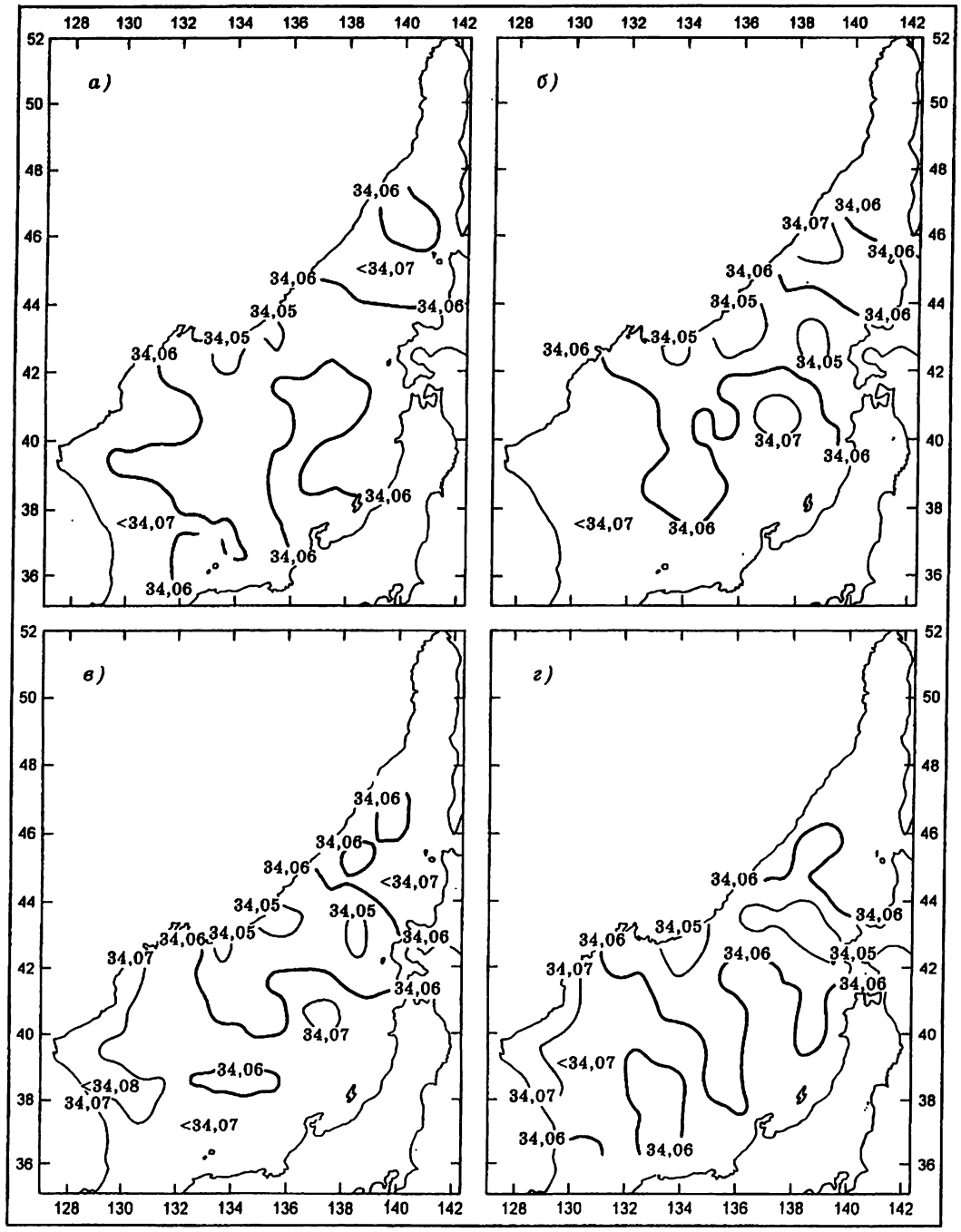


Рис. 19.27. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонтах 600 (*а*), 800 (*б*), 1000 (*в*), 1200 (*г*) м

венное распределение кислорода в море с активным развитием зимней конвекции в его северной части. M. Yasui и др. [133] обнаружили, что осенью севернее 41° с. ш. в слое 300—800 м формируются воды с минимальным потенциальным удельным объемом. Предполагается, что они играют важную роль в обновлении глубинных вод моря.

К настоящему времени сложилось достаточно устойчивое представление только о локализации районов моря с интенсивной конвекцией. Так, на активное развитие конвекции в северной и северо-западной частях Японского моря указывали в своих работах J. Fukuoka [78], M. Wakatsuchi [130], Y. H. Seung и др. [121], М. А. Радзиховская [52], В. В. Покудов и др. [49], С. Г. Панфилова [45], J. Fukuoka, A. Misumi [79], А. К. Леонов [35], Y.-H. Seung, J.-H. Yoon [122]; T. Senjyu, H. Sudo [116], K. Kim, J. Y. Chung [87]. Однако М. А. Радзиховская [52] и Ю. В. Истошин [29] считают, что проникновение вод с поверхности на глубинные горизонты происходит не только за счет конвекции, но и вследствие их опускания на периферии циклонического круговорота в море.

По данным М. А. Радзиховской [52], ежегодно обновляется почти вся глубинная вода. В. В. Покудов и др. [49] полагают, что конвективное перемешивание в северо-западной части моря проникает до 2000—3000 м. Согласно Ю. В. Истошину [29],

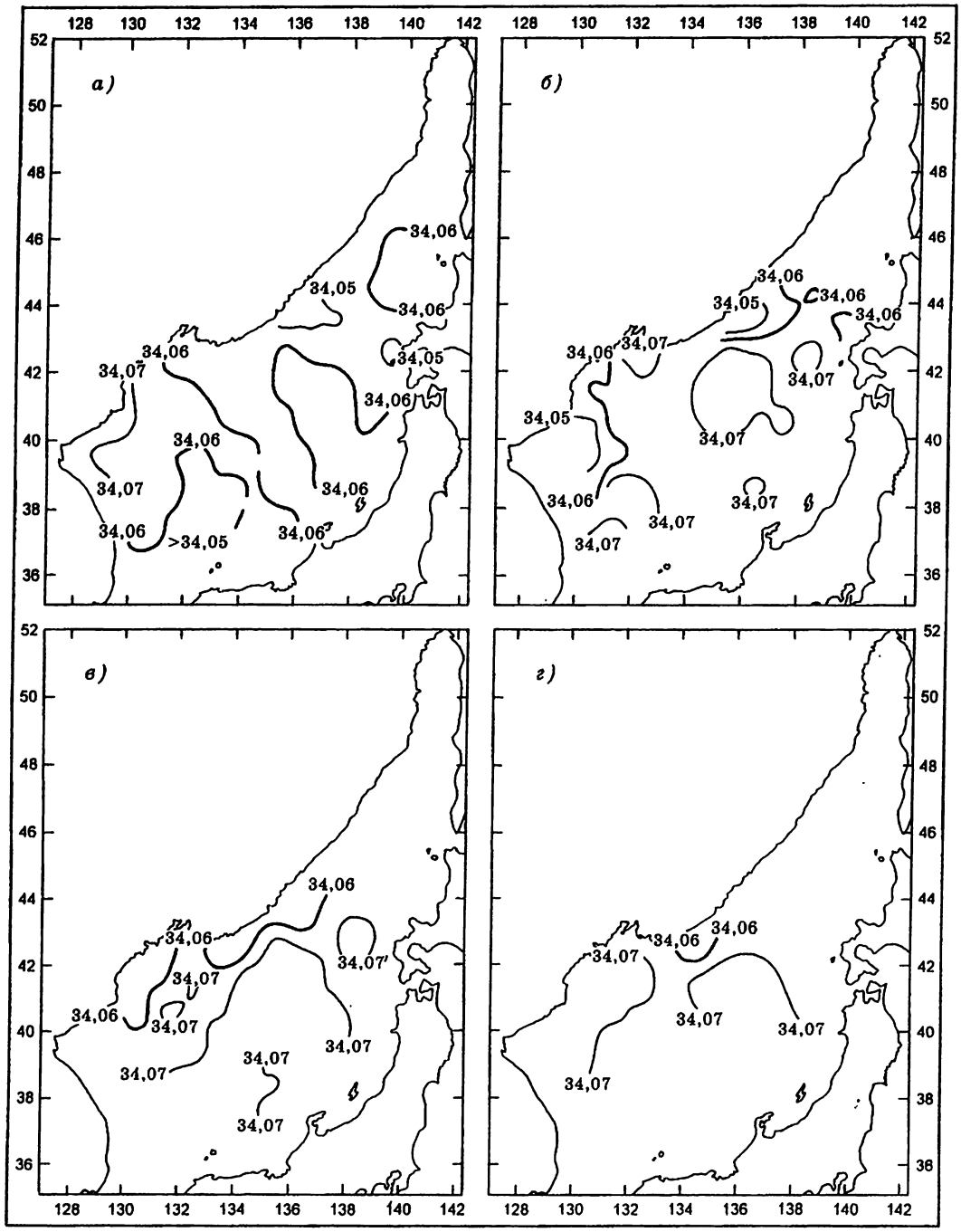


Рис. 19.28. Соленость (‰) вод Японского моря на горизонтах 1500 (*а*), 2000 (*б*), 2500 (*в*), 3000 (*г*) м

конвекция в Японском море достигает глубин 1000—2000 м и более. А. К. Леонов [35] утверждает, что в северной и западной частях Японского моря вертикальная циркуляция доходит до дна, а полная вентиляция водной толщи происходит за 2—3 года (при благоприятных условиях — за 1 год). В то же время K. Suda [124] говорит о полном обмене вод в течение 50 лет. На основе изотопного анализа C-14 T. Gamo, Y. Horibe [80] пришли к выводу, что глубинные воды формируются в северо-западной части моря и их полный обмен происходит в течение 300 лет. Существенная роль в термическом режиме северной и северо-западной части моря, согласно С. Г. Панфиловой [45], принадлежит теплообмену между морем и атмосферой. Зимой в районе зал. Петра Великого под действием муссона воды сильно охлаждаются, и создаются благоприятные условия для конвективного перемешивания до 2000—3000 м. А. С. Васильев и В. П. Макашин [14] показали, что вентиляция верхнего километрового слоя вод обусловлена атмосферными процессами. Придонный слой (глубже 2000 м) периодически подпитывается шельфовыми водами, опускающимися по континентальному склону Приморья. Примерно такие же результаты представили Y. Noh и др. [109]: моделирование конвекции в море при различных значениях теплообмена с атмосферой позволило получить значе-

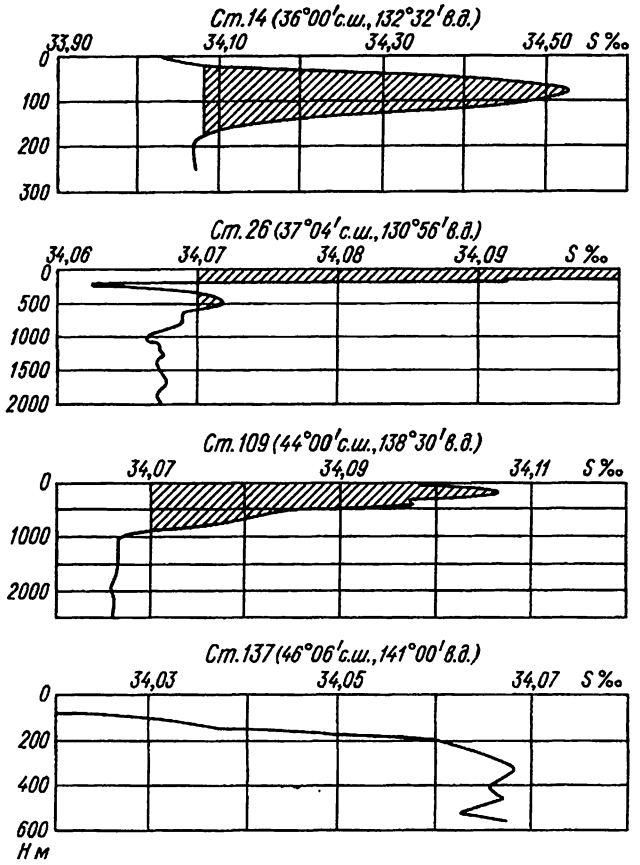


Рис. 19.29. Вертикальные профили солености воды на станциях в Японском море (26 июня—12 августа 1999 г. Заштрихованы участки с соленостью выше 34,07 ‰

ния глубины ее проникновения от 700 до 1500 м. S. C. Riser и др. [114] утверждают, что «вентиляция в зимний период 1994-95 гг. была не глубже 150 м». По данным V. Luchin и др. [99], интенсивная зимняя конвекция в Японском море не распространяется глубже 200—300 м. В таком случае возникает вопрос о механизме и месте формирования промежуточных и глубинных вод Японского моря. По мнению O. Ryabov [115], глубинные воды образуются во фронтальной зоне, в месте встречи холодных и пресных вод с солеными и теплыми. Здесь соленые воды теряют тепло, погружаются и вследствие этого формируются промежуточные и глубинные воды. Автор [115] считает, что образование промежуточных вод в основном происходит в районе плато к востоку от Корейского полуострова (38—39° с. ш. и 132° в. д.), а также эпизодически южнее зал. Петра Великого. Аналогичную мысль высказали M. Danchenkov и D. Aubrey [74], которые полагают, что у собственных вод западной части моря соленость слишком низкая для формирования глубинных вод. Поэтому необходим вклад соленых вод Цусимского течения. К наиболее вероятному району формирования глубинных вод авторы [74] относят область меандра Цусимского течения (между 43 и 45° с. ш.).

Основой для исследования послужили результаты CTD зондирования и измерения солености, полученные в двух международных экспедициях на R/V «R. Revelle» и НИС «Профессор Хромов» с 24 июня по 13 августа 1999 г. По данным CTD и лабораторным измерениям солености были построены вертикальные профили солености. Высокоточные определения солености показали, что у собственных глубинных и придонных вод Японского моря она имеет значения 34,065—34,069 ‰ (рис. 19.29). Поэтому было сделано предположение, что соленость выше 34,07 ‰ обусловлено влиянием Цусимского течения (эта часть на профилях солености, представленных на рис. 19.29, заштрихована). Для каждой станции была установлена максимальная глубина проникновения вод с соленостью выше 34,07 ‰ и построено распределение этой поверхности, а также вычислено интегральное солесодержание в слое воды с соленостью больше 34,07 ‰. Расчет проводился по формуле

$$S_c = \sum_i 0{,}5(S_i + S_{i+1})\Delta Z_i,$$

где S_c — избыточное солесодержание (‰ · м); $S_i = S_c - 34{,}07$ ‰ для слоя i; ΔZ_i — слой i.

Вначале оценим реальность предположений предыдущих исследователей о том, что формирование промежуточных и глубинных вод происходит зимой в северной и северо-западной частях моря. По результатам расчетов, приведенных в [37], слой конвективного перемешивания (ВКС) достигает максимального развития в феврале. В это время на большей части моря его нижняя граница доходит до 50—100 м. Только в глубоководной части моря, южнее зал. Петра Великого, ВКС достигает горизонтов 150—200 м. В [39] по значениям температуры в ВКС показано, что прибрежные воды северной и северо-западной частей Японского моря потенциально могут быть одним из источников промежуточных вод Японского моря. Однако следует отметить, что в промежуточных водах Японского моря не наблюдается отрицательных значений температуры.

В феврале в прибрежных областях северной и северо-западной частей моря соленость ВКС не превышает 33,8—33,9 ‰ [37]. Этот факт подтверждает высказанное ранее [79] предположение о недостаточности только одних прибрежных вод северной и северо-западной частей моря для формирования промежуточных вод Японского моря. Все попытки исследователей обнаружить места формирования в зимний период плотных и соленых (более 34 ‰) вод в прибрежных районах северной части моря до сих пор не увенчались успехом. Даже если предположить, что переохлажденные (но более пресные) воды будут смешиваться с нижележащими собственными водами Японского моря, имеющими соленость не более 34,07 ‰, то образуются воды более низкой, чем у собственных вод моря, соленостью. Все это наводит на мысль о существовании других механизмов формирования промежуточных вод с высокой соленостью.

В Японском море в теплый период года, как правило, наблюдается два типа вертикального распределения солености (см. рис. 19.29). У берегов северной и северо-западной частей моря соленость минимальна в поверхностном слое. С глубиной она увеличивается и максимальных значений достигает в собственных глубинных водах Японского моря (например, ст. 137 на рис. 19.29). В части моря, которая находится под влиянием теплых и высокосоленых субтропических тихоокеанских вод, на подповерхностных горизонтах дополнительно выделяется слой воды с повышенными значениями солености. Источником повышенного содержания соли здесь являются тихоокеанские воды, поступающие в море через Корейский пролив.

Наиболее четко слой подповерхностного максимума солености выражен в водах к югу от полярного фронта (ст. 14, 26 на рис. 19.29). У берегов Японии он имеет непрерывную протяженность и максимальное содержание соли. Кроме того, в этой части моря нижняя граница вод с высокой соленостью располагается наиболее близко к поверхности (ст. 14, на рис. 19.29). В зонах смешения тихоокеанских вод с собственными водами Японского моря подповерхностный слой с повышенными значениями солености имеет максимальную вертикальную протяженность и по солености минимально отличается от глубинных вод (ст. 109 на рис. 19.29). Следует отметить, что идентификация этого слоя в зоне смешения стала возможной только в результате высокоточных определений солености. Как следует из вертикальных профилей, представленных на рис. 19.29, значения солености в этом слое на большей части моря отличаются от солености выше- и нижележащих вод не более чем на 0,005—0,02 ‰.

На станциях, выполненных в западной, южной и юго-восточной частях моря, слой с повышенной соленостью может иметь более сложную структуру вертикального распределения солености (например, ст. 26 на рис. 19.29), что является следствием нескольких процессов. Нижняя часть слоя высокосоленых вод есть результат смешения подповерхностных тихоокеанских вод с собственными водами Японского моря в других районах моря и их перемещения в точку наблюдений существующей системой течений. Над этими водами располагается распресненный слой, в котором соленость ниже, чем у глубинных вод. Он образуется в результате осенне-зимней конвекции в прибрежных областях северной и северо-западной частей моря. По мере перемещения этого слоя в пределах моря и медленной трансформации (при смешении с более теплыми и солеными водами) его температура и соленость повышаются. Этот слой воды в работах [71, 92] идентифицируется как «East Sea Intermediate Water». Выше рассмотренных двух слоев (на поверхностных и подповерхностных горизонтах), как следует из рис. 19.29, располагаются тихоокеанские воды с наиболее высокой соленостью. Вертикальная протяженность этого слоя тихоокеанских вод, как правило, уменьшается по мере удаления от Корейского пролива.

Построенная (по данным лабораторных определений солености) схема положения нижней границы слоя вод повышенным содержанием соли показывает, что область с максимальной вертикальной протяженностью промежуточных вод повышенной солености располагается между полярным фронтом и континентальным склоном Приморья (рис. 19.30 *а*). В этой области имеются два очага наибольшего заглубления промежуточных вод, в которых их нижняя граница распространяется до горизонтов 1000—1200 м. Пространственное распределение интегрального содержания соли в промежуточных водах свидетельствует о том, что влияние вод Цусимского

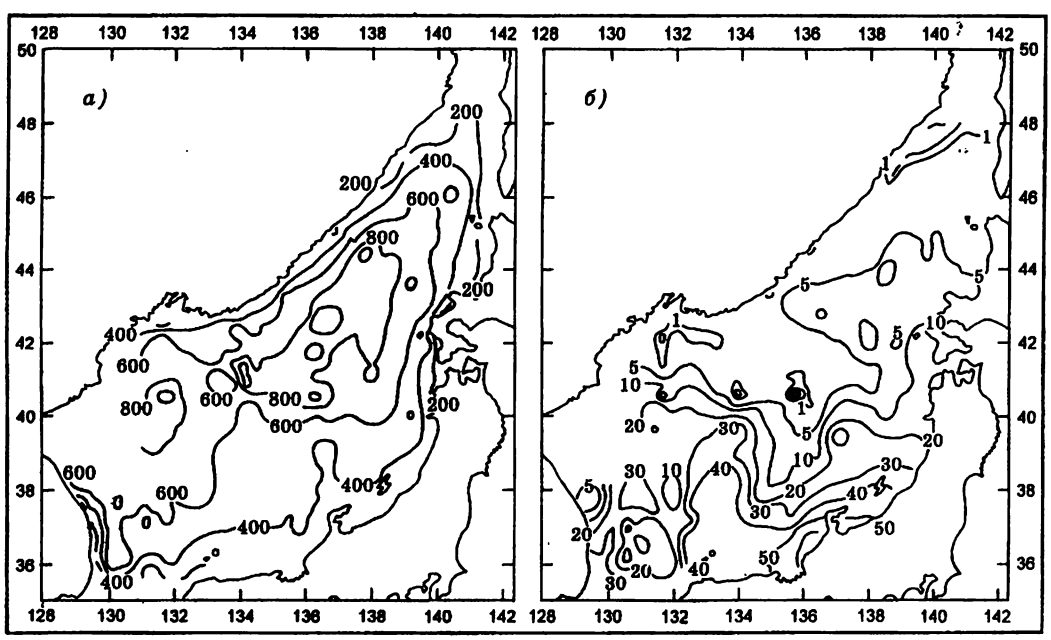


Рис. 19.30. Максимальная глубина (м) проникновения вод с соленостью более 34,07 ‰ (*а*); содержание соли в слое вод соленостью выше 34,07 ‰ (*б*)

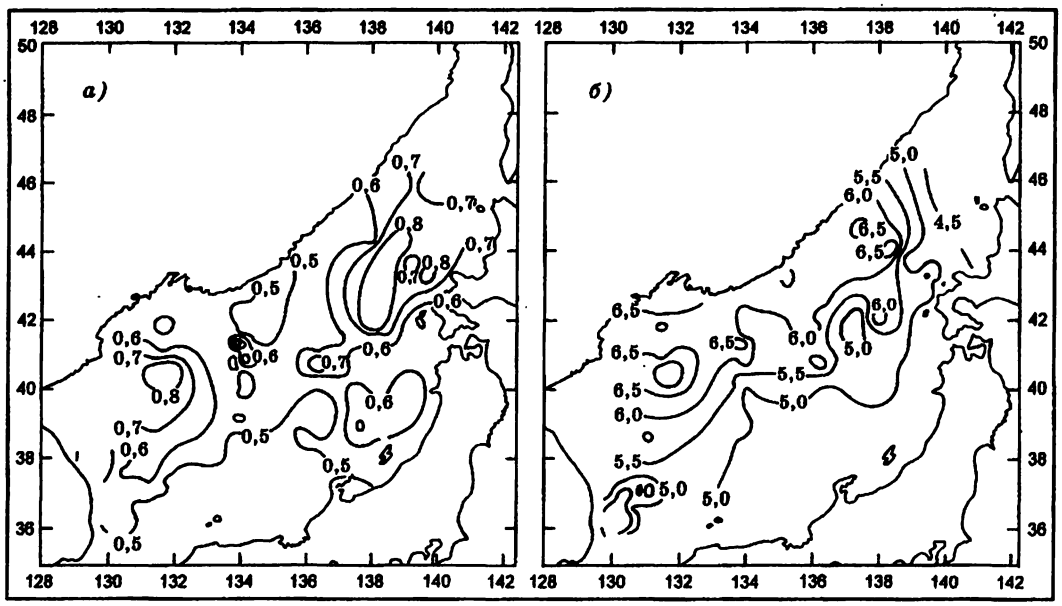


Рис. 19.31. Температура (°С) воды (*а*) и содержание (мл/л) растворенного кислорода (*б*) на горизонте 500 м (24 июня — 12 августа 1999 г.)

течения прослеживается практически на всей акватории Японского моря (рис. 19.30 *б*). Однако если у берегов Приморья их соленость (по отношению к солености ядра Цусимского течения) не превышает 1—2 %, то в зонах интенсивного смешения собственных вод Японского моря и тихоокеанских вод (западнее Сангарского пролива и к югу от зал. Петра Великого) она возрастает до 10—20 %. Представленная схема свидетельствует о том, что тихоокеанская вода в большей или меньшей мере присутствует не только в южной части моря, но и в северной (рис. 19.30 *б*).

Таким образом, одним из процессов, ответственных за формирование промежуточных и глубинных вод, является вертикальное и боковое перемешивание двух типов вод, которые находятся в верхних слоях Японского моря — цусимской (теплой и соленой) и северной, северо-западной (холодной и пресной). Эти два типа вод везде, где они соприкасаются, начинают взаимодействовать между собой. В результате обмена теплом холодная и пресная вода, нагреваясь, поднимается вверх, а теплая и соленая, охлаждаясь, опускается вниз. При этом они перемешиваются, что приводит к эффекту уплотнения и сжатия, потере устойчивости. Наиболее вероятно, что основным местом встречи двух типов вод является участок фронтальной зоны, располагающийся к западу и северо-западу от Сангарского пролива. Однако это явление может происходить по всему морю, поскольку вода системы Цусимского течения встречается даже в Татарском проливе, а холодная и пресная достигает побережья Кореи, в районе Корейского пролива.

Подтверждением изложенного могут служить графики пространственного распределения температуры воды и растворенного кислорода на горизонте 500 м (рис. 19.31). В районе к западу и северо-западу от Сангарского пролива на горизонте 500 м температура воды выше, чем в окружающих водах, а содержание растворенного кислорода понижено. Представленные распределения свидетельствуют о вкладе вод Цусимского течения с высокой температурой и низким содержанием кислорода при формировании промежуточных вод с повышенной соленостью. В районе к югу от зал. Петра Великого ситуация несколько иная. Здесь на распределение характеристик доминирующее влияние оказывает адвекция вод из северо-западной части моря и динамические процессы в зоне вихревых образований. Так, в локальной области с центром на 40° с. ш. и 132° в. д. отражается «втягивание» в вихревом поле тепла и растворенного кислорода с поверхностных и подповерхностных горизонтов на большие глубины.

Наиболее вероятно, что процесс перемешивания и формирования промежуточных и глубинных вод идет круглогодично, но его интенсивность меняется в зависимости от сезона. Очевидно, что интенсивность возрастает в сезоны, когда наблюдаются наиболее низкие значения температуры в двух типах вод, так как в этом случае максимален эффект уплотнения [75].

20. ВОДНЫЕ МАССЫ

Проблемой выделения водных масс в Японском море исследователи занимаются уже более 100 лет. Еще Л. И. Шренк [67, 68] определил, что поверхностные воды разделяются на две водные массы: более теплую и соленую в южной части моря, холодную и распресненную в северной. Несмотря на кажущуюся простоту структуры вод моря, в этом вопросе еще много неясности. К настоящему времени нет един-

ства взглядов даже на количество водных масс (или, как их классифицируют отдельные авторы, слоев), заполняющих котловину Японского моря [10, 25, 35, 36, 52, 64, 80, 81, 88, 89, 104, 105, 124, 126, 133].

Сложность выделения водных масс в Японском море связана прежде всего с морфометрическими и физико-географическими условиями. Из-за того что проливы мелководны, оно изолировано от глубинных вод прилежащих морей и Тихого океана. Поэтому для гидрологических условий Японского моря характерна существенная изменчивость приповерхностного слоя вод (до глубины порогов проливов) и в то же время слабая интенсивность процессов и сравнительная однородность промежуточных и глубинных слоев воды.

Для выделения водных масс в Японском море во многих работах использовался традиционный метод T,S-кривых. Однако его применение было осложнено большим разнообразим форм T,S-кривых и невозможностью выделить среди них типичные для обширных акваторий. Метод разделения толщи моря на естественные слои, различающиеся значениями градиентов температуры и солености, также имеет недостатки. В этом случае возникает противоречие с традиционным определением водных масс как значительных объемов воды с неизменными характеристиками.

В настоящей работе для выделения водных масс был использован комбинированный подход, включающий в себя метод статистических T,S-диаграмм, T,S-кривых, объемный термохалинный анализ вод, а также рассмотрение вертикальных профилей температуры и солености. В качестве исходных данных использованы ежемесячные средние многолетние значения температуры и солености в центрах одноградусных квадратов на стандартных горизонтах.

На рис. 20.1 и 20.2 представлены статистические T,S-диаграммы на различных горизонтах, из которых следует, что в Японском море в слое вод от 600 м до дна уверенно можно выделить только одну водную массу. На вышележащих горизонтах наблюдается влияние других водных масс. Уже на горизонте 500 м (см. рис. 20.2) в поле статистической T,S-диаграммы выделяются два ядра, в одном из которых отмечаются повышенная температура и солености, в другом — пониженная соленость и повышенная температура.

Таким образом, глубинную (или собственную) водную массу Японского моря идентифицируем как толщу вод, где средние многолетние значения температуры воды изменяются от 0,12 до 0,38 °С, а солености — от 34,04 до 34,09 ‰. С использованием этих пределов параметров водной массы и средних многолетних данных на стандартных горизонтах за 12 месяцев была определена верхняя граница глубинных вод Японского моря, положение которой представлено на рис. 20.3. В южной, восточной и северной частях моря верхняя граница глубинных вод располагается на горизонтах от 480 до 550 м. Ее топография хорошо согласуется с известными представлениями о динамике вод моря. Так, наиболь-

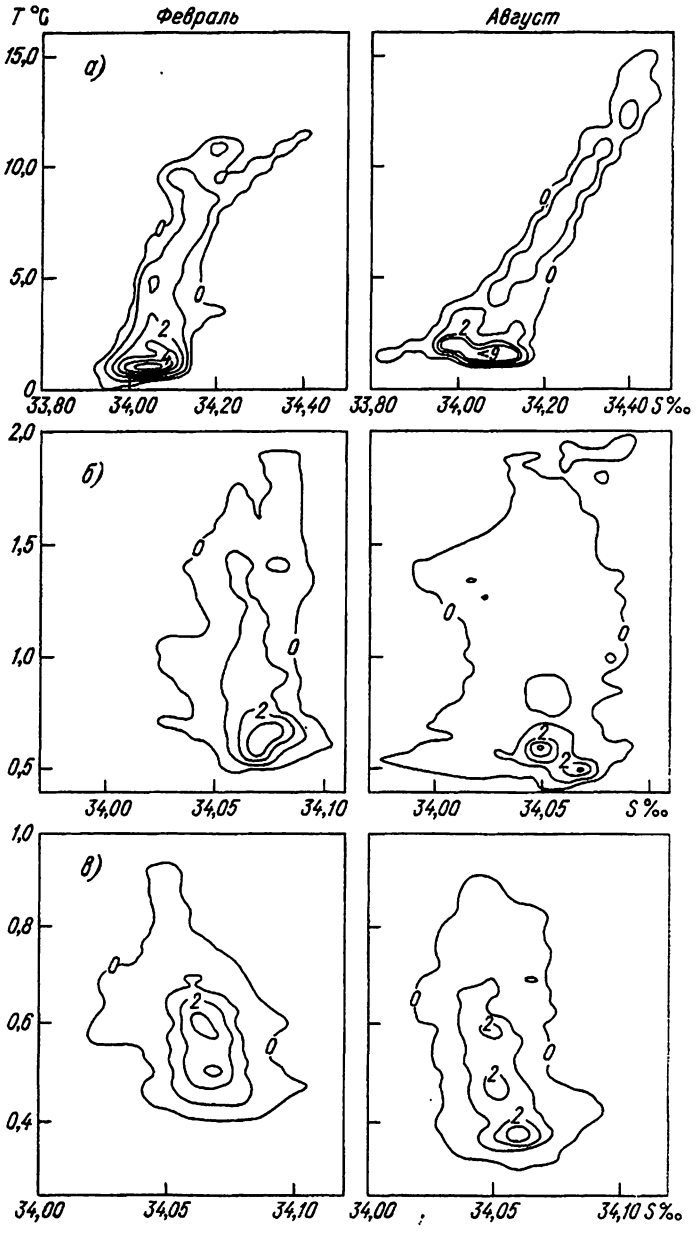


Рис. 20.1. Статистические T,S-диаграммы на горизонтах 100 (*а*), 300 (*б*), 400 (*в*) м

шие заглубления верхней границы географически привязаны к антициклоническим меандрам Восточно-Корейского течения (с центром на параллели 37° 30′ с.) и Цусимского течения (его центр располагается к западу и северо-западу от о. Хоккайдо). Глубокое положение верхней границы (до 525 м) выделяется также у материкового склона о. Хонсю, что связано здесь с нисходящими движениями вод на периферии Цусимского течения, где при взаимодействии течения с материковым склоном генерируется цепочка мезомасштабных антициклонических вихрей. Наиболее близко к поверхности (около 450 м) верхняя граница глубинных вод располагается в северо-западной и центральной частях моря (см. рис. 20.3).

Глубинные воды Японского моря отличаются большой однородностью и занимают значительный

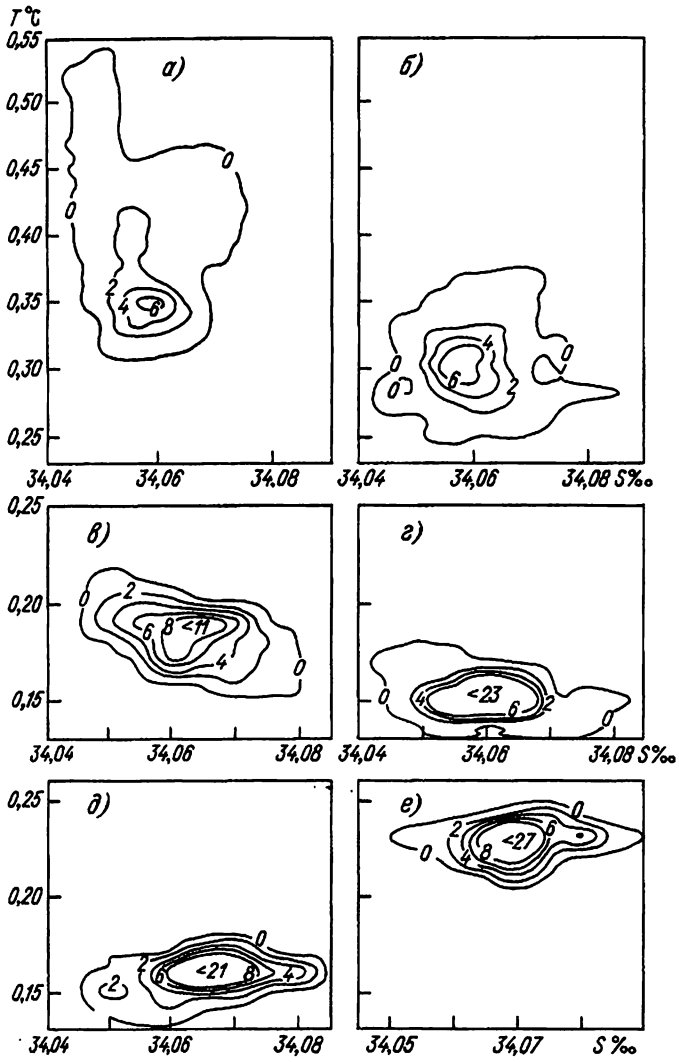


Рис. 20.2. Статистические T,S-диаграммы на горизонтах 500 (*а*), 600 (*б*), 1000 (*в*), 1500 (*г*), 2000 (*д*), 3000 (*е*) м

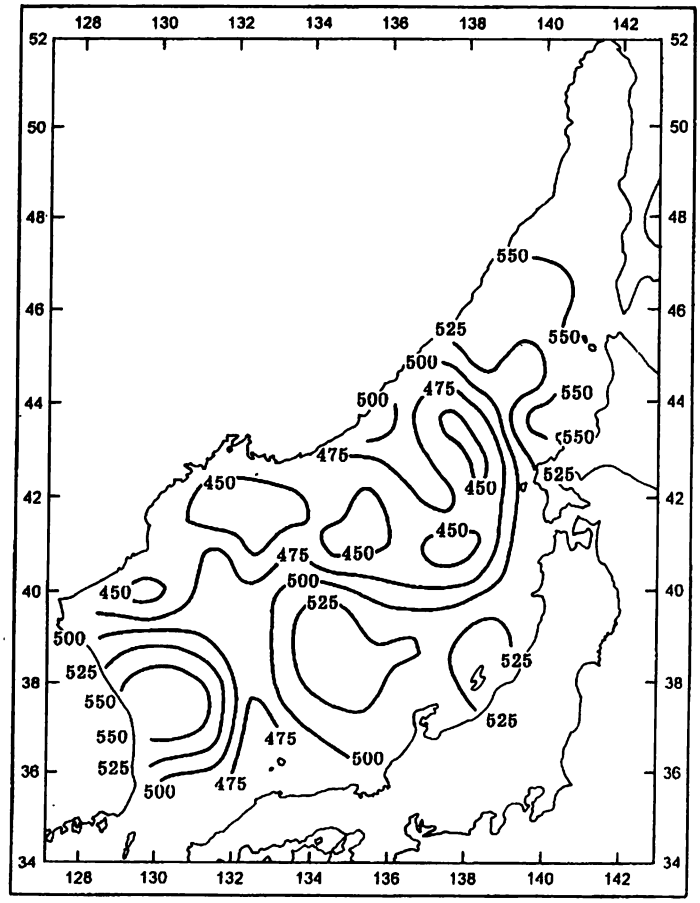


Рис. 20.3. Верхняя граница (м) глубинных вод Японского моря

объем. По нашим оценкам (табл. 20.1), более 70 % объема вод Японского моря имеют температуру от 0,1 до 0,4 °С и соленость от 34,04 до 34,10 ‰. В пределах глубинной водной массы средняя соленость составляет 34,06 ‰ и лишь на горизонтах глубже 2000 м возрастает на 0,01 ‰.

Изменчивость поля температуры глубинных вод более заметна. Прежде всего следует отметить минимум температуры на горизонте примерно 1500 м. Наибольшую повторяемость в этом слое имеют значения температуры от 0,13 до 0,17 °С (см. рис. 20.2). От слоя минимума по направлению ко дну температура воды за счет сжатия постепенно увеличивается и на горизонте 3000 м составляет около 0,23 °С. От слоя минимума по направлению к поверхности значения температуры также плавно возрастают.

Причины низкой температуры воды и высокой концентрации растворенного кислорода (около 70 % насыщения) в глубинных водах Японского моря многими авторами [35, 36, 45, 46, 49, 52, 76, 78, 79, 87, 116—118, 121, 122, 130] объясняются отсутствием водообмена с глубинными водами Тихого океана, а также процессами интенсивной осенне-зимней вертикальной циркуляции. К настоящему времени у исследователей сложились достаточно

Таблица 20.1

Среднее годовое распределение элементарных объемов вод (× 10^2 км^3) Японского моря

Температура, °С	Соленость, ‰					
	34,01—34,02	34,02–34,04	34,04—34,06	34,06—34,08	34,08—34,10	34,10—34,12
0,9—1,0	5	19	37	37	12	3
0,8—0,9	8	24	52	46	13	3
0,7—0,8	5	22	64	59	13	1
0,6—0,7	8	34	135	92	21	1
0,5—0,6	7	40	145	111	20	2
0,4—0,5	6	53	221	198	35	2
0,3—0,4	6	88	467	409	53	1
0,2—0,3	8	210	842	1513	187	8
0,1—0,2	3	365	1995	4734	448	4
0,0—0,1	0	0	0	0	0	0

устойчивые представления только о местах образования глубинных вод, которые располагаются в основном в северной и северо-западной частях Японского моря. Однако Радзиховская [52] и Истошин [29] считают, что проникновение вод с поверхности на глубинные горизонты происходит не только за счет конвекции, но и вследствие опускания на периферии циклонического круговорота вод в море.

До настоящего времени нет единой точки зрения только о глубине проникновения осенне-зимней конвекции в Японском море. Она варьирует у разных авторов от нескольких сотен метров до дна [14, 29, 35, 36, 45, 49, 52, 77, 109, 111, 121]. Оценка реальности предположений исследователей о формировании глубинных вод зимними конвективными процессами в северной и северо-западной частях моря была проведена в [37]. Авторы [37] пришли к выводу, что одним из главных процессов, ответственным за формирование глубинных вод, является вертикальное и боковое перемешивание двух типов вод, которые находятся в верхних слоях Японского моря — цусимской (теплой и соленой) и северной, северо-западной (холодной и пресной). Перемешивание холодной пресной воды с теплой соленой приводит к эффектам уплотнения и сжатия, а основным местом встречи двух типов вод является участок фронтальной зоны, располагающейся между полярным фронтом и континентальным склоном Приморья (см. рис. 19.30 *а*). В этой области имеются два очага наибольшего заглубления промежуточных вод, в которых нижняя граница этих вод распространяется до горизонтов 1000—1200 м.

Как следует из форм статистических T,S-диаграмм для февраля и августа на горизонтах 100, 300 и 400 м, представленных на рис. 20.1, асимметрия в плотности распределении характеристик вод с уменьшением глубины увеличивается. Поэтому при исследовании структуры верхнего 600-метрового слоя вод Японского моря использован традиционный и хорошо зарекомендовавший себя в других регионах Мирового океана метод T,S-кривых.

На рис. 20.4 приведены основные типы T,S-кривых, которые отражают все характерные особенности структуры вод Японского моря. Все разнообразие форм T,S-кривых сводится к трем типам, которые занимают определенное пространство на акватории моря.

Первый тип характерен для северной и северо-западной частей моря (рис. 20.4, 20.5). Максимального распространения по акватории моря он достигает осенью и зимой. В весенне-летний период он выделяется только в северной половине Татарского пролива и на акватории к югу от зал. Петра Великого. Данная форма свидетельствует о наличии только двух водных масс (глубинной и северной япономорской).

В шельфовых районах моря, где зимой происходит формирование ледяного покрова, T,S-кривые вырождаются в точки. Это связано с тем, что за счет процессов интенсивной конвекции образуется однородная водная масса от поверхности до придонных горизонтов.

Более сложная структура вод наблюдается зимой вблизи материкового склона (см. рис. 20.4, 20.5). Так как конвекция здесь ограничена по глубине, то на подповерхностных горизонтах выделяется теплый промежуточный слой (тип I-b на рис. 20.4). По форме T,S-кривых здесь можно выделить три элемента структуры вод (поверхностный слой конвективного перемешивания, имеющий наиболее низкую температуру воды, подповерхностный теплый промежуточный слой и глубинную водную массу). Подповерхностный теплый промежуточный слой в данном случае является остатком северной япономорской водной массы, а слой конвективного перемешивания — зимней модификацией поверхностной водной массы. У материкового склона выделяется также переходная структура вод (тип I-c на рис. 20.4), для которой характерно понижение температуры воды и

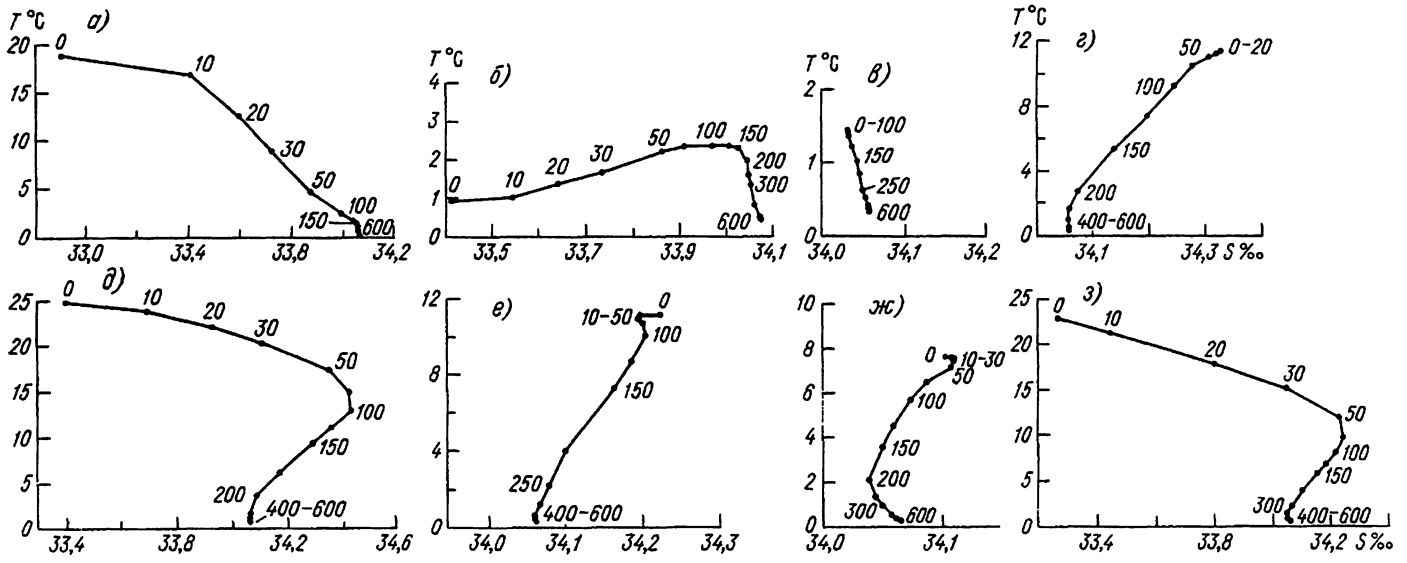


Рис. 20.4. Характерные T,S-кривые Японского моря: тип I-a (*а*), тип I-b (*б*), тип I-c (*в*), тип II-a (*г*), тип II-b (*д*), тип II-c (*е*), тип III-a (*ж*), тип III-b (*з*)

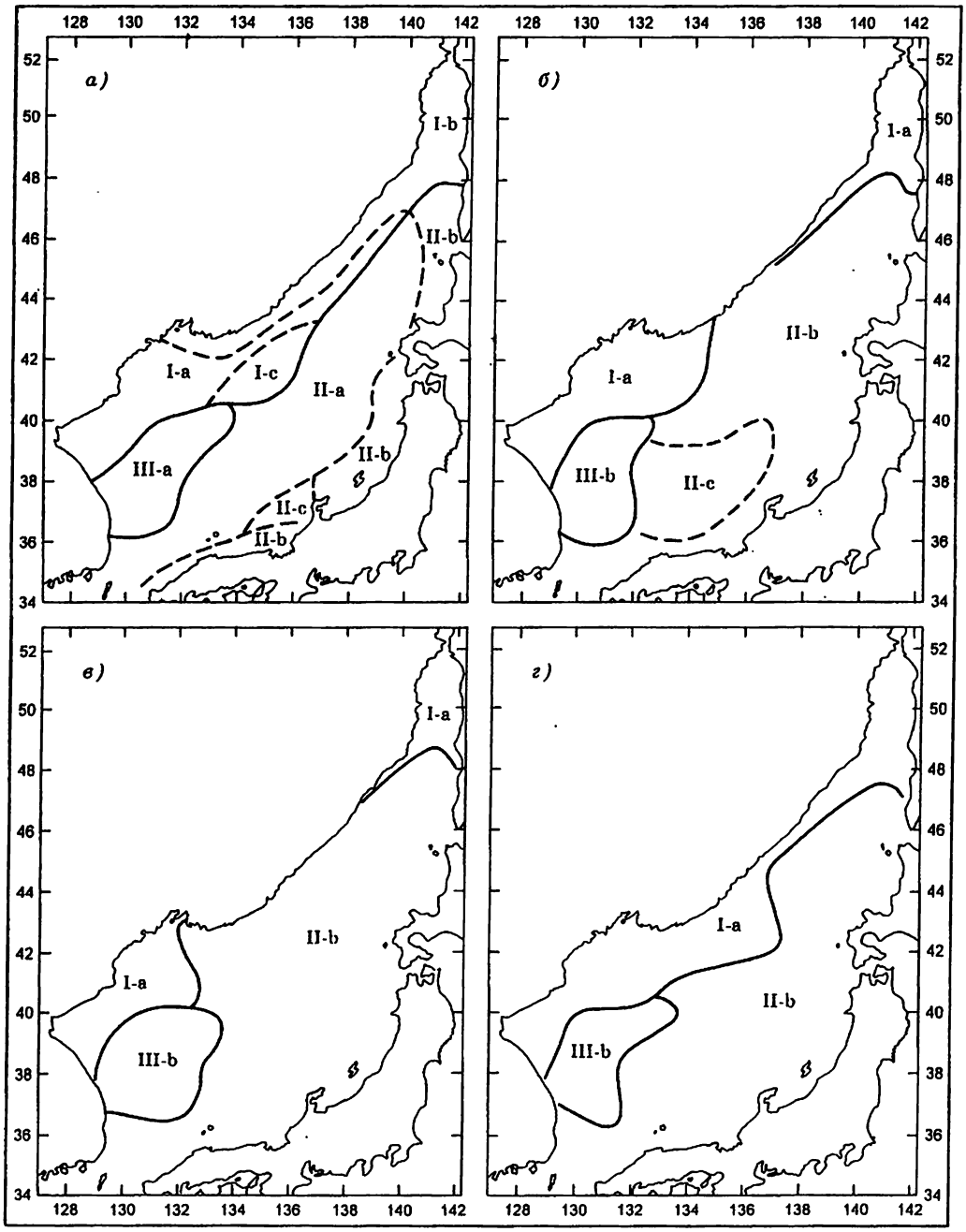


Рис. 20.5. Положение районов с различными T,S-структурами верхнего (0—600 м) слоя вод Японского моря

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

слабый рост солености на горизонтах ниже слоя конвективного перемешивания.

В весенне-летнее время за счет существенного прогрева и распреснения поверхностного слоя вод в северной и северо-западной частях моря происходит перестройка структуры вод от подтипов I-c и I-b к подтипу I-a. Характерной чертой подтипа I-a является наличие поверхностной прогретой и сильно распресненной водной массы. Данная структура вод сохраняется также и в осенний период (см. рис. 20.4—20.5).

Северная япономорская водная масса располагается к северу от полярного фронта. В зимний период ее ядро выделяется на поверхности моря, а в теплое время года — на горизонтах ниже сезонного пикноклина. Наиболее низкие значения температуры ядра этой водной массы (от 0 до 1,0 °С) наблюдаются в западной и северо-западной частях моря, а максимум (2—4 °С) — на подходах к полярному фронту. Соленость этой водной массы изменяется от 33,0—33,5 ‰ у берегов Приморья и Кореи до 34,0 ‰ вблизи полярного фронта. Более детальные сведения о параметрах данной водной массы, представляют карты пространственного распределения температуры и солености на горизонте 50 м (см. рис. 18.34—18.36 и 19.22—19.24).

Второй тип структуры вод выделяется в южной и восточной частях моря (см. рис. 20.4, 20.5). Для него характерно наличие в теплый период года подповерхностного слоя с повышенной соленостью.

Зимой, когда конвективные процессы максимально развиты, максимум солености выклинивается на поверхность. Второй тип структуры вод занимает максимальную площадь весной и летом.

Летом и осенью в этом районе моря выделяется только подтип II-b, для которого характерно наличие верхнего прогретого и сильно распресненного слоя вод, а на подповерхностных горизонтах хорошо выделяется тихоокеанская водная масса с повышенной соленостью. Весной максимальная площадь занята подтипом II-b. Только на ограниченной акватории, включающей восточную периферию антициклонического меандра Восточно-Корейского течения, а также к востоку от него, выделяется подтип II-c.

Характерной особенностью подтипа II-a является отсутствие поверхностного распресненного слоя вод. Данная структура вод наиболее характерна для зимнего периода (см. рис. 20.4, 20.5). Для подтипа II-c (он выделяется только зимой и весной) характерно наличие слабо выраженного подповерхностного минимума солености. Зимой данный подтип структуры вод занимает минимальную площадь и выделяется только у берегов Хонсю на параллели 37° с.

Третий тип структуры вод выделяется к востоку от берегов Корейского полуострова (см. рис. 20.4, 20.5). Его отличительной чертой является наличие промежуточных вод с пониженной соленостью. В этом регионе моря наблюдается только два подтипа вертикальной структуры вод. Для зимнего периода повышенные значения солености характерны для поверхностных и глубинных вод (подтип III-a). В теплый период года на поверхностных горизонтах дополнительно выделяется сильно распресненный и хорошо прогретый слой вод (III-b). Слой вод с пониженной соленостью определяется как промежуточная водная масса с пониженной соленостью (или Japan (East) Sea Intermediate Water, согласно [89, 92, 94, 119, 120, 123]). Эти воды вклиниваются в полярный фронт и перемещаются в южном и юго-восточном направлениях, распространяясь под промежуточными водами с высокой соленостью, имеющими тихоокеанское происхождение.

Рассмотрим более подробно характеристики тихоокеанской водной массы. Зимой ее ядро располагается на поверхности моря. Весной за счет существенного распреснения поверхностных вод ядро тихоокеанской водной массы перемещается на подповерхностные горизонты. Наиболее близко к поверхности (на горизонтах 20—60 м) оно располагается в южной части моря (рис. 20.6). В восточной и северо-западной частях моря ядро тихоокеанской водной массы заглубляется до 100—120 м. Пространственные различия глубины залегания ядра этой водной массы в основном связаны с двумя причинами. Во-первых, на периферии моря более интенсивны вертикальный и боковой обмен, что есть следствие интенсификации течений и вихреобразования у материкового склона. Во-вторых, в северной части моря более интенсивны процессы смешения тихоокеанских и собственных вод моря, что приводит к увеличению вертикальной протяженности трансформирующейся тихоокеанской водной массы. Летом, как следует из рис. 20.6, происходит сглаживание пространственных градиентов глубины залегания ядра тихоокеанской водной массы. Наиболее повторяющиеся значения составляют 50—80 м. Только вблизи склона южной и северо-западной частей моря они увеличиваются до 100 м. Единственное нарушение рассмотренной картины наблюдается в узкой зоне, располагающейся вдоль параллели 41° 30′ с. ш. Наиболее вероятно, что это является следствием перемещения присклоновых

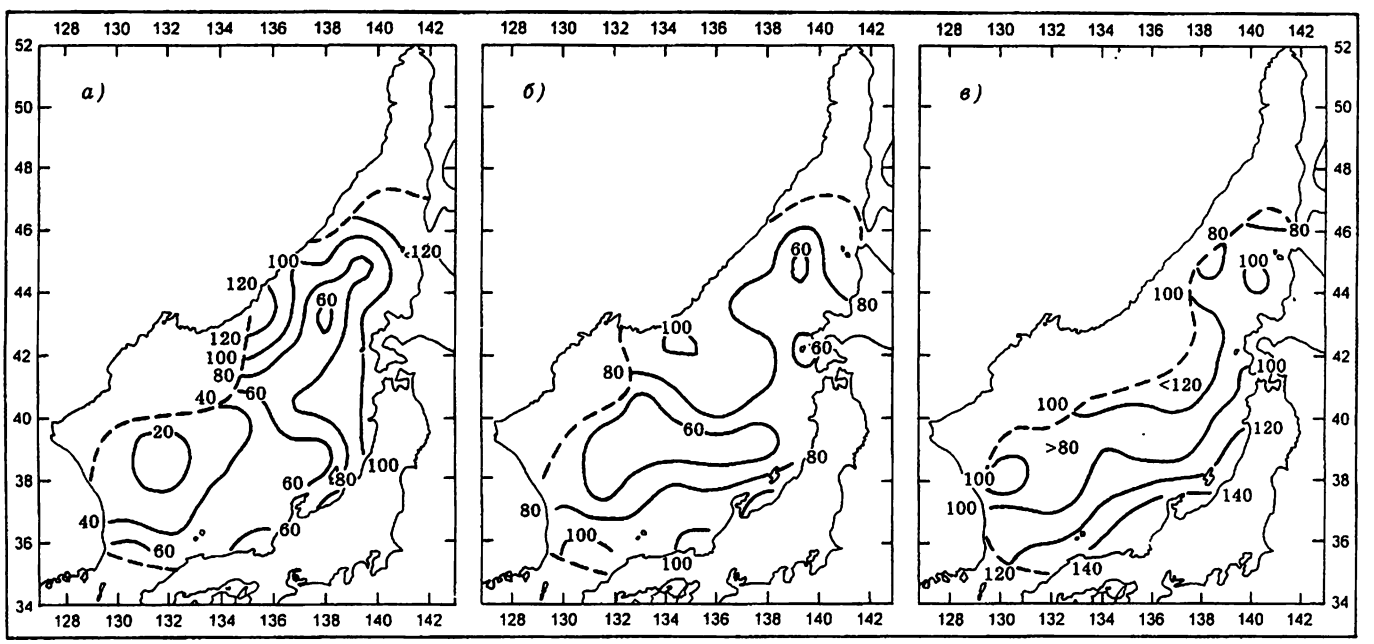


Рис. 20.6. Глубина залегания (м) ядра тихоокеанской водной массы
а — май, *б* — август, *в* — ноябрь

вод от зал. Петра Великого на восток. Осенью ядро тихоокеанских вод максимально заглублено (см. рис. 20.6). В южной и юго-восточной частях моря оно располагается на горизонтах 120—140 м. По мере продвижения тихоокеанских вод на север и северо-восток их ядро перемещается на горизонты 80—100 м.

В ядре тихоокеанских вод максимальные значения температуры в течение всего года отмечаются вблизи Корейского пролива и в юго-восточной части моря (рис. 20.7). По мере продвижения тихоокеанских вод на север и северо-восток повсеместно происходит плавное понижение температуры. В южной части моря максимальная температура в ядре тихоокеанских вод (14—15 °С) наблюдается в августе, а минимальная (около 12 °С) — в феврале. Несколько иная картина в северо-западном районе моря: минимум температуры (2 °С) отмечается весной, а максимум (3—5 °С) — осенью. Весной это в основном связано с адвекцией вод из северных и северо-западных районов моря. Осенний максимум температуры воды обусловлен конвекцией, на первом этапе которой происходит передача тепла от поверхности моря на нижележащие горизонты.

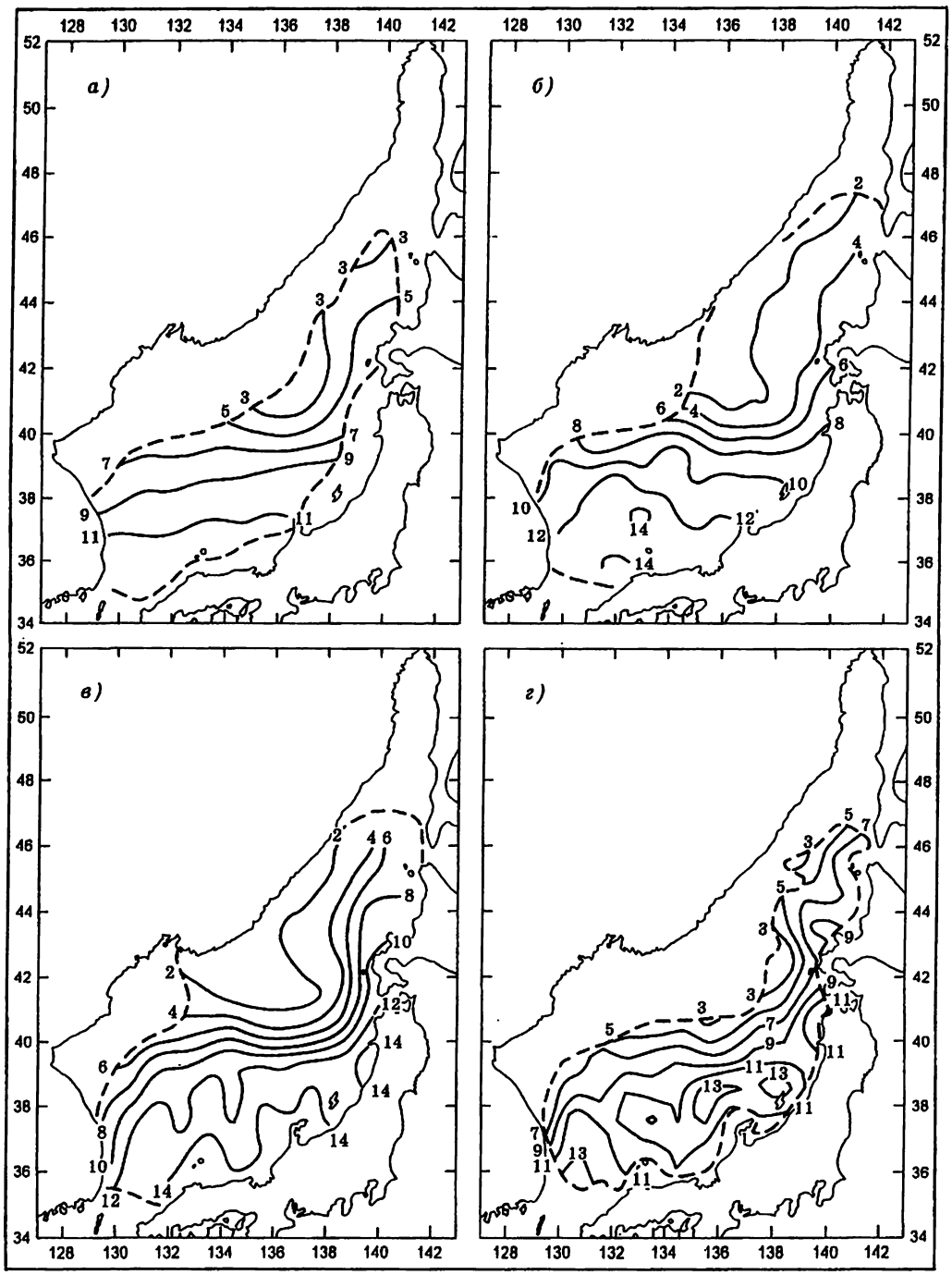


Рис. 20.7. Температура (°С) в ядре тихоокеанской водной массы
а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

Соленость в ядре тихоокеанских вод, как и температура, имеет четкое пространственное распределение (рис. 20.8). Ее максимум наблюдается вблизи берегов в южной и юго-восточной частях моря. По мере перемещения тихоокеанских вод на север и северо-восток происходит уменьшение значений солености. На северной границе тихоокеанских вод (вблизи полярного фронта) соленость в их ядре не превышает 34,1 ‰. Максимум солености в ядре тихоокеанских вод (34,50—34,55 ‰) наблюдается зимой и весной, а летом она снижается до 34,40 ‰. Минимальные значения солености (менее 34,3 ‰) отмечаются осенью, что является следствием смешения тихоокеанских вод с распресненными поверхностными водами.

Промежуточная водная масса с пониженной соленостью выделяется в районе к востоку от Корейского полуострова. Как следует из ряда работ [64, 89, 92, 94, 119, 120, 123], она формируется за счет конвективных процессов в осенне-зимнее время в западной и северо-западной частях моря. По мере перемещения этой водной массы из районов форми-

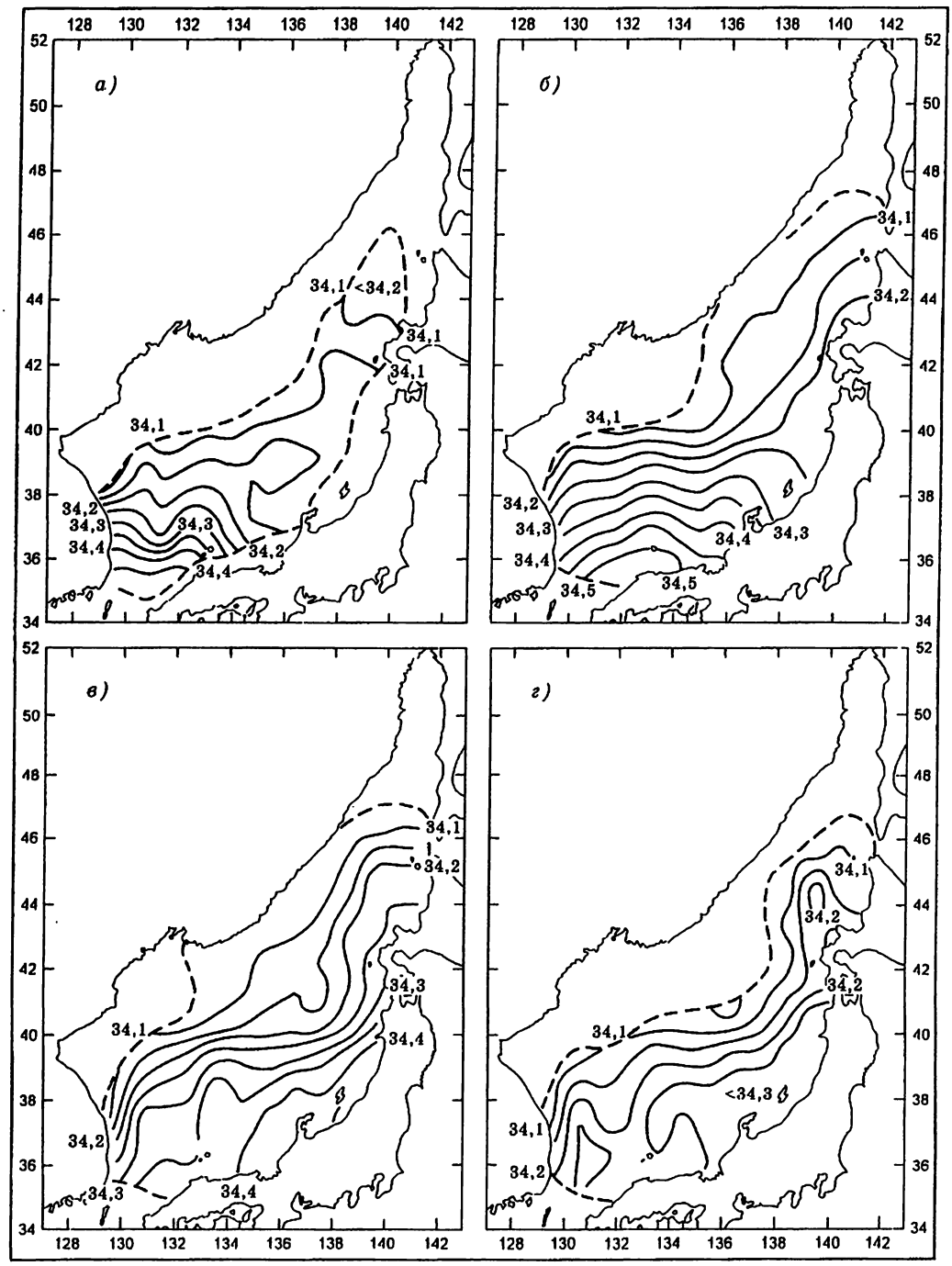


Рис. 20.8. Соленость (‰) в ядре тихоокеанской водной массы

а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

рования на юг и юго-восток и ее смешения с более солеными и более теплыми окружающими водами в ней происходит повышение солености.

Чтобы определить районы формирования этой водной массы для февраля были построены комбинированные схемы. Исходными данными для них послужили прежде всего выделенные по конфигурациям T,S-кривых характеристики промежуточной водной массы с пониженной соленостью. Дополнительно в северной и северо-западной частях моря были привлечены также характеристики верхнего квазиоднородного (конвективного) слоя в феврале. За глубину залегания ядра водной массы принималась половина глубины конвективного слоя.

Как следует из рис. 20.9, зимой ядро промежуточной водной массы с пониженной соленостью располагается наиболее близко к поверхности (на горизонте около 25 м) у берегов западной и северо-западной частей моря. По мере перемещения этих вод в системе течений в центральную и южную части моря происходит заглубление их ядра, которое на параллели 37° с. располагается на горизонтах 300—350 м. Весной и летом происходит заглубление ядра промежуточной водной массы с пониженной соленостью. Так, в феврале на параллели 39° с. оно располагалось на горизонтах 50—100 м, а в мае и августе переместилось в слой 250—300 м. Распределение глубин залегания ядра промежуточной водной массы с пониженной соленостью весной и летом также сходно с зимним распределением (минимальные значения наблюдаются на севере и западе рассматриваемой акватории моря, а максимальные — на юге). Вблизи южной границы ядро промежуточных вод весной и летом заглублено до 400 м. Осенью происходит только уменьшение пространственных градиентов глубины залегания ядра промежуточной водной массы.

Зимой температура в ядре промежуточной водной массы с пониженной соленостью максимальна (рис. 20.10). Это особенно проявляется в южной части рассматриваемого района моря. Интенсивная конвекция в районе к югу от параллели 41° с. не проникает до глубин, на которых располагается ядро рассматриваемой водной массы. Высокие значения температуры в ядре являются следствием осенней конвекции на акватории к северу от полярного фронта. В это время от прогретой поверхности на нижележащие горизонты передается значительное количество тепла. Затем эта сравнительно теплая водная масса с низкой соленостью перемещается на юг и юго-восток. По пути она обменивается теплом и солью с окружающими водами. Таким образом, вследствие адвективно-конвективных процессов к моменту максимального охлаждения поверхностных вод (февраль) образуется показанная на рис. 20.10 термическая структура в ядре промежуточных вод с низкой соленостью.

Весной и летом (см. рис. 20.10) температура в ядре промежуточных вод с пониженной соленостью минимальна, она близка к температуре слоя конвекции у материкового склона западной и северо-западной частей моря. Это служит подтверждением того, что источник промежуточных вод с пониженной соленостью располагается у берегов Приморья и Кореи. В середине осени пространственные градиенты температуры в ядре промежуточных вод с пониженной соленостью уменьшаются (см. рис. 20.10).

Существенное уменьшение в рассматриваемой водной массе зимой максимума температуры воды, а также пространственных градиентов температуры в остальные сезоны года, позволяют сделать вывод о ежегодном обновлении промежуточной водной массы с пониженной соленостью.

Соленость в ядре этих промежуточных вод в течение года изменяется в узких пределах — от 34,00 до 34,06 ‰. Наибольшие ее значения всегда выделяются в южной части, а минимальные характерны для северной и западной периферии выделенной водной массы. Соленость в ядре этой водной массы (как и температура) показывает, что возможные источники образования промежуточных вод с пониженной соленостью находятся в западной и северо-западной частях Японского моря.

В заключение отметим следующее. Средние многолетние значения температуры и солености отнесенные к центрам одноградусных квадратов, применение различных вариантов T,S-анализа, а также построение вертикальных профилей температуры и солености позволяют выделить в Японском море следующие водные массы.

1. **Поверхностная водная масса** формируется в результате прогрева и распреснения, а также конвективного перемешивания. Ее характеристики достаточно детально представляют схемы пространственного распределения температуры и солености на горизонте 0 м (рис. 18.28—18.30 и 19.16—19.18).

2. **Северная япономорская водная масса** располагается к северу от полярного фронта на горизонтах ниже сезонного пикноклина в теплое время года. Наиболее низкие значения температуры (от 0 до 1 °С) наблюдаются в западной и северо-западной частях моря, а максимум (2—4 °С) — на подходах к полярному фронту. Соленость изменяется от 33,0—33,5 ‰ у берегов Приморья и Кореи до 34,0 ‰ вблизи полярного фронта (рис. 18.34—18.36 и 19.22—19.24).

3. **Промежуточная водная масса Японского моря** (или **Japan (East) Sea Intermediate Water**, согласно [89, 92, 94, 119, 120, 123]) связана с осенне-зимним конвективным перемешиванием на шельфе и в присклоновых участках западной и северо-западной частей Японского моря. Системой течений эти воды перемещаются в район к востоку от Корейского полуострова. На пути следования холодные воды с пониженной соленостью смешиваются с глубинными водами и частично вклиниваются в тихоокеанскую водную массу. Ядро промежуточной водной массы Японского моря располагается на го-

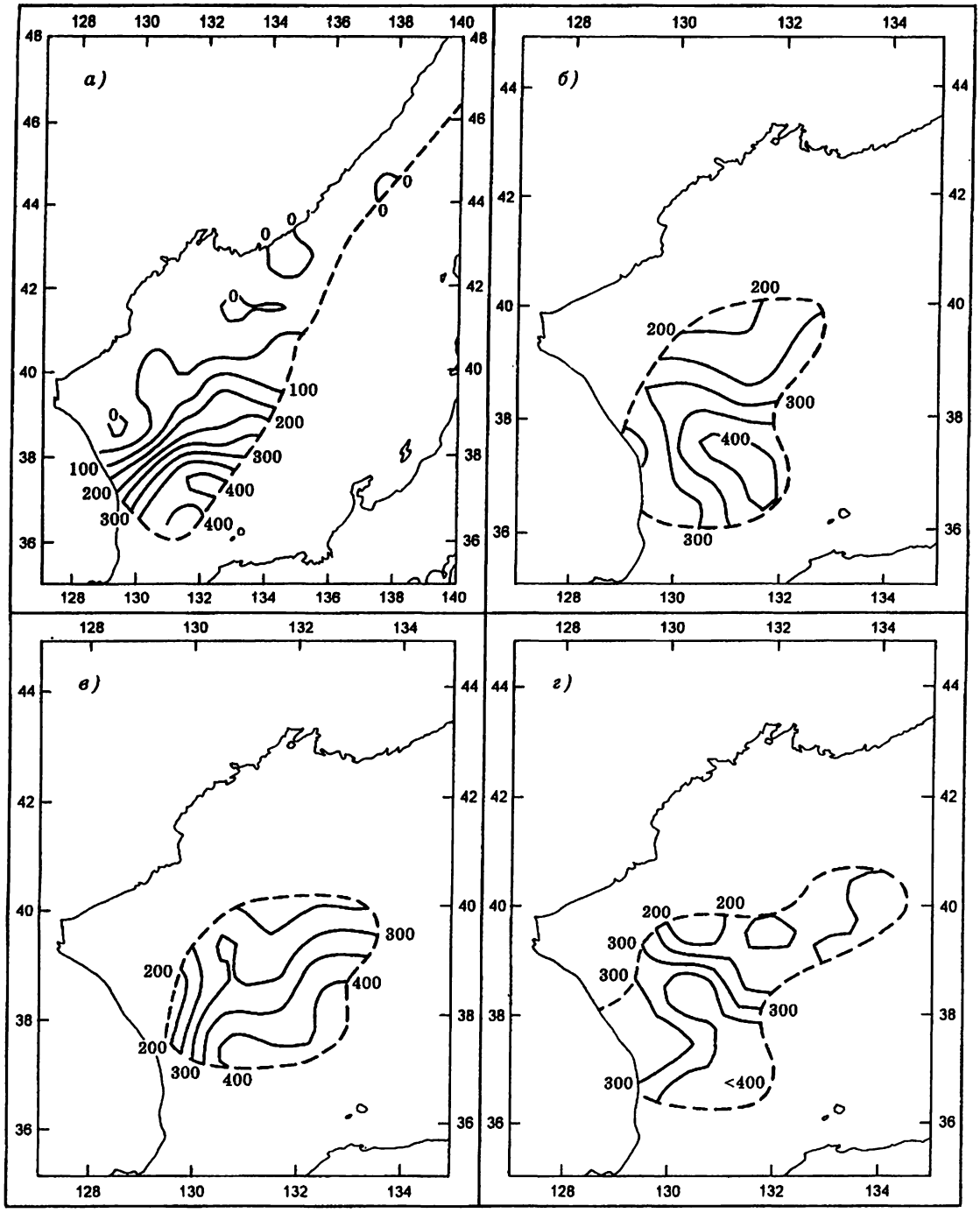


Рис. 20.9. Глубина залегания (м) ядра промежуточной водной массы Японского моря
а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

ризонтах 100—400 м. Максимальная температура в нем наблюдается зимой (2—7 °С). В остальные сезоны она составляет 0,6—1,8 °С. Соленость в ядре этих вод в течение года изменяется в довольно узких пределах (от 34,00 до 34,06 ‰). Максимальные значения температуры и солености водной массы всегда выделяются в южной части, а минимальные характерны для северной и западной периферии.

4. Тихоокеанская водная масса (или, как в [64, 92], **промежуточная водная масса с повышенной соленостью**). В ее пределах наблюдается постепенная трансформация тихоокеанских вод (при их перемещении от Корейского пролива на север и северо-восток). Зимой ее ядро выделяется на поверхности моря, а в остальные сезоны — на подповерхностных горизонтах. В районе Корейского пролива температура ядра этой водной массы составляет 13—15 °С, а на северной ее периферии не превышает 1—3 °С. Соленость в ядре водной массы также претерпевает значительные изменения: от 34,25—34,55 ‰ вблизи Корейского пролива до 34,08—34,10 ‰ на северной периферии.

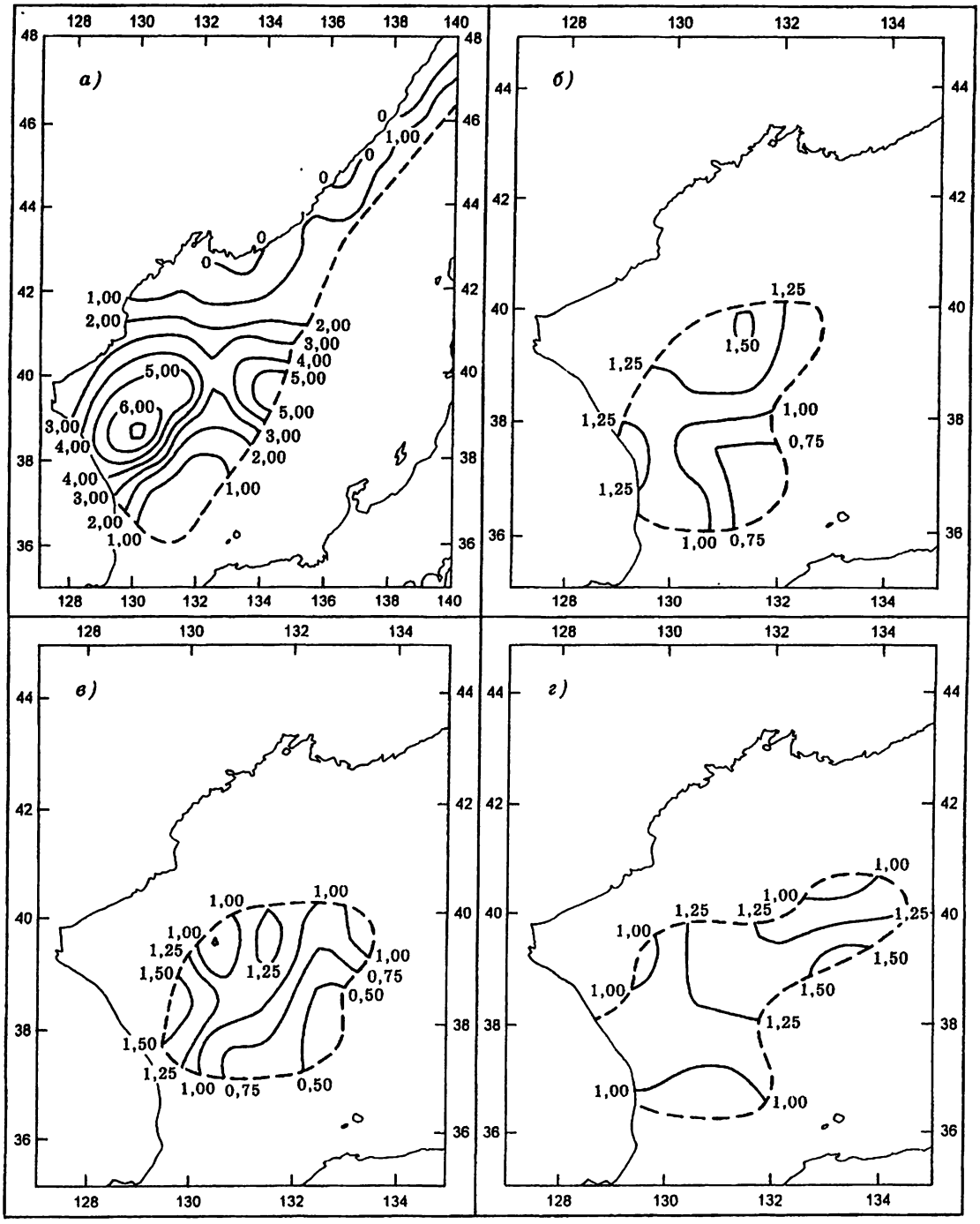


Рис. 20.10. Температура (°С) в ядре промежуточной водной массы Японского моря
а — февраль, *б* — май, *в* — август, *г* — ноябрь

5. **Глубинная водная масса** (некоторые исследователи [64, 116, 117, 125, 128] называют ее **собственной водой Японского моря**). Ее температура изменяется от 0,12 до 0,38 °С, а соленость от 34,04 до 34,09 ‰. Она распространяется от горизонтов 450—550 м до дна и занимает примерно 70 % объема вод моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова Е. Г., Галеркин Л. И., Монин А. С. Статистика температуры и солености поверхности Мирового океана // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 1. С. 205—208.

2. Агафонова Е. Г., Монин А. С. Статистика температуры и солености поверхности Атлантики // ДАН СССР. 1972. Т. 207, № 3. С. 586—588.

3. Агафонова Е. Г., Монин А. С. Термохалинная статистика поверхности Индийского океана // Океанология. 1973. Т. 13. Вып. 2. С. 235—237.

4. Алдошина Е. И. Тепловой баланс поверхности Японского моря // Тр. ГОИН. 1957. Вып. 35. С. 119—147.

5. Анисимов С. А., Райбман Н. С. О минимаксной идентификации // Автоматика и телемеханика. 1977. № 1. С. 76—83.

6. Багров Н. А. Разложение метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим // Тр. ЦИП. 1960. Вып. 106. С. 129—133.

7. Багров Н. А. Естественные составляющие малых выборок при большом числе параметров // Метеорология и гидрология. 1978. № 4. С. 5—14.

8. Баталин А. М. Тепловой баланс Дальневосточных морей // ДАН СССР. 1959. № 7. С. 1003—1010.

9. Бахвалов Н. С. Численные методы // М.: Наука, 1975. 632 с.

10. Бирюлин Г. М., Бирюлина М. Г., Микулич Л. В., Якунин Л. П. Летние модификации залива Петра Великого // Тр. ДВНИГМИ. 1970. Вып. 30. С. 286—299.

11. Бурков В. А. К методике изучения гидрологических явлений в приливных районах морей // Тр. ИОАН. 1961. Т. 38. С. 97—109.

12. Бышев В. И., Орлов В. С. О природе внутритермоклинной линзы на субполярном фронте в Северной Атлантике // Океанология. 1993. Т. 33, № 3. С. 340—346.

13. Вапняр Д. У., Шапкина В. Ф. О расчете элементов внутренних приливных волн и связанных с ними периодических колебаний температуры воды // Океанология. 1963. Т. 3, № 5. С. 814—823.

14. Васильев А. С., Макашин В. П. Вентиляция вод Японского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 1991. № 2. С. 71—79.

15. Веселова Л. Е., Шапкина В. Ф. Гидрологические наблюдения в приливных морях // Тр. ДВНИГМИ. 1964. Вып. 17. С. 54—61.

16. Винокурова Т. Т., Рачков В. И. Некоторые черты пространственно-временной изменчивости термических условий в прибрежных водах Приморья. Тихоокеан. НИИ рыб. х-ва и океаногр., Владивосток. 1983. 14 с. (деп. в ЦНИИТЭИРХ 15 июня 1983 г., 503 рх-Д83).

17. Вычислительные методы выбора оптимальных проектных решений. Киев: Наукова думка, 1977.

18. Дерюгин К. М. Японские гидрологические исследования в Японском и Охотском морях. Записки по гидрографии. Л.: Изд. гидрографического управления. 1930. Т. 59. С. 35—52.

19. Добролюбов С. А. Объемные характеристики антарктических промежуточных вод в Мировом океане // Вестник МГУ. Сер. 5. Географ. (деп. ВИНИТИ, № 1396-83). 1983. 15 с.

20. Дубровин Б. И. Объемный статистический *T,S*-анализ водных масс Аравийского и Красного морей // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 4. С. 642—645.

21. Дуванин А. И. Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат. 1960. 391 с.

22. Елисеева И. И., Юзбашев М. М. Общая теория статистики. М.: Финансы и статистика. 1998. 368 с.

23. Жабин И. А., Юрасов Г. И. Поверхностные термические фронты Японского и Охотского морей. Владивосток. Тихоокеан. океанол. ин-т. 1987. 15 с. (деп. в ВИНИТИ 20.03.87, № 1956-В87).

24. Жабин И. А., Грамм-Осипова О. Л., Юрасов Г. И. Ветровой апвеллинг у северо-западного побережья Японского моря // Метеорология и гидрология. 1993. № 10. С. 82—86.

25. Зуенко Ю. И., Юрасов Г. И. Водные массы северо-западной части Японского моря // Метеорология и гидрология. 1995. № 8. С. 50—57.

26. Зуенко Ю. И. Холодный подповерхностный слой в Японском море. Владивосток. Тихоокеан. НИИ рыб. х-ва и океаногр. 1992. 7 с. (деп. в ВНИЭРХ 19.03.92, № 1195-рх92).

27. Зуенко Ю. И. Термическая структура вод на шельфе Приморья // Геогр. исслед. шельфа дальневост. морей. Владивосток. 1993. С. 62—71.

28. Иванов В. А., Пелиновский Е. Н., Талипова Т. Г. Частота повторяемости высот внутренних волн в Средиземном море // Океанология. 1993. Т. 33, № 2. С. 180—183.

29. Истошин Ю. В. Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза // Труды океанографической комиссии. Т. 7. Морские гидрометеорологические прогнозы и расчеты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 52—97.

30. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З., Филюшкин Б. Н. О различении внутренних волн и турбулентности по данным о флуктуациях температуры в океане // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9, № 3. С. 272—292.

31. Климов С. М. Оценка крупномасштабной изменчивости температуры поверхностного слоя в зоне Цусимского течения // Тр. Дальневост. регион. НИИ Госкомгидромета, 1986. № 125. С. 3—10.

32. Коплан-Дикс И. С. Основы статистической обработки и картирования океанографических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 130 с.

33. Краусс В. Внутренние волны / Пер. с нем. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 272 с.

34. Ла Фонд Е. С. Внутренние волны // Море / Пер. с англ. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. С. 346—372.

35. Леонов А. К. Региональная океанография. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. Ч. 1. 766 с.

36. Леонов А. К. Водные массы Японского моря // Метеорология и гидрология. 1948. № 6. С. 61—78.

37. Лучин В. А., Манько А. Н. Сезонные изменения температуры и солености в деятельном слое вод Японского моря // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. 1999. С. 71—83.

38. Максименко Н. А. Внутритермоклинная линза в северо-западной части Тихого океана // Океанология. 1993. Т. 33, № 3. С. 333—339.

39. Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 1—296.

40. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 262 с.

41. Навроцкий В. В., Филюшкин Б. Н. Статистический анализ временных колебаний температуры в поверхностном слое моря // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1969. Т. 5, № 7. С. 714—723.

42. Навроцкий В. В., Пака В. Т., Карабашева Э. И. Характеристики термических неоднородностей на разрезах в Атлантическом океане // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1972. Т. 8, № 3. С. 307—320.

43. Нефедьев В. П. Глубинные водные массы морей Индонезии // Океанология. 1961. Т. 1, № 1. С. 36—45.

44. Павлычев В. П., Будаева В. Д., Хен Г. В. и др. Межгодовые изменения гидрометеорологических условий в основных районах промысла северо-западной части Тихого океана и возможности их прогнозирования // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. Сборник научных трудов ВНИРО. М., ВНИРО. 1989. С. 124—141.

45. Панфилова С. Г. Температура вод. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Под ред. В. Н. Степанова. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 155—169.

46. Панфилова С. Г. Соленость вод. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Под ред. В. Н. Степанова. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 170—178.

47. Погодин А. Т., Шатилина Т. А. О сезонной и межгодовой изменчивости температуры воды в северной части Татарского пролива (Японское море). Тихоокеан. НИИ рыб. х-ва и океаногр. Владивосток. 1993. 73 с. (деп. в ВНИЭРХ 10.03.94, 1257-рх94).

48. Покудов В. В. Водо- и теплообмен Японского моря через Корейский пролив в летнее время // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 11—23.

49. Покудов В. В., Манько А. Н., Хлусов А. Н. Особенности гидрологического режима вод Японского моря в зимний период // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 60. С. 74—115.

50. Покудов В. В., Власов Н. А. Температурный режим прибрежных вод Приморья и острова Сахалин по данным ГМС // Тр. ДВНИИ. 1980. Вып. 86. С. 109—118.

51. Плотников В. В. Использование алгоритмов многоцелевой оптимизации при решении задач гидрометеорологических (ледовых) прогнозов // Метеорология и гидрология. 1988. № 8. С. 57—66.

52. Радзиховская М. А. Водные массы Японского моря. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Под ред. В. Н. Степанова. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 108—131.

53. Рачков В. И. Сезонные изменения химико-гидрологических условий верхней зоны в северной части Японского моря. Владивосток. Тихоокеан. НИИ рыб. х-ва и океаногр. 1989. 19 с. (деп. в ВНИЭРХ 07.08.89, № 1048-рх89).

54. Ростов И. Д., Грабовский Б. Ф., Деменок В. Н. О формировании тонкой термической структуры вод в шельфовой зоне моря // Гидрофиз. исслед. сев.-зап. части Тих. океана. Владивосток. 1978. С. 47—53.

55. Сабинин К. Д. О связи короткопериодных внутренних волн с вертикальным градиентом плотности в море // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1966. Т. 2, № 8. С. 872—882.

56. Сабинин К. Д. К определению параметров внутренних волн по данным буксируемой гирлянды термисторов // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1969. Т. 5, № 2. С. 208—211.

57. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 288 с.

58. Уранов Е. Н. Прогноз многолетних колебаний термического режима вод у юго-западного берега Сахалина // Изв. ТИНРО. 1968. Т. 65. С. 212—220.

59. Филюшкин Б. Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана. Океанологические исследования. 1968. № 19. С. 22—69.

60. Фукс В. Р. К вопросу о причинах периодической изменчивости температуры воды в море // Метеорология и гидрология. 1958. № 5. С. 59—61.

61. Фукс В. Р. К вопросу о репрезентативности океанографических наблюдений // Изв. ТИНРО. 1960. Т. 46. С. 251—256.

62. Ханайченко Н. К. О вероятности определения средней температуры воды за приливной период по разовым наблюдениям в море // Тр. ГОИН. 1957. Вып. 40. С. 91—97.

63. Хела И., Левасту Т. Промысловая океанография / Пер. с англ. М.: Изд-во Пищ. пром-сть, 1970. 184 с.

64. Хидака К. Японское море // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. С. 626—631.

65. Чалышева Н. И. Перераспределение тепла течениями в Японском море // Тр. ГОИН. 1957. Вып. 35. С. 102—119.

66. Шор Н. З. Методы минимизации недифференцируемых функций и их приложение. Киев: Наукова думка, 1979. 199 с.

67. Шренк Л. И. Очерк физической географии Северо-Японского моря. СПб., 1869. 254 с.

68. Шренк Л. И. О течениях Охотского, Японского и смежных с ними морей. СПб., 1874. 206 с.

69. Юрасов Г. И. Сезонная изменчивость температуры вод Японского моря // Исслед. океанолог. полей Индийского и Тихого океанов. Владивосток. 1977. С. 62—69.

70. Юрасов Г. И. Особенности структуры и динамики вод северной части Японского моря // Тихоокеан. океанол. ин-т ДВО РАН, Владивосток. 1995. 28 с. (деп. в ВИНИТИ 19.01.95, 468—В95).

71. Bockel M. Traveaux océanographies de l'«Origny» á Gibraltar // Cahiers Océanographigues. 1962. Т. 14, No. 4. P. 325—329.

72. Lee C.-K., An H.-S., Shin H.-R. 98 Creams observation and water properties of the ulleung basin: long term change // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 35—37.

73. Cochrane J. D. The frequency distribution of surface water characteristics in the Pacific Ocean // Deep-Sea Res. 1956. Vol. 4, No. 2. P. 45—53.

74. Danchenkov M. A., Aubrey D. Meander of the Tsushima current as possible source of the Japan sea proper water // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 23—26.

75. Fine R. A., Moores C. N., Millero F. J. Effects of nonlinear pressure-volume-temperature properties on the potential energy distribution in the Atlantic Ocean // Deep Sea Res. 1978. Vol. 25. P. 15—22.

76. Fukuoka J. An analysis of hydrographical condition along the Tsushima warm current in the Japan Sea // Rec. Oceanogr. Works. Japan. 1962. Vol. 6, No. 2. P. 9—30.

77. Fukuoka J. Characteristics of hydrography of the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1962. Vol. 20. P. 180—188.

78. Fukuoka J. Hydrography of the adjacent sea. The circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1965. Vol. 21, No. 3. P. 95—102.

79. Fukuoka J., Misumi A. Sinking in the Japan Sea // Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ. 1977. Vol. 28, No. 3. P. 143—153.

80. Gamo T., Horibe Y. Abyssal circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1983. Vol. 39, No. 5. P. 220—230.

81. Gamo T., Nozaki Y., Sakai H., Nakai T., Tsubota H. Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer // J. Mar. Res. 1986. Vol. 44, No. 4. P. 781—793.

82. Gascard J.-C. Open ocean convection and deep water formation revisited in the Mediterranean, Labrador, Greenland and Weddell Seas // In Deep convection and deep water formation in the Oceans. 1991. P. 157—181.

83. Helland-Hansen B. Nogen hydrografiske metoder // Foeh, ved de skandinaviske Naturforskeres 16 de mote. Iuli 1916. S. 357. Kristiania. 1918. P. 357—359.

84. Isoda J., Nishihara M. Behavior of warm eddies in the Japan Sea // Umi to sora. 1992. Vol. 67. P. 231—243.

85. Kawamura H., Yoon J.-H., Kim C.-H. The formation of the intermediate and deep water in the Japan/East Sea // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January. 1999. Fukuoka, Japan. P. 156—159.

86. Killworth P. D. Deep convection in the world ocean // Rev. Geophys. Space Phys. 1983. Vol. 21. P. 1—26.

87. Kim K., Chung J.-Y. On the salinity-minimum and dissolved oxygen-maximum layer in the East Sea (Sea of Japan) // Ocean Hydrodyn. Jap. and East China Seas, Amsterdam e. a., 1984. P. 55—65.

88. Kim K., Kim K.-R., Cho Y.-K. et al. Preliminary report on the CTD and chemical observations during Creams' 95 summer expedition. Proceedings of fourth Greams workshop, r/v Okean. Vladivostok. February 12—13, 1996. P. 45—50.

89. Kim K., Kim Y.-G., Kim K.-R. et al. Water masses and hydrography of the East Sea in winter // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 59—62.

90. Kim K., Kim K.-R., Takematsu M., Yoon J.-H., Volkov Y. Water masses and their vertical structure in the East (Japan) Sea; new findings from Creams // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 337— 340.

91. Kim K., Kim Y.-G., Cho Y.-K. et al. Basin-to-basin and year-to-year variation of temperature and salinity characteristics in the East Sea (Sea of Japan) // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 3—6.

92. Kim Y.-G., Kim K. Intermediate Waters in the East/Japan Sea // J. Oceanography. 1999. Vol. 55. P. 123—132.

93. Kim Y.-G., Kim K., Kim K.-R. Intermediate and deep waters in the Japan Sea // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 39—42.

94. Kim K.-J., Seung Y.-H. Formation and Movement of the ESIW as Modeled by MICOM // J. Oceanography. 1999. Vol. 55. P. 369—382.

95. Kim K.-R., Kim K. What is happening in the East Sea (Japan Sea)? // Recent chemical observations during Creams 93—96 // J. Korean Soc. Oceanogr. 1996. Vol. 31. P. 164—172.

96. Kim K.-R., Park M.-K., Park S.-Y. et al. The East Sea (Japan Sea) in changes // Recent chemical observations during Creams 93—96. Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 237—240.

97. Kitani K., Uda M. Variability of the deep cold water in the Japan sea. Particularly of the abnormal cooling in 1963 // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1969. Vol. 25, No. 1. P. 10—20.

98. Kolpack R. L. Temperature and salinity changes in the Tsushima current // La Mer. 1982. Vol. 20, No. 4. P. 199—209.

99. Luchin V. A., Rykov N. A., Varlamov S. M. Variability of the lower boundary of the winter convection in the Japan Sea. Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 297—302.

100. Miita T., Tawara S. Seasonal and secular variations of water temperature in the east Tsushima strait // J. Oceanogr. Soc. Jap. 1984. Vol. 40, No. 2. P. 91—97.

101. Minami H., Hashimoto Y., Konishi Y., Daimon H. A statistical characteristics of oceanographical conditions in the Japan Sea // Umi to Sora. 1987. Vol. 62, No. 4. P. 163—175.

102. Minobe S. Interdecadal temperature variation of deep water in the Japan Sea (East Sea) // Proceedings of fourth Creams workshop, r/v Okean, Vladivostok. 12—13 February. 1996. P. 81—88.

103. Montgomery R. B. Characteristics of surface water at Weather Schip // J. Pap. In Mar. Biol. and Oceanogr. Deep-Sea Res. 1955. Vol. 3. P. 331—333.

104. Moriyasu S. Hydrography of the Japan Sea // Kaye Kagaku. 1972. Vol. 4, No. 3. P. 27—33.

105. Moriyasu S. The Tsushima Current // Kuroshio. Its. Phys. Aspects. Tokyo Univ. Press. 1972. P. 353—370.

106. Naganuma K. The oceanographic Fluctuations in the Japan Sea // Kaye Kagaku. 1977. Vol. 9, No. 2. P. 65—69.

107. Nakamura K. Interannual variation of the water temperature in the southern part of the Japan Sea // Umi to sora. 1992. Vol. 67. Extra Number. P. 217—230.

108. Nitani H. On the deep and bottom waters is the Japan Sea // Research in hydrography and oceanography / Ed. D. Shoji. Hydr. Dept. of Japan Maritime Safety Agency, Tokyo. 1972. P. 151—201.

109. Noh Y., Jang C.-J., Kim H.-J. Large eddy simulation of open ocean deep convection with application to the deep water formation in the East Sea (Japan Sea) // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 128—131.

110. Pavlychev V. P., Teterin A. I. Interannual changes of thermal conditions in the north-western Japan Sea // Proceedings of fourth Creams workshop, r/v Okean. Vladivostok. 12—13 February. 1996. P. 71—75.

111. Ponomarev V. I., Salyuk A. N., Bychkov A. S. The Japan Sea water variability and ventilation processes // Proceedings of fourth Creams workshop, r/v Okean. Vladivostok. 12—13 February. 1996. P. 63—69.

112. Ponomarev V. I., Salyuk A. N. The climate regime shifts and heat accumulation in the Sea of Japan // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 157—161.

113. Riser S. C. Long — term variation in the deep ventilation of the Japan/East Sea // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 31—34.

114. Riser S. C., Warner M. J., Yurasov G. I. Circulation and mixing water masses of Tatar Strait and northwestern boundary region of the Japan Sea // J. Oceanog. 1999. Vol. 55. P. 133—156.

115. Ryabov O. On a bottom water origin of the Japan Sea // Proceedings of the Creams'94 international symposium. 24—26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 91—94.

116. Senjyu T., Sudo H. The upper portion of the Japan Sea Proper Water. It's source and circulation as deduced from isopicnical analysis // J. Oceanogr. 1994. Vol. 50. P. 663—690.

117. Senjyu T., Sudo H. Structure and circulation of the upper portion of the Japan Sea proper water // Proceedings of the Creams'94 international symposium. 24—26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 95—98.

118. Senjyu T., Isobe A., Takematsu M. et al. Preliminary report on Creams winter cruises: observation of deep water formation // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 51—54.

119. Senjyu T., Minami H. Formation and Eastward Advection of the Intermediate Water in the Japan Sea // Proceedings of the Creams' 99 international symposium. 26—28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 48—51.

120. Senjyu T. The Japan Sea Intermediate Water; Its Characteristics and Circulation // J. Oceanogr. 1999. Vol. 55. P. 111—122.

121. Seung Y.-H., Yoon J.-H., Danchenkov M. A. Some features about winter convection in the Japan Sea // Proceedings of the Creams'94 international symposium. 24—26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 89—90.

122. Seung, Y.-H., Yoon J.-H. Some features of winter convection in the Japan Sea // J. Oceanogr. 1995. Vol. 51. P. 61—73.

123. Shin C.-W., Byun S.-K., Kim C., Seung Y.-H. Southward Intruding East Sea Intermediate Water into Ulleung Basin // Proceedings of the Creams' 97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 67—70.

124. Suda K. On the bottom water in the Japan Sea-prediction // J. Oceanogr. 1932. Vol. IV (1). Kobe, Japan. P. 221—241 (in Japanese).

125. Sudo H. A note on the Japan Sea Proper Water // Prog. Oceanogr. 1986. Vol. 17. P. 313—336.

126. Sudo H. A note on the Japan Sea Proper Water // Progr. Oceanogr. 1987. Vol. 17, No. 3—4. P. 313—336.

127. Tanioka K. The oceanographical conditions of the Japan Sea. 2. Warm, cold and salt waters in the Japan Sea // Umi to sora. 1962. Vol. 38, No. 4. P. 115—128.

128. Uda M. Hydrographical studies based on simultaneous oceanographical surveys made in Japan Sea and in its adjacent waters during May and June 1932 // Records of oceanographicworks in Japan. 1934. Vol. 6, No. 1. P. 19—107.

129. Varlamov S. M., Dashko N. A., Kim Y.-S. Climate change in the Far East and Japan Sea area for the last 50 years // Proceeding of the CREAMS`97 International Symposium. 1997. P. 163—166.

130. Wakatsuchi M. A possible location of sinking of the Japan Sea bottom water formation. Proceedings of fourth Creams workshop, r/v Okean. Vladivostok. February 12—13, 1996. P. 57—61.

131. Watanabe T., Hanawa K., Toba Y. Analysis of yeart-to-year variations of water temperature along the coast of the Japan Sea // Progr. Oceanogr. 1986. Vol. 17, No. 3—4. P. 337—357.

132. Worthington L. Vol. The water masses of the World Ocean: some results of a fine-scale census // Evolution of Physical Oceanography / Eds B. A. Warren, C. Wunsch. 1981. MIT Press, Cambridge. MA. P. 42—69.

133. Yasui M., Yasuoka T., Tanioka K., Shiota O. Oceanographic studies of the Japan Sea. I. Water characteristics // Oceanogr. Mag. 1967. Vol. 19, No. 2. P. 177—192.

134. Zuenko Y. I. The year-to-year temperature variation of the main water masses in the north-western Japan Sea // Proceedings of the Creams'94 international symposium. 24—26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 115—118.

ЧАСТЬ V. ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

21. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Наблюдения над приливами в Японском море проводились русскими мореплавателями начиная с 1859 г. Эти наблюдения не имели систематического характера и помещались в описаниях, отчетах о плавании, рапортах и донесениях отдельных лиц; впоследствии они были обобщены в различных периодических изданиях, главным образом по линии Морского министерства и Географического общества. Так, в 1859 г. проливом Босфор Восточный в бухту Золотой Рог вошел первый русский корабль. Это был военный транспорт «Маньчжур» под командованием капитан-лейтенанта Шефнера. Корвет «Гридень» под командованием капитан-лейтенанта Эгершельда был первым судном, зимовавшим в 1860-61 г. в бухте Золотой Рог. На северный берег этой бухты 2 июля (20 июня) 1860 г. с транспорта «Маньчжур» высадились 40 солдат четвертого линейного батальона Восточно-Сибирского полка во главе с прапорщиком Комаровым, которые основали здесь военный порт. Описания зал. Петра Великого и сведения о приливах, помещенные в сообщениях этих офицеров, были систематизированы в Лоциях северо-западной части Восточного океана, изданных в 1901 и 1904 гг. Главным гидрографическим управлением Морского министерства. Составители лоций — офицеры русского флота С. Р. Де-Ливрон и М. А. Клыков — широко использовали отчеты о гидрографических работах, выполненных начиная с 1860 г. в заливе и на Приморском побережье Японского моря; в отчетах приводились также сведения о приливах.

О наблюдениях над уровнем Японского моря впервые упоминает в 1798 г. Лаперуз в своем отчете о плавании в Японском море в 1791 г.; это были сведения о высоте прилива в зал. Терней. В 1854 г. Шренк выполнил наблюдения над высотой прилива в зал. Де-Кастри. О наблюдениях над уровнем в некоторых пунктах Японского моря можно отыскать данные и в различных номерах Морского сборника за XIX столетие.

В 1874 г. был опубликован очерк Л. И. Шренка [11] о физической географии Северо-Японского моря, где отмечалось: «До сих пор имеются лишь случайные и вскользь брошенные замечания об общем направлении приливных и отливных волн в Северо-Японском море и Амурском лимане да несколько известий о высоте прилива в некоторых пунктах этого моря. Правильных, продолжавшихся несколько лет кряду наблюдений над приливом и отливом, насколько мне известно, до сих пор еще нигде в Японском море не было сделано или, по крайней мере, еще не опубликовано».

Первая уровенная рейка была установлена в Японском море в январе 1875 г. в бухте Золотой Рог, а в 1925 г. здесь был установлен постоянный самописец уровня моря. В 1911 г. Гидрографическая экспедиция Восточного океана установила самописец уровня моря в зал. Де-Кастри. Этой экспедицией в начале XX столетия в нескольких пунктах Японского моря были проведены также наблюдения над уровнем продолжительностью до 15 сут; по ним были определены значения прикладных часов и величины приливов.

Большой материал по приливам был собран экспедициями Управления портовых изысканий Тихого океана, организованным во Владивостоке в 1925 г. В 1942 г. Управление гидрографической службы Тихого океана установило наблюдения над уровнем моря в бухте Рудная Пристань и в Александровском порту на о. Сахалин.

В настоящее время на российском материковом побережье Японского моря мареографные наблюдения (самописец типа СУМ) проводятся во Владивостоке, Посьете, Находке, Рудной Пристани, Де-Кастри, а на сахалинском побережье — в Углегорске, Холмске, Невельске. В Советской Гавани мареографные наблюдения прекращены в 1930 г.

В Японии, по сведениям С. Огура [15], систематические наблюдения над приливами Японского моря стали проводиться с конца XIX столетия.

В 1904 г. была опубликована работа Гарриса [13], в которой помещены сведения о распространении приливных волн в Японском море. Гаррис исходил из ошибочного представления о том, что в мелководных морях происходит быстрое рассеивание приливной энергии и приливная волна имеет поступательный характер. Согласно данным Гарриса, полусуточная приливная волна после прохождения Корейского пролива на севере образует амфидромическую систему, а дальше, вплоть до прол. Невельского, распространяется как волна поступательная.

В 1933 г. вышло прекрасное обширное исследование по приливам Японского моря С. Огура [15], которое не потеряло своего значения до сих пор. Огура систематизировал все имеющиеся к тому времени в его распоряжении гармонические постоянные приливных колебаний уровня моря. Большинство этих данных относится к японскому и корейскому побережью, юго-западному побережью о. Сахалин и Корейскому проливу; слабо освещено наблюдениями Приморское побережье и почти не освещен Татарский пролив, за исключением его южного района. В работе [15] даны гармонические

постоянные уровня моря для волн M_2, S_2, K_1, O_1, негармонические постоянные приливов и гармонические постоянные приливного течения для Сангарского пролива. Приводятся также приливные карты полусуточного и суточного приливов. Для полусуточного прилива (волна M_2) показаны две амфидромические системы (на севере Корейского и юге Татарского проливов); для суточного прилива (волна K_1) определены амфидромические системы на севере Корейского пролива, в западном районе прол. Лаперуза и узловая зона в Сангарском проливе. Последующие исследования показали, что эти карты достаточно надежно отображают распространение приливных волн в Японском море.

Позже были предприняты крупные работы по систематизации и районированию приливов Японского моря: А. Е. Крафтом и К. Н. Соловейчик в 1943 г., А. Е. Крафтом в 1956 и 1959 гг., К. Н. Соловейчик в 1956 и 1959 гг., Р. А. Деевой в 1972, 1975, 1976, 1977 и 1986 гг. — главным образом для составления и уточнения справочных и навигационных пособий по приливам.

Большое внимание уделено также изучению распространения приливных волн как в целом для моря, так и для его отдельных районов. Это работы Р. А. Деевой в 1977 г., Т. И. Супранович, Т. Н. Чупахиной, Т. Т. Нечаюк [7], К. Т. Богданова [1] — для Японского моря; Т. И. Супранович в 1960 г., Т. И. Супранович, Т. Н. Чупахиной, Т. Т. Нечаюк [8] — для Татарского пролива, Т. И. Супранович в 1976 г. — для зал. Петра Великого. Полученные сведения в основных чертах согласуются друг с другом.

Отметим предпринятую в 1960 г. Л. Ю. Преображенским [5] неудачную попытку построить для Японского моря приливную карту волны M_2 на основе численных расчетов по схеме Г. В. Полукарова [6]. На этой карте показана только одна амфидромическая система в северном районе Корейского пролива; амфидромическая система в южном районе Татарского пролива не получилась.

Опубликованные в Японии [14] карты амплитуд и изофаз волн M_2 и K_1 мало отличаются от приливных карт Р. А. Деевой в 1977 г., Т. И. Супранович и др. [7], К. Т. Богданова [1], за исключением приливной карты для суточного прилива, узловая зона которого в Сангарском проливе не получилась.

Приливные течения Японского моря рассматривались в работах ряда авторов. В 1956 г. К. Н. Соловейчик определила, что в порту Владивосток наблюдаются приливные течения неправильного суточного и суточного типа. Т. И. Супранович в 1960 г. на основе сведений о приливных колебаниях уровня и приливных течениях исследовала распространение суммарной приливной волны в Татарском проливе. Метод кинематического анализа приливов дает возможность проследить на больших акваториях взаимосвязь приливных колебаний уровня и приливных течений (начало и развитие фаз прилива, отлива, их смены и т. д.). Он объединяет в единый колебательный процесс (явление прилива) два различных, но взаимосвязанных его проявления — колебания уровня и течения.

В 1989 г. Т. И. Супранович [9] получила для Татарского пролива сведения о максимальной и средней скорости суммарного течения в поверхностном слое; исследование проводилось на основе ряда, охватывающего изменчивость течений за период 18,6 лет (суммарное течение в данном случае формируется главным образом приливным).

В 1991 г. в монографии Г. И. Юрасова и В. Г. Яричина «Течения Японского моря» [12] была приведена общая характеристика приливных течений, рассматривались вопросы их формирования, изменчивости во времени, взаимосвязи с приливными колебаниями уровня, а также режим течений в отдельных районах — проливах Татарском и Корейском.

22. ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ

Поскольку общая площадь поперечного сечения проливов Лаперуза и Сангарского составляет лишь 1/8 часть площади поперечного сечения Корейского пролива, а поперечный разрез прол. Невельского (через него в Татарский пролив входит приливная волна Охотского моря) очень мал, то приливная волна в Японское море поступает в основном из Восточно-Китайского моря через широкий и сравнительно глубокий Корейский пролив. Внутренние колебания водной массы всего Японского моря незначительны [4].

Характеристика приливных волн в Японском море проводится на основе анализа приливных карт для составляющих волн M_2, S_2, K_1 и O_1, а для Татарского пролива — также анализа вертикальных орбит поверхностных водных частиц в приливной волне и анализа изаллогипс с совмещенными с ними данными о течениях; для зал. Петра Великого распространение приливных волн рассматривается по значениям котидального часа полусуточного и суточного приливов в различных пунктах залива.

На рис. 22.1—22.2 приводятся приливные карты для составляющих волн M_2, K_1, S_2 и O_1, построенные с помощью метода изогипс Т. И. Супранович и др. [7]. В основу положены расчеты по 140 приливным пунктам, выбранным из отечественных и зарубежных источников. Пункты по побережью Японского моря распределены довольно равномерно. Метод изогипс, изложенный в работе В. В. Тимонова [10], как показали исследования многих авторов, вполне оправдал себя. Он основан на том, что нулевая изогипса соответствует по своему положению котидальной линии прилива и оцифровка ее отстоит по времени на четверть периода волны (относительно того момента времени, для которого строится карта для данной нулевой изогипсы). При

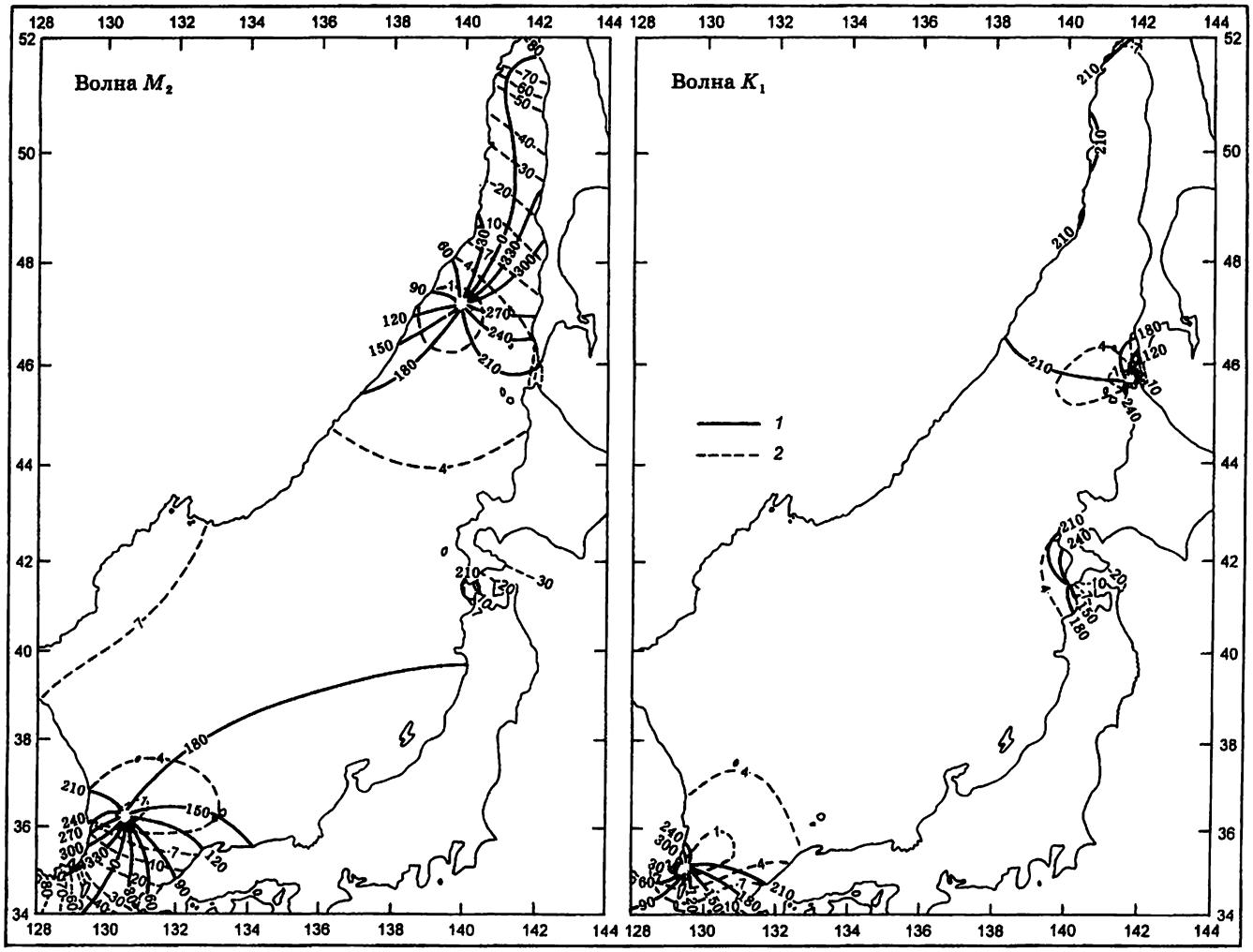


Рис. 22.1. Приливная карта для составляющих волны M_2, K_1
1 — изофазы, *2* — изоамплитуды

построении карт уровенной поверхности учитывается скорость распространения приливной волны в соответствии с глубиной места.

Отметим, что в настоящее время приливные карты строятся по времени нулевого пояса, благодаря чему есть возможность сопоставить эти данные с аналогичными данными для других районов.

На приливной карте для составляющей волны M_2 (см. рис. 22.1) определяются две амфидромические системы — на севере Корейского пролива и в центральной части Татарского пролива, так же как на картах Огура [15] и Деевой в 1977 г. Но амфидромическая точка в Татарском проливе сдвинута влево, ближе к материковому берегу по сравнению с данными Огура. Согласно результатам исследований [7], волна M_2 в Японском море является почти стоячей. В центральной части моря распространение полусуточной приливной волны отличается от полученного в работах Огура [15] и Деевой в 1977 г. Из рис. 22.1 следует, что амфидромическая система в северной части Корейского пролива является замкнутой, и ни одна из линий изофаз не может проходить через центральные районы моря, как это показано на карте Деевой в 1977 г. для 3 ч, поскольку на карте изогипс, соответствующей этому моменту времени, на материковых и островных пунктах везде отмечены положительные значения уровня.

Суточная приливная волна K_1 в Японском море (см. рис. 22.1) образует две амфидромические системы, расположенные у входа в Корейский пролив и в прол. Лаперуза, и узловую зону в Сангарском проливе. Существенно иначе, чем считалось ранее, распространяется суточная приливная волна в Татарском проливе (так, по данным Деевой, в пределах пролива не прослеживается ни одной линии изофаз).

В целом представленные приливные карты (см. рис. 22.1, 22.2) подробно отображают картину приливных движений в Японском море. Эти данные хорошо согласуются и с работой К. Т. Богданова [1].

22.1. Татарский пролив

Приливные движения в Татарском проливе изучались двумя методами: с помощью анализа вертикальных орбит поверхностных водных частиц в приливной волне и изаллогипс с совмещенными с ними данными о течениях. Первый метод разработан Ю. М. Крыловым [3], второй — В. В. Тимоновым [10].

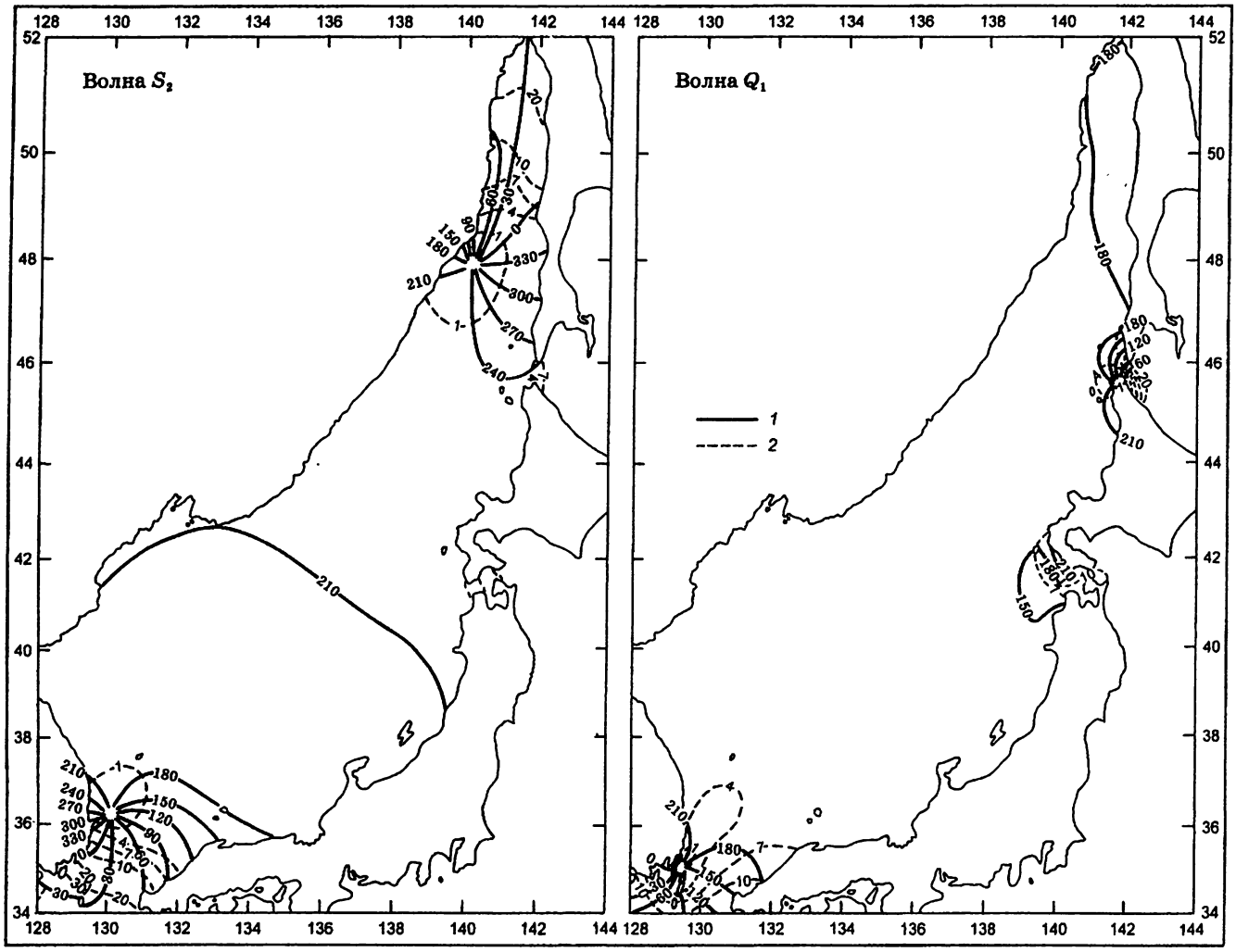


Рис. 22.2. Приливная карта для составляющих волны S_2, O_1
1 — изофазы, *2* — изоамплитуды

Крылов [3] на основе классической каналовой теории волн бесконечно малой амплитуды показал, что при рассмотрении орбит поверхностных водных частиц в приливной волне удобно уменьшить масштаб по горизонтальной оси в $\lambda/2\pi H$ раз (здесь λ — длина волны, H — средняя глубина бассейна). При таком масштабе орбиты частиц в прогрессивной волне превращаются в окружности. При наличии элемента стоячей волны эти окружности деформируются в наклонные эллипсы, но направление вращения не изменяется. Большая полуось эллипса располагается по направлению движения частиц в стоячей волне и равна сумме амплитуд падающей и отраженной волн, а малая полуось равна разности этих амплитуд. Приливные орбиты позволяют вычислить амплитуды падающей, отраженной, поступательной и стоячей волн по формулам: $(\alpha + \beta)/2$ — амплитуда падающей волны, $(\alpha - \beta)/2$ — амплитуда отраженной волны, β — амплитуда поступательной волны, $(\alpha - \beta)$ — амплитуда стоячей волны (здесь α — большая полуось вертикальной продольной орбиты, β — малая полуось вертикальной продольной орбиты).

В Татарском проливе для нескольких пунктов были построены вертикальные продольные орбиты частиц воды (рис. 22.3). Станция *4* расположена на юге пролива вблизи м. Кузнецова, станция *3* — в центральной части пролива вблизи маяка Орлова, станция *2* — в центральной части пролива вблизи м. Сулуева, станция *1* — в северной части пролива вблизи г. Александровска-Сахалинского. Орбиты, полусуточные или суточные, построены не для всех станций ввиду того, что в некоторых из них приливные составляющие имеют небольшие значения. Из рис. 22.3 следует, что приливные волны (полусуточные и суточные) везде распространяются с юга на север.

В Татарском проливе полусуточные составляющие имеют преобладающее влияние. Амплитуда па-

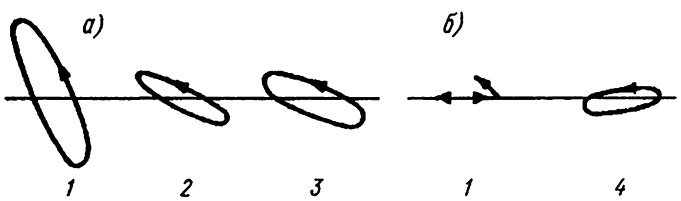


Рис. 22.3. Вертикальные продольные орбиты частиц воды в приливной волне вдоль западного побережья о. Сахалин
а — полусуточная составляющая (M_2), *б* — суточная составляющая (K_1), *1—4* — номера пунктов

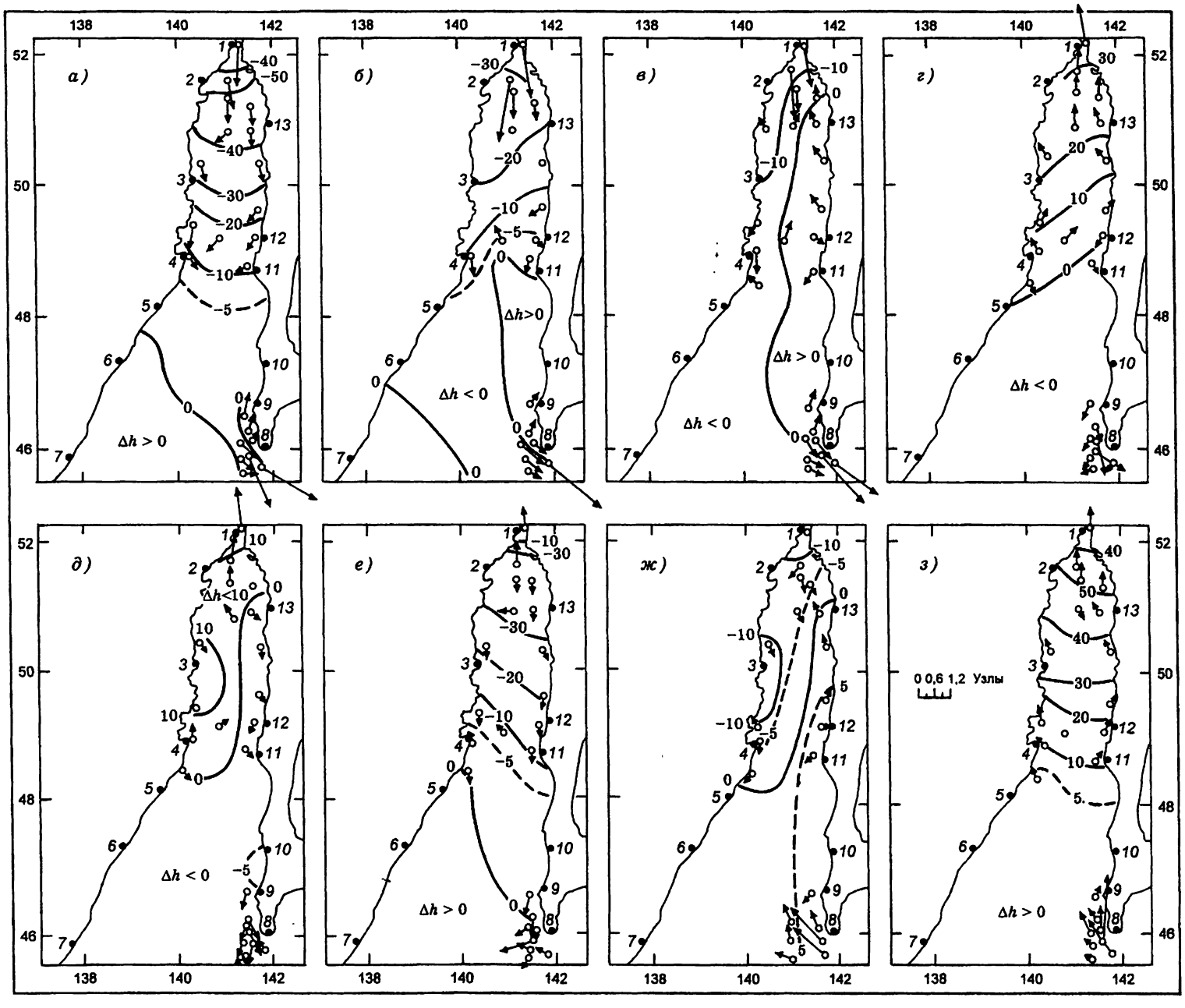


Рис. 22.4. Изаллогипсы и течения для средних суток

а) 0—1 ч, *б*) 2—3 ч, *в*) 3—4 ч, *г*) 8—9 ч, *д*) 9—10 ч, *е*) 11—12 ч, *ж*) 15—16 ч, *з*) 18—19 ч; *1* — м. Лазарев, *2* — Де-Кастри, *3* — м. Сюркум, *4* — Советская Гавань, *5* — Гроссевичи, *6* — м. Золотой, *7* — м. Белкина, *8* — м. Крильон, *9* — Невельск, *10* — Холмск, *11* — м. Ламанон, *12* — Углегорск, *13* — Александровск-Сахалинский

дающей полусуточной волны в некоторых пунктах почти в 15 раз больше амплитуды падающей суточной волны (табл. 22.1). Стоячая слагающая везде значительно больше поступательной слагающей. Таким образом, в Татарском проливе наблюдается прогрессивно-стоячая приливная волна с большой долей стоячей слагающей.

Таблица 22.1

Амплитуды (см) для приливных волн

	Пункт	Волна			
		падающая	отраженная	поступательная	стоячая
M_2	1	15,0	5,4	4,2	19,8
	2	10,0	4,5	1,0	9,0
	3	10,5	3,6	3,0	7,8
K_1	1	1,1	0,8	0,3	1,6
	4	6,8	3,6	3,2	7,3

Разработанный В. В. Тимоновым [10] метод изаллогипс состоит в использовании вместо ежечасных карт высоты уровня (изогипс) карт изменений высоты уровня за час (изаллогипс). Рисунок изаллогипс в точности повторяет рисунок изогипс момента, отстоящего на 1/4 периода от данного, а все значения изменений уровня за 1/12 периода волны составляют 52 % высот в момент, отличающийся на 1/4 периода. Это позволяет свободно заменять одни карты другими, лишь изменяя оцифровку линий. Карты изаллогипс удобны для наглядного совместного представления колебаний уровня и течений, что важно, поскольку по существу колебательный процесс един. По картам изаллогипс можно строить такие приливные карты, как карты котидалей гребней и ложбин волны, карты изофаз максимальной скорости течения или его смены и др. Подобные карты, даже в схематичном виде, значительно расширяют представление о явлении, в силу привычки привязанное только к котидалям полной воды и изоамплитудам.

Особенно ценной оказывается возможность получить для моря, течения которого почти неизвестны, скелетную схему течений без сложного расчета, например, по картам изаллогипс.

Для Татарского полива карты изаллогипс с совмещенными с ними данными о течениях построены по наблюдениям в 33 уровенных пунктах и 25 пунктах наблюдений за течениями (для средних суток). Они приводятся на рис. 22.4 и свидетельствуют о том, что в Татарском проливе происходит интерференция приливных волн, поступающих из открытых районов Японского моря, прол. Лаперуза и лимана р. Амура. В результате возникают амфидромические и узловые области полусуточной волны в юго-западном районе и суточной на границе с прол. Лаперуза. Суммарная волна при «средних» астрономических условиях распространяется примерно по схеме полусуточных колебаний. Распространение полусуточных колебаний приливной волны в других условиях, вероятно, также близко к этой схеме, так как в приливах значительно преобладает полусуточная составляющая. Стоячие колебания обусловливают различие характера приливов и течений.

Интерференция приливных волн создает сложную картину циркуляции. Несколько раз в сутки в определенные моменты времени в западной и восточной (или северной и южной) половинах Татарского пролива господствуют потоки, противоположные по направлению. В другое время суток в проливе устанавливается однородный поток: вода стекает преимущественно либо в Японское, либо в Охотское море. В сравнительно узкой полосе вдоль юго-западного побережья Сахалина часто прослеживаются потоки разных направлений. Анализ карт изаллогипс и совмещенных с ними данных о течениях наглядно показывает это в Татарском проливе: несмотря на различия по отдельным районам, приливы и течения меняются в соответствии друг с другом. Колебания уровня во времени происходят так, как меняются в пространстве течения.

22.2. Залив Петра Великого

Распространение приливных волн в заливе рассмотрено в 1976 г. Т. И. Супранович. Полусуточная приливная волна в залив входит с юго-запада и распространяется к заливам Посьет, Уссурийскому и Америка. Она обегает залив за промежуток времени менее 1 ч (изофазы полусуточного прилива колеблются от 5 ч 40 мин в бухте Андреева до 6 ч 30 мин в бухте Постовой). Время наступления полных вод полусуточного прилива смещается на более поздние сроки в закрытых бухтах и вторичных заливах, отделенных от основной части зал. Петра Великого островами и полуостровами.

Изофазы суточного прилива меняются от 0 ч 03 мин на о. Путятина до 2 ч 03 мин в зал. Муравьином (Уссурийский залив). Полные воды суточного прилива раньше всего наступают в открытых районах зал. Петра Великого, на подходах к зал. Америка, в западном районе Уссурийского залива. Изрезанность береговой черты, наличие островов вносят местные особенности в характер распространения суточной приливной волны.

23. ПРИЛИВЫ

Для разделения приливов по типам использована классификация А. И. Дуванина [2], согласно которой показатель характера приливов (J) определяется отношением суммы амплитуд главных суточных волн (K_1 и O_1) к амплитуде главной полусуточной волны M_2:

$$J = \frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}}.$$

Если $0 \le J \le 0{,}5$ — приливы полусуточные; $0{,}5 \le J \le 2{,}0$ — приливы неправильные полусуточные; $2{,}0 \le J \le 4{,}0$ — приливы неправильные суточные; $J \ge 4{,}0$ — приливы суточные.

Второй важной характеристикой режима приливов является угол ω, представляющий собой разность фаз полусуточного и суточного приливов: $\omega = K_{M_2} - (K_{K_1} + K_{O_1})$. В зависимости от значения угла ω тропические приливы в случае приливов смешанного и суточного типов имеют свои характерные признаки (табл. 23.1).

На рис. 23.1 представлено распределение типов приливов и значения угла ω в Японском море. Согласно этим данным, в Японском море наблюдаются все типы приливов — от полусуточных до суточных. Полусуточные приливы наблюдаются на севере Татарского пролива и в Корейском проливе. На большей части акватории Японского моря преобладают приливы неправильного полусуточного типа. Приливы с большой суточной составляющей наблюдаются на юге Татарского пролива, в прилегающих к нему с юга открытых районах моря и в юго-западном районе моря, севернее Корейского пролива.

Пространственное распределение значения угла ω в Японском море весьма своеобразно. На севере Татарского пролива и в центральной части Японского моря значения ω однородны и равны соответственно 345 и 120—180°. В южной части Татарского пролива, перед входом в Сангарский пролив и на северо-западе Корейского пролива ω образует очень сложные пересечения изолиний в амфидромических точках полусуточной волны M_2 и суточных волн K_1 и O_1.

23.1. Татарский пролив

На колебания уровня в Татарском проливе оказывают влияние приливы, ветер и материковый сток. Здесь встречаются все типы приливов, и величина приливов возрастает с юга на север. На юго-западе, в районе Золотой — Гроссевичи, приливы носят суточный характер. Большую часть месяца бывает по одной полной и одной малой воде в сутки. Только при малых склонениях Луны появляются на двое-трое суток вторичные полные и малые воды. Средняя величина прилива в дни тропических приливов не превышает 0,3 м. (Районы с суточными приливами являются районами наименьших величин приливов). Далее к северу от бухты Гроссевичи до м. Песчаный и у восточного берега Татарского пролива от м. Кузнецова до рейда Чехова приливы неправильные суточные. При малых склонениях Луны приливы полусуточные, с увеличением склонения появляется суточное неравенство в высотах полных вод. В узкой прибрежной полосе от м. Крильон до м. Кузнецова средние величины тропических приливов равны 0,5—0,7 м, а в открытом море севернее м. Кузнецова — не превышают 0,3 м. Севернее бухты Датта и м. Ламанон вплоть до прол. Невельского наблюдаются приливы с большой полусуточной составляющей. В вершине Татарского пролива средние величины полусуточных приливов в дни сизигии достигают 2 м.

23.2. Побережье Приморья от мыса Белкина до мыса Поворотный

Приливы в этом районе носят в основном неправильный полусуточный характер. Приливные колебания уровня сравнительно невелики. Средняя величина прилива колеблется от 0,19 до 0,35 м, а средняя величина сизигийного прилива — от 0,25 до 0,35 м. Наибольшая возможная величина прилива составляет 0,34—0,49 м.

23.3. Залив Петра Великого

Изменения уровня моря в заливе обусловлены приливными и сгонно-нагонными явлениями, сейшами и изредка цунами; в приустьевых участках

Таблица 23.1

Характерные признаки смешанных и суточных тропических приливов в зависимости от значения угла ω

ω °	Неправильные полусуточные приливы			Неправильные суточные приливы		
	Порядок следования ПВ и МВ	Наблюдается неравенство высот		Время падения и роста	ПВ	МВ
		ПВ	МВ			
0		Да	Нет	Одинаковое	Кратковременная	Продолжительное стояние
45	Высокая ПВ предшествует низкой МВ	Больше у ПВ	Меньше (в 2,5 раза) у МВ	Время падения меньше, чем время роста	»	После МВ рост замедленный
90	То же	Одинаковое у ПВ и МВ		То же	»	Кратковременная
135	»	Меньше (в 2,5 раза) у ПВ	Больше у МВ	»	Перед ПВ рост замедленный	»
180		Нет	Да	Одинаковое	Продолжительное стояние	»
225	Низкая МВ предшествует высокой ПВ	Меньше (в 2,5 раза) у ПВ	Больше у МВ	Время падения больше, чем время роста	После ПВ падение замедленное	»
270	То же	Одинаковое у ПВ и МВ		То же	Кратковременная	»
315	»	Больше у ПВ	Меньше (в 2,5 раза) у МВ	»	»	Перед МВ падение замедленное
360		Да	Нет	Одинаковое	»	Продолжительное стояние

Примечание. ПВ — полная вода, МВ — малая вода.

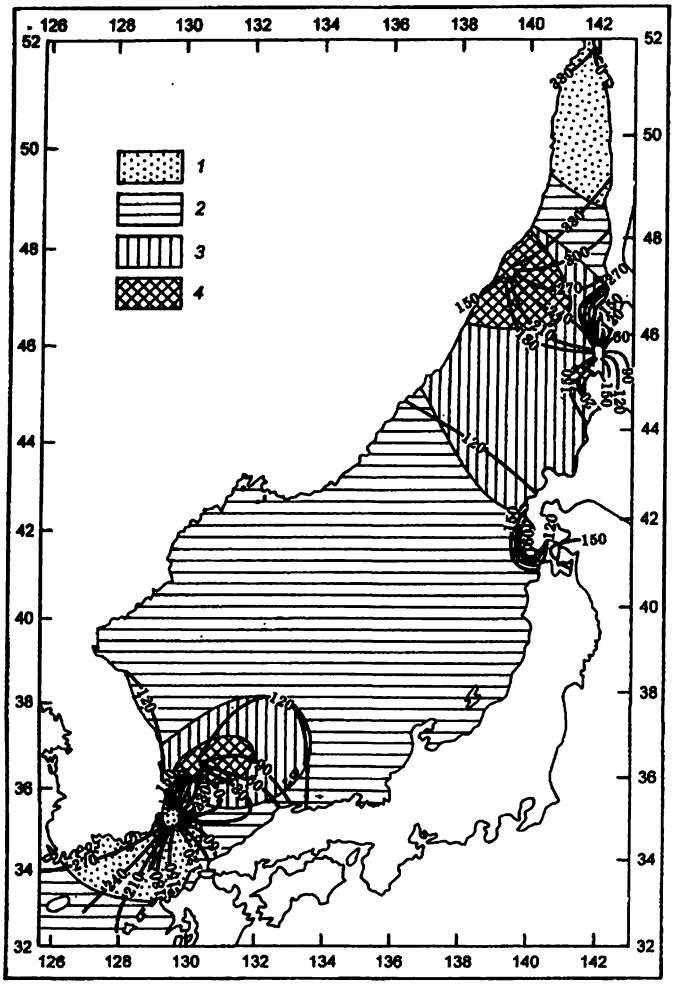


Рис. 23.1. Распределение типов приливов и угла ω в Японском море

1 — полусуточные приливы, *2* — неправильные полусуточные приливы, *3* — неправильные суточные приливы, *4* — суточные приливы

колебания уровня зависят от речного стока. В заливе хорошо выражены приливные колебания уровня. Приливы относятся к типу неправильных полусуточных. Показатель характера прилива *J* меняется от 0,8 в бухте Тинкан до 1,7 в зал. Америка. Приливные колебания уровня с большой полусуточной составляющей наблюдаются в проливе между материком и о. Путятина, в заливах Амурском и Посьета, в открытой части зал. Петра Великого. В Амурском заливе показатель характера прилива принимает значения 1,4—1,5, в зал. Америка 1,5—1,7, в открытых районах зал. Петра Великого — 1,6. Роль суточных составляющих в режиме приливов наиболее заметно проявляется лишь в юго-восточном районе залива.

Средняя величина полусуточного прилива в сизигию в зал. Петра Великого составляет около 20 см и мало меняется от пункта к пункту ввиду большого сходства режима приливов на всей акватории залива. Возраст полусуточного прилива невелик — сизигийные приливы наступают обычно в начале вторых суток после астрономической сизигии. Средние величины большого тропического прилива в заливе равны 26—32 см. Тропические приливы наступают преимущественно в начале вторых суток после момента наибольшего склонения Луны.

Максимально возможная величина приливов в зал. Петра Великого составляет 40—50 см. Наиболее хорошо приливные колебания уровня развиты в Амурском заливе, где в северо-западном районе (м. Песчаный) максимальная величина прилива несколько превышает 50 см, менее всего — в Уссурийском заливе и в проливе между о. Путятина и материком.

Ниже приводятся некоторые характеристики приливов в отдельных районах зал. Петра Великого.

В бухте Золотой Рог показатель характера прилива составляет 1,21—1,34; величина наивысшего возможного прилива 45 см. В зал. Посьета показатель характера прилива составляет 1,32—1,38; величина наивысшего возможного прилива 44 см. В Тавричанке по сравнению с рассмотренными районами зал. Петра Великого показатель характера прилива несколько падает — до 1,15; величина наивысшего возможного прилива 49 см. В зал. Уссурийском, в бухте Большого Камня, показатель характера прилива составляет 1,38; величина наивысшего возможного прилива 44 см. В бухте Андреева показатель характера прилива несколько возрастает — до 1,45; величина наивысшего возможного прилива 43 см.

Как уже отмечено, в проливе между о. Путятина и материком ввиду изолированности района от открытой части зал. Петра Великого приливы обладают весьма своеобразными особенностями. Так, показатель характера прилива на о. Путятина равен 1,46, а в бухте Тинкан всего 0,91; величина наивысшего возможного прилива на о. Путятина 39 см и в бухте Тинкан 42 см. В зал. Америка показатель характера прилива принимает значения 1,47—1,70; величина наибольшего возможного прилива на м. Астафьева 44 см, в бухте Врангеля 43 см, в бухте Козьмина 44 см.

Характеристика приливов зал. Петра Великого изложена весьма подробно ввиду экономической и хозяйственной значимости данного района. Но, как отмечено, кроме приливных явлений в зал. Петра Великого наблюдаются другие виды колебаний уровня моря — сгонно-нагонные явления, сейши и цунами. Для оценки вклада приливов в формирование уровенного режима залива в данном районе приведем в очень краткой форме сведения о возможных экстремальных колебания уровня по этим причинам.

В заливе наиболее распространены сейшеобразные колебания, причем отмечены два вида сейш. Первые сейши незначительны (2—3 см) и имеют короткий период — от 5 до 13 мин. Такие колебания обычно возникают во вторичных заливах и бухтах и быстро затухают. Второй вид сейш характеризуется бóльшой величиной (от 10—20 до 70 см) и периодом колебаний (от 20 до 60 мин), они вызываются действием глубоких циклонов. При прохождении таких циклонов иногда за короткий промежуток времени изменение уровня может составить

более 70 см. Так, в июле 1926 г., в бухте Золотой Рог уровень за 20 мин понизился на 73 см.

Наибольшие сгонно-нагонные колебания уровня в зал. Петра Великого наблюдаются при прохождении интенсивных тропических циклонов (тайфунов), сопровождаемых ветром ураганной силы, резким понижением атмосферного давления, выпадением большого количества осадков. Характерным примером является ход уровня воды в заливе и погода за 14—15 сентября 1954 г. Давление в это время понизилось на 33 гПа, ветер был юго-восточный 17 м/с, шел сильный дождь (за 12 ч выпало 166 мм); сильный нагон совпал с полной водой, и уровень поднялся на 1 м.

Но наиболее резкие колебания уровня в зал. Петра Великого вызываются цунами, которые могут иметь поистине катастрофические последствия для побережья, особенно в Уссурийском заливе. Цунами 26 мая 1983 г. (координаты эпицентра 40° 35′ с. ш., 139° 05′ в. д., глубина гипоцентра 33 км, магнитуда 7,7, глубина моря в районе эпицентра 3000 м) в зал. Петра Великого (в Уссурийском заливе, в районе бухты Тихой) вызвало подъем уровня в 4,5 м. Волна ударила в пол ТЭЦ на Сахалинской улице краевого центра (находится над уровнем моря на высоте 4,5 м). И это далеко не предельно возможная высота волны цунами для данного района.

23.4. Другие районы побережья

На восточном и южном берегах п-ва Корея, островах Чечжудо и Цусима (Корейский пролив) приливы носят преимущественно неправильный полусуточный и полусуточный характер; средняя величина прилива, как правило, незначительная: 0,1—0,4 м; исключение составляют очень немногие пункты, где в силу особых физико-географических условий средняя величина прилива может достигать 1,5—2,2 м.

Сведения о приливах в различных пунктах северо-западного побережья Японских островов приведены в табл. 23.2.

Таблица 23.2

Приливы на северо-западном побережье Японских островов

Пункт	Координаты		$\frac{H_{K_1}+H_{O_1}}{H_{M_2}}$	Средняя величина прилива, м	Средняя величина сизигийного прилива, м
	с. ш.	в. д.			
Гавань Тамамаэ	44°19′	141°39′	2,20	0,10	—
Порт Румои	43°56′	141°39′	2,20	0,10	—
Порт Отару	43°13′	141°01′	2,50	0,10	—
Гавань Иванай	42°59′	140°30′	1,67	0,20	—
Гавань Сетана	42°28′	139°50′	2,50	0,10	—
Порт Хакодате	41°47′	140°43′	1,04	0,50	0,70
Мыс Ома	41°32′	140°54′	0,80	0,50	0,60
Порт Аомори	40°51′	140°44′	0,50	0,40	0,60
Бухта Ивасики	40°35′	139°54′	2,00	0,10	—
Бухта Фунэгава	39°55′	139°52′	1,67	0,10	0,20
Порт Ниигата	37°57′	139°03′	1,80	0,10	0,10
Порт Наоэцу	37°11′	138°11′	1,67	0,03	0,03
Порт Фусики	36°48′	137°04′	1,67	0,20	—
Порт Нанао	37°03′	136°58′	2,00	0,03	0,10
Гавань Вадзима	37°24′	136°51′	1,67	0,20	—
Гавань Микуни	36°15′	136°08′	1,67	0,20	—
Бухта Цуруга	35°40′	136°04′	1,83	0,10	0,20
Город Йонаго	35°26′	133°19′	2,85	0,10	—
Порт Хамада	35°54′	132°04′	1,88	0,20	0,25

24. ПРИЛИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Течения продолжительностью 7 сут и более стали измеряться в Японском море только в последние 15—20 лет. Непрерывные наблюдения длительностью 15—20 сут являются сравнительно редкими, а продолжительностью месяц практически отсутствуют. Эти наблюдения обычно проводились только на шельфе Японского моря, в открытых районах моря их было очень мало. В 1977—1978 гг. суда ДВНИГМИ выполнили долговременные измерения течений на 20 буйковых станциях, чем несколько заполнили этот пробел. В настоящее время в Японском море имеется более 250 станций с наблюдениями над течениями продолжительностью не менее 7 сут, около половины из них приходится на заливы и бухты южного Приморья (рис. 24.1). Анализ этих данных показал, что в открытых районах моря приливные течения развиты слабо и лишь в районах, примыкающим к проливам, они четко выражены. В узкостях Татарского, Корейского, Сангарского проливов скорости течений еще более возрастают.

Определяющее значение в формировании приливных течений в Японском море имеет полусуточная волна M_2. Ее амплитуда в различных районах моря колеблется от 1 (в центральных районах) до 45 см/с (в проливах Корейском и Лаперуза). Амплитуды полусуточной волны S_2 по всему морю в 2—3 раза меньше амплитуды волны M_2. Суточные волны (K_1 и O_1) наименьшие значения (2—3 см/с) имеют также в центральных районах моря, а наибольшие — в Корейском проливе (22—24 см/с) и прол. Лаперуза (60—70 см/с).

По своему типу приливные течения являются в основном неправильными полусуточными. В проливах тип течений изменяется от полусуточного до суточного.

Приливные течения во многих районах Японского моря выражены слабо, поэтому их описание выполнено только для Татарского и Корейского проливов; приводятся также некоторые сведения о приливных течениях в зал. Петра Великого, в связи

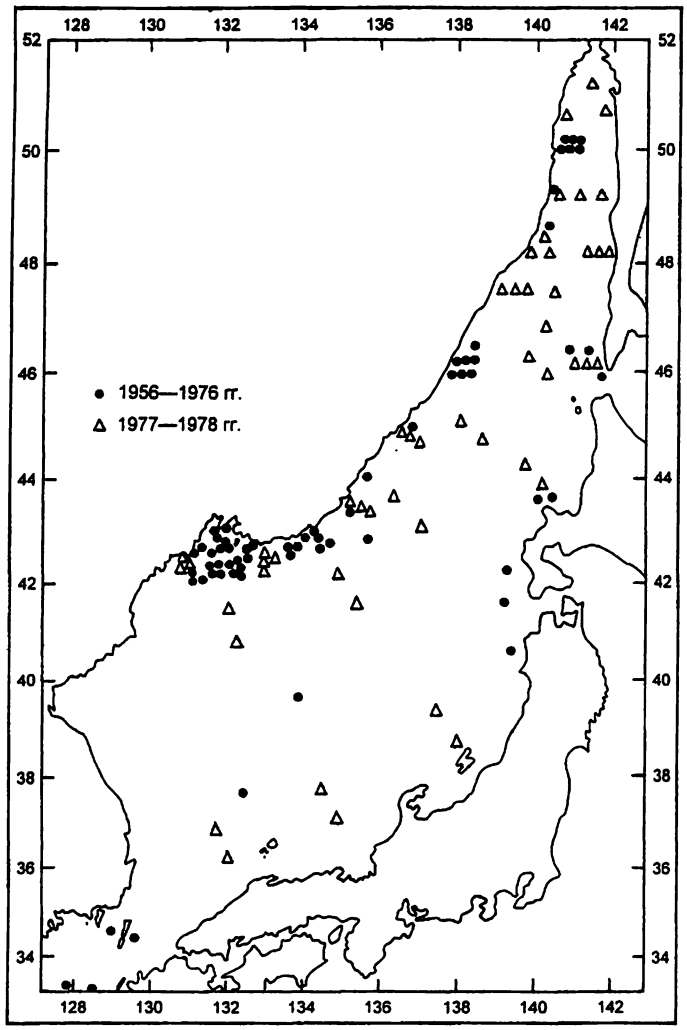


Рис. 24.1. Места постановки буйковых станций

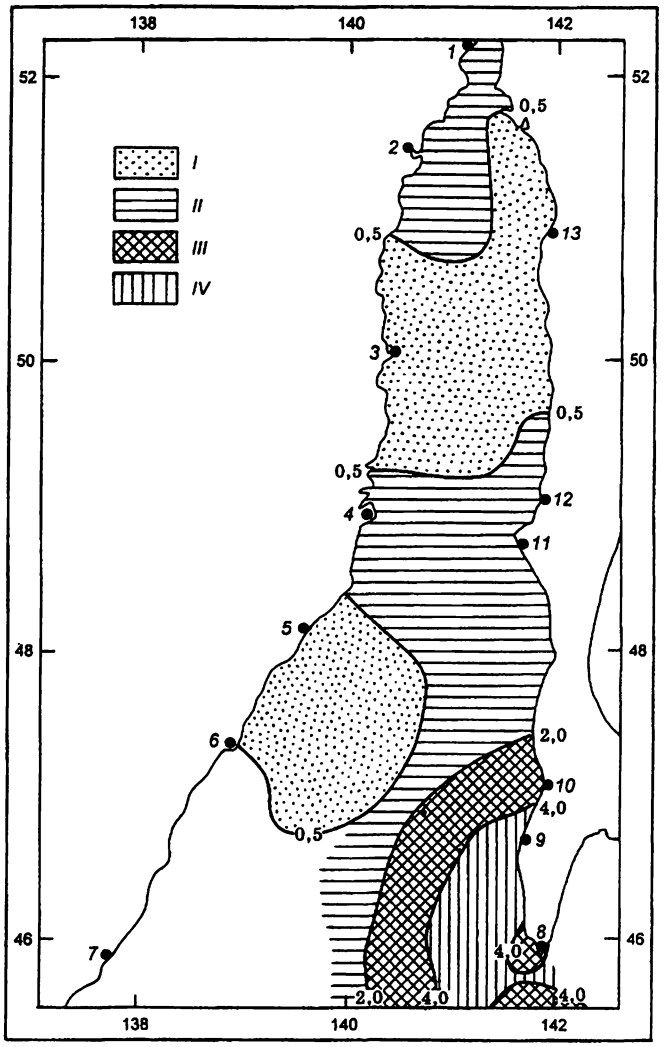


Рис. 24.2. Распределение показателя приливного течения $(V_{K_1} + V_{O_1})/V_{M_2}$ в Татарском проливе

I — полусуточный тип, *II* — неправильный полусуточный, *III* — суточный, *IV* — неправильный суточный; *1* — м. Лазарев, *2* — Де-Кастри, *3* — м. Сюркум, *4* — Советская Гавань, *5* — Гроссевичи, *6* — м. Золотой, *7* — м. Белкина, *8* — м. Крильон, *9* — Невельск, *10* — Холмск, *11* — м. Ламанон, *12* — Углегорск, *13* — Александровск-Сахалинский

с важным экономическим и хозяйственным значением этого района.

24.1. Татарский пролив

В 1977—1978 гг. в Татарском проливе была осуществлена постановка девяти автономных буйковых станций; наблюдения над течениями на этих станциях обработаны методом Франко (В. Г. Ярчин, 1980). Станции были выполнены в северном районе Татарского пролива: севернее и западнее м. Сюркум, в районе мысов Ламанон и Красный Партизан и в средней части пролива на параллели между этими мысами, а также вблизи м. Песчаный. Таким образом, сведения о течениях Татарского пролива были пополнены новыми, более достоверными наблюдениями, равномерно распределенными по акватории пролива. Следовательно, представилась возможность существенно уточнить данные о течениях Татарского пролива, известные к этому времени.

На рис. 24.2 показано распределение показателя характера приливного течения — $(V_{K_1} + V_{O_1})/V_{M_2}$, — полученное Т. И. Супранович. Как следует из рисунка, в Татарском проливе наблюдаются приливные течения полусуточного и неправильного полусуточного типа. Зона течений с большой суточной составляющей приурочена к юго-восточному району пролива.

Первая карта максимальных течений Татарского пролива в поверхностном слое была построена в 1959 г. Б. Л. Лагутиным. Метод, по которому рассчитывались максимальные течения, не указан. В основу построения этой карты были положены сведения по 17 пунктам, в которых в разные годы при определенных астрономических условиях проведены суточные наблюдения над течениями.

В 1989 г. Т. И. Супранович [9] построила карты распределения максимальной и средней скоростей течения в поверхностном слое в Татарском проливе (рис. 24.3). В основу расчетов были положены сведения о течениях для 29 пунктов, охватывающие их

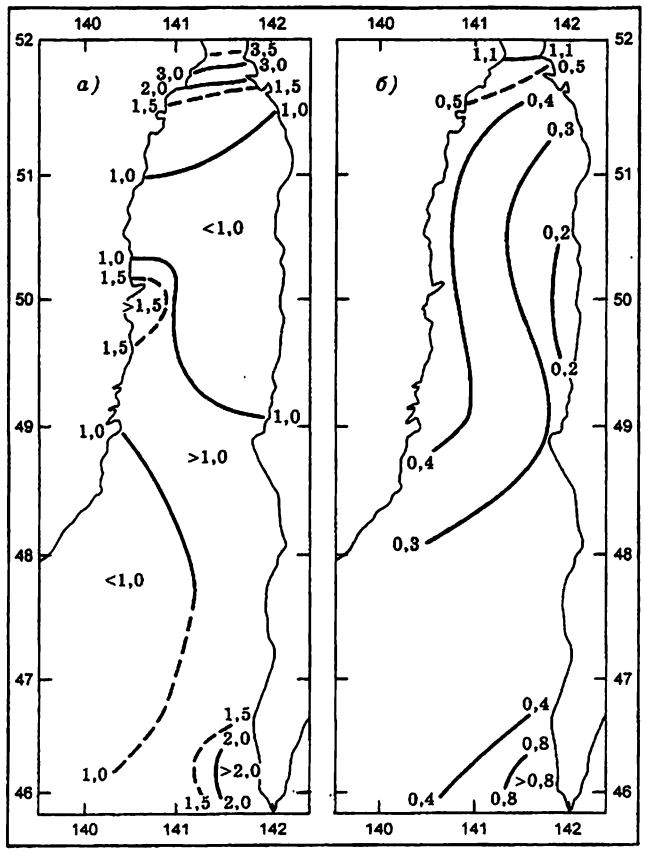


Рис. 24.3. Максимальные (*а*) и средние (*б*) скорости (узлы) течений в поверхностном слое в Татарском проливе

изменчивость за полный приливный цикл 18,6 лет, рассчитанные по гармоническим постоянным на каждые сутки через 2 ч. По этим данным с учетом остаточных течений выбирались максимальные и рассчитывались средние скорости. За остаточное течение приняты сведения о непериодических течениях при скорости ветра не более 5 м/с. Поскольку суммарное течение в поверхностном слое Татарского пролива на 85—90 % формируется приливным, за исключением крайней юго-западной оконечности о. Сахалин, рис. 24.3 отображает также распределение максимальной и средней скоростей приливного течения в проливе.

В поверхностном слое максимальные скорости наблюдаются в прол. Невельского (3,6 узла) и на подходах к прол. Лаперуза (более 2 узлов, наибольшее значение 2,4 узла). В последнем случае максимальные скорости течений оказались в 2 раза меньше, чем в 1959 г. Существенно отличается и положение зон с максимальными скоростями течений больше и меньше 1 узла. В районе м. Сюркум обнаружен район с максимальными скоростями течений более 1,5 узла (до 1,8 узла). Зона с максимальной скоростью течения менее 1 узла приурочена к Приморскому побережью и южным центральным районам Татарского пролива. Между ними лежит обширная зона с максимальными скоростями течений более 1 узла (до 1,4 узла).

Большой интерес представляет распределение средних скоростей течений в поверхностном слое (рис. 24.3 *б*). Максимальные средние скорости течений отмечены на севере Татарского пролива у входа в прол. Невельского (0,8—1,1 узла). На остальной акватории Татарского пролива средняя скорость течения изменяется в пределах 0,2—0,4 узла. На подходах к прол. Лаперуза средняя скорость течения достигает 0,8 узла.

В целом на основании анализа изменчивости течений за полный приливный цикл (18,6 года) можно сделать вывод, что отношение средней скорости течения к максимальной составляет 30 %.

24.2. Корейский пролив

Анализ приливных течений в Корейском проливе выполнен Г. И. Юрасовым, В. Г. Яричиным [12] по данным четырех буйковых станций, расположенных в самом проливе и на входе и выходе из него со стороны Восточно-Китайского и Японского морей. В проливе наблюдаются течения с большой полусуточной составляющей; на выходе из него характер течений изменяется — возрастает роль суточных составляющих. Основной вклад в формирование приливных течений вносит волна M_2, амплитуда которой в центральной части пролива достигает 40—45 см/с. На границах пролива в направлении Японского и Восточно-Китайского морей ее амплитуды уменьшаются в 2—3 раза (до 12—16 см/с).

Максимальная скорость течения (при средних астрономических условиях) составляет 80—90 см/с в момент приливного течения, направленного из Японского моря; скорость отливного течения на 40—50 см/с ниже. Совместный анализ приливных течений и периодических колебаний уровня показал, что приливное течение направлено в сторону Восточно-Китайского моря между моментами малой и полной воды, т. е. в период, когда уровень воды поднимается. В период, когда уровень воды понижается, движение воды наблюдается в сторону Японского моря — течение отливное. Максимальные скорости приливного и отливного течений наблюдаются в моменты среднего положения между полной и малой водой.

24.3. Залив Петра Великого

Приливные течения в зал. Петра Великого незначительны. Максимальные скорости полусуточных и суточных составляющих приливных течений в открытых районах залива и в мелководных бухтах очень малы (1—2 см/с) и их общая сумма не превышает 10 см/с. Течения относятся в основном к неправильному полусуточному типу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов К. Т. Атлас приливов Берингова, Охотского и Японского морей. ТОИ ДВО РАН. 1991. 102 с.

2. Дуванин А. И. Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.

3. Крылов Ю. М. Орбиты водных частиц в прогрессивностоячей волне на примере горла Белого моря // Метеорология и гидрология: Инф. сб. № 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1946. С. 69—74.

4. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1947. 631 с.

5. Преображенский Л. Ю. Опыт расчета приливных колебаний уровня // Тр. ГОИН. 1960. Вып. 37. С. 73—77.

6. Полукаров Г. В. Вычисление гармонических постоянных уровня для Охотского моря // Тр. ГОИН. 1956. Вып. 33 (45). С. 92—98.

7. Супранович Т. И., Чупахина Т. Н., Нечаюк Т. Т. Котидальные карты основных волн прилива в Японском море // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 28—34.

8. Супранович Т. И., Нечаюк Т. Т., Чупахина Т. Н. Некоторые вопросы динамики приливной волны на шельфе Охотского и Японского морей // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 22—27.

9. Супранович Т. И. Максимальные и средние скорости течений в поверхностном слое Татарского пролива // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 33—36.

10. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов // Тр. ГОИН. 1959. Вып. 37. С. 185—204.

11. Шренк Л. И. О течениях Охото-Японского и смежных с ним морей по термическим наблюдениям, произведенным на русских военных судах // Записки Имп. Акад. Наук, СПб. 1874. С. 3—112.

12. Юрасов Г. И., Яричин В. Г. Течения Японского моря. АН ДВО. Владивосток, 1991. 174 с.

13. Harris K. A. Manual of tides. Pt IV B. Cotidal lines of the wordl, appendix No. 5, Washington, 1904. P. 317—340.

14. Minöru O. Co-oscillating and Independent Tides of the Japan sea // J. Oceanograph. Soc. of Japan. 1989. Vol. 45, No. 3. P. 217—232.

15. Ogura S. The tides in the sea adjacent to Japan // Bull. Hydrogr. Dep. Japan Navy. Tokyo, 1933. Vol. 7.

ЧАСТЬ VI. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

Уровень является одним из важнейших элементов гидрометеорологического режима Японского моря, знание которого представляет большое научное и практическое значение. Уровенный режим моря весьма сложен и до настоящего времени недостаточно изучен, что обусловлено влиянием большого количества взаимодействующих между собой факторов (атмосферные процессы, приливные явления, ледовые условия, рельеф дна, конфигурация береговой черты и др.). Особенно это относится к таким элементам уровенного режима, как штормовые нагоны и экстремальные уровни редкой повторяемости.

Под термином «непериодические колебания уровня» подразумеваются все неприливные колебания. Непериодические колебания представляют собой суперпозицию колебаний, вызванных различными факторами. Их можно разделить на две группы:

факторы, связанные с изменением объема воды в бассейне (осадки, речной сток, испарение);

факторы, связанные с перераспределением воды в море (ветер, колебания атмосферного давления, сейсмические явления).

Приведенное разделение на группы чисто условно, так как на любое из упомянутых колебаний накладываются другие. Поэтому предложенное разделение на группы можно идентифицировать только по преобладающему характеру колебаний. В настоящей работе представлены результаты исследований непериодических колебаний уровня Японского моря: многолетних, длиннопериодных, сезонных (годовых), сгонно-нагонных и связанных с цунами.

25. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ МОРЯ

История создания сети наблюдений над уровнем на побережье Японского моря берет свое начало с 90-х годов XIX в. В 1880 г. с целью составления карт и лоции дальневосточных морей была учреждена отдельная съемка Восточного океана, которая в 1898 г. была преобразована в Гидрографическую экспедицию Восточного океана (ГЭВО). Работами этой экспедиции и было положено начало современному этапу исследования уровня дальневосточных морей. Одновременно с работами ГЭВО начались массовые японские наблюдения по побережью южной части о. Сахалин. После работ Гидрографической экспедиции в изучении уровня Японского моря наступает некоторый перерыв. Новые и более обширные исследования уровенного режима начались в 1925 г. после организации во Владивостоке Управления портовых изысканий Тихого океана (УПИТО), которое явилось инициатором проведения стационарных наблюдений над уровнем на морях Дальнего Востока.

В 1926 г. во Владивостоке было установлено несколько постоянно действующих мареографов. С 1925 по 1929 г. экспедициями УПИТО проведены наблюдения над уровнем в ряде пунктов Японского моря. В 30—40-х годах большие работы по изысканиям на Дальнем Востоке проводили партии центральных проектных организаций и гидрологической экспедиции ВМФ и ГУ СМП.

В 1940 г. в связи с проектированием портов экспедицией Центрморпроекта организованы длительные наблюдения над уровнем в бухтах Находка и Большой Камень. В 1933 г. начались работы Тихоокеанской гидрографической экспедиции в заливах восточного побережья о. Сахалин. В военные годы наблюдения над уровнем в Японском море не прекращались.

Регулярные и систематические наблюдения над уровнем моря велись в 1940—1950-х годах. В это время действовало наибольшее число водомерных постов, однако постепенно количество пунктов сократилось. В первую очередь закрывались, по мере накопления необходимых сведений, ведомственные станции и посты. В результате на российском побережье Японского моря только для 18 пунктов имеются круглогодичные наблюдения над уровнем продолжительностью не менее десяти лет.

В настоящее время на побережье Японского моря действуют 10 отечественных водомерных пунктов, которые находятся в ведении трех управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды: Приморского, Дальневосточного, Сахалинского.

Большая протяженность береговой линии, суровые ледовые и штормовые условия осенью и зимой вносят заметные трудности в проведение систематических наблюдений над уровнем моря. Значительные участки побережий, в особенности от м. Поворотный до м. Золотой и на севере Татарского пролива, не имеют стационарных пунктов наблюдений. Из десяти действующих пунктов семь находятся на западном побережье Японского моря, три — на побережье о. Сахалин. Все водомерные пункты в основном располагаются в бухтах и заливах, удобных для размещения постов, кроме пункта Золотой, который находится на мысу. На побережье Японского моря почти все водомерные пункты оборудо-

ваны самописцами уровня (СУМ), за исключением двух (Золотой, Иннокентьевка), где производятся срочные наблюдения по водомерной рейке.

В течение работы всех водомерных пунктов не было единого времени и сроков наблюдений над уровнем. До 1961 г. наблюдения на всех водомерных пунктах производились по местному среднему солнечному времени в сроки 1, 7, 13, 19 ч. В 1961—1985 гг. наблюдения над уровнем по футштоку производились в сроки 3, 9, 15, 21 ч московского декретного времени, а обработка лент мареографа — по поясному времени пункта с учетом декретного времени.

Продолжительность рядов качественных наблюдений в большинстве пунктов сравнима с периодами действия уровенных постов. Для отдельных пунктов существует острая необходимость анализа качества материалов наблюдений, особенно за последние годы, ввиду отсутствия стабильной высотной основы наряду с низким качеством наблюдений.

В тех случаях, когда имели место пропуски в наблюдениях в каком-то пункте, либо были выявлены ошибки, обусловленные неправильным определением высотного положения нуля отсчета, уровенные отметки были восстановлены по пунктам, имеющим длительные ряды наблюдений. В некоторых случаях к анализу приняты и 3-срочные наблюдения, которые хорошо согласуются с другими видами наблюдений, применимых для расчета средних суточных и средних месячных уровней.

В настоящее время десять действующих водомерных пунктов — Посьет, Владивосток, Находка, Рудная Пристань, Золотой, Иннокентьевка, Де-Кастри, Углегорск, Холмск, Невельск — имеют репера, привязанные к Государственной системе высотных отметок (Балтийская система) и Балтийской системе 1977 г. (табл. 25.1). Однако существующие серии наблюдений на водомерных пунктах далеко не представляют тот массив исходных данных, который необходим для детального изучения уровенного режима Японского моря и в особенности колебаний уровня, обусловленных метеорологическими факторами.

Таблица 25.1

Сведения о пунктах, расположенных на российском побережье Японского моря, продолжительность наблюдений над уровнем в которых составляет не менее 10 лет (отметки нулей постов приводятся по состоянию на 1985 г.)

Пункт наблюдений	Период наблюдений	Отметка нуля поста в метрах относительно нуля Кронштадского футштока (Балтийская система высот 1977 г.)
Посьет	1950 — по настоящее время	-2,502
Владивосток	1926—1945, 1947 — по настоящее время	-1,745
Находка	1948—1994	-1,348
Преображение	1941—1958	—
Валентин	1942—1963	—
Моряк-Рыболов	1942—1955	—
Рудная Пристань	1940—1996	-1,584
Пластун	1942—1945, 1947—1957	—
Терней	1949—1965	—
Золотой	1949—1950, 1952— 1993	-2,522
Иннокентьевский	1947—1986	-2,939
Советская Гавань	1948—1980	—
Де-Кастри	1974—1997	-3,048
Александровск-Сахалинский	1929—1945, 1953—1961	-1,379
Углегорск	1963 — по настоящее время	-1,631
Чехов	1954—1964	—
Холмск	1947 — по настоящее время	-0,884
Невельск	1923—1944, 1947—1950, 1954—1995	-0,861

26. СРЕДНИЙ УРОВЕНЬ МОРЯ

Решение ряда народнохозяйственных задач при освоении шельфовой зоны Японского моря, а также проведение экспериментов по численному моделированию циркуляции вод требуют детального изучения пространственно-временной изменчивости уровня по всей акватории. Временны́е масштабы изменчивости среднего уровня моря колеблются от нескольких месяцев до нескольких десятков лет. Колебания формируются под действием сезонной и многолетней изменчивости полей атмосферного давления, ветра, плотности морской воды, ледяного покрова, стока рек, тектонических процессов, происходящих в недрах земной коры, изменений климата Земли.

26.1. Многолетние колебания

Многолетние изменения уровня моря включают межгодовые колебания, имеющие недетерминированный характер, циклические колебания и вековые тренды. Многолетний ход уровня (рис. 26.1) (ход средних годовых уровней) обусловлен изменением составляющих водного баланса, эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана в результате таяния льдов, отложения донных осадков, трансформации рельефа дна и современными вертикальными движениями суши.

Наибольший интерес как с научной, так и с практической точки зрения представляет изучение вековых изменений (трендов) уровня моря, так как это составляет основу океанографического метода определения современных вертикальных движений земной коры и приведения среднего уровня к необходимой эпохе.

Средний уровень моря, вычисленный по непосредственным наблюдениям, следует приводить к какой-либо эпохе только при наличии надежных значений скоростей современных вертикальных движений берегов. Последние можно считать надежными, если наблюдения над уровнем будут про-

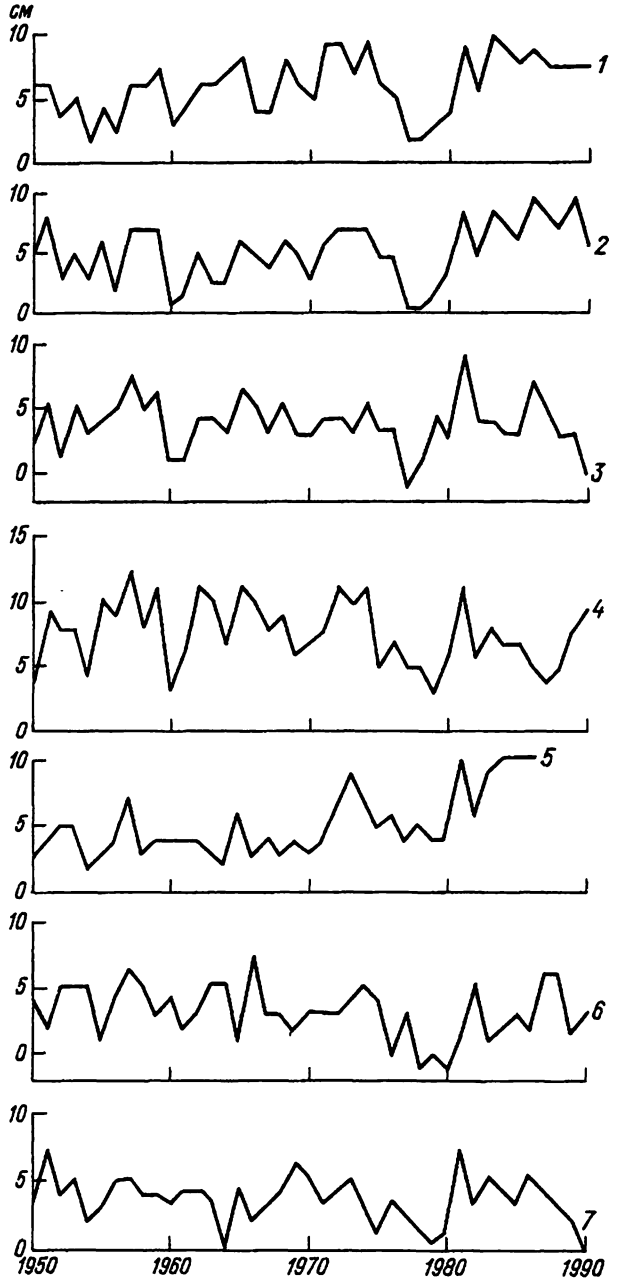


Рис. 26.1. Многолетние колебания среднего годового уровня Японского моря

1 — Посьет, *2* — Владивосток, *3* — Находка, *4* — Рудная Пристань, *5* — Иннокентьевский, *6* — Холмск, *7* — Невельск

водиться в водомерных пунктах по надежным реперам, установленным в местах, исключающих всякие случайные изменения их высот, вызванные оползнями, провальными явлениями, вспучиванием от вечной мерзлоты и хозяйственной деятельностью человека; высота реперов водомерных пунктов должна систематически контролироваться нивелированием 1-го и 2-го классов по исходным реперам государственной сети. Водомерные рейки должны устанавливаться на устойчивой опоре и регулярно увязываться с реперами.

Наблюдения над уровнем во всех морских пунктах Дальнего Востока этим требованиям не удовлетворяют. Поэтому все результаты расчетов скоростей современных вертикальных движений суши по уровенным наблюдениям следует оценивать как весьма ориентировочные.

В целом вековые изменения (тренды) уровня моря нелинейны, поскольку природные процессы, их формирующие, имеют периоды сотни и тысячи лет. Согласно исследованиям Росситера [122], наиболее вероятная причина получения кубического или квадратичного тренда при рядах продолжительностью 30—40 лет является случайная (второстепенная) связь со значительными аномалиями уровня моря, а не действительные его нелинейные изменения. Вследствие этого в данном районе оправдано считать линейными тренды, для вычислений которых использован метод наименьших квадратов [12, 35, 70, 90].

Рассмотрим результаты сравнительно недавних исследований, основывающихся на анализе наиболее продолжительных рядов наблюдений по ряду пунктов на побережье Японского моря (табл. 26.1). Оценки скоростей вертикальных движений определялись по средним годовым уровням, осредненным по 5-летним скользящим интервалам. Установлено, что в 18 случаях из 22 средние квадратические отклонения (M_V) несколько больше скорости V или имеют тот же порядок. Результаты расчетов в данном случае во многом зависят как от длины рядов наблюдений, так и от качества исходных данных. В пунктах Посьет, Преображение и Пластун скорости вертикальных движений завышены из-за недостаточной продолжительности рядов наблюдений и погрешности в приведении уровней к нулю поста. Поскольку в наблюдениях над уровнем на побережьях Приморья и о. Сахалин не отмечено наличия заметных периодических составляющих и вековых изменений (тренда) уровня моря, влиянием современных вертикальных движений на положение уровня Японского моря относительно нуля поста можно пренебречь.

Следующим по значимости представляется эвстатический фактор, согласно которому уровень Мирового океана изменяется в соответствии с климатическими условиями. Оценки, приводимые многими авторами, различаются по причине использования неординарных по качеству и продолжительности наблюдений над уровнем моря, и разных методик исследований. Приближенной оценкой можно считать повышение уровня со скоростью 1,0—1,5 мм/год [34, 38, 42]. Вследствие относительно небольших размеров Японского моря можно считать, что эвстатические колебания уровня на всей его акватории идентичны.

Межгодовые вариации уровня по всему побережью Японского моря характеризуются следующими значениями:

в северной части моря в большинстве пунктов отклонения средних годовых уровней за отдельные годы от среднего многолетнего не превышают по абсолютной величине 3—4 см и только в пунктах Владивосток и Рудная Пристань в редких случаях

Таблица 26.1

Линейные вековые тренды (V) уровня Японского моря и их стандартные ошибки (M_V), мм/год, (числитель) и периоды наблюдений, по которым выполнялись расчеты (знаменатель)

Пункт наблюдений	Источник		
	Деева (1976)	Борисов [12]	Фирсов (1993)
Посьет	−1,47 ± 0,23 / 1950—1973	1,50 ± 0,50 / 1950—1974	1,04 ± 0,22 / 1952—1987
Владивосток	0,03 ± 0,24 / 1926—1973	0,00 ± 0,20 / 1926—1974	0,21 ± 0,06 / 1928—1987
	0,00 ± 0,18 / 1926—1984		
	−0,50 ± 0,33 / 1938—1973		
	−0,32 ± 0,23 / 1938—1984		
Находка	−0,20 ± 0,23 / 1948—1973		−0,01 ± 0,16 / 1950—1987
Преображение	−1,76 ± 0,21 / 1941—1957		
Валентин	0,65 ± 0,21 / 1942—1963		
Рудная Пристань	−0,34 ± 0,43 / 1940—1973	0,40 ± 0,40 / 1940 -1974	−0,54 ± 0,20 / 1942 -1987
Пластун	2,25 ± 0,95 / 1942—1957		
Терней	0,43 ± 0,55 / 1948—1965		
Иннокентьевский	−0,12 ± 0,18 / 1947—1973	0,50 ± 0,40 / 1947—1974	0,96 ± 0,50 / 1949—1983
Советская Гавань	0,53 ± 0,44 / 1948—1963	−0,10 ± 0,50 / 1948—1974	−0,11 ±0,25 / 1950—1976
	−0,05 ± 0,25 / 1948—1973		
	−0,88 ± 0,55 / 1958—1973		
Холмск		−0,40 ± 0,40 / 1947—1974	−0,86 ± 0,18 / 1949 - 1983
Невельск		−0,40 ± 0,10 / 1923—1974	−0,46 ± 0,60 / 1925—1983

доходят до 6 см; средние квадратические отклонения средних годовых уровней колеблются в пределах 1,9—2,7 см;

в центральной и южной частях моря отклонения средних годовых уровней от среднего многолетнего за отдельные годы также не превышают по абсолютной величине 2—4 см, а средние квадратические отклонения равны ±2,0 см.

Циклические длиннопериодные колебания уровня на побережье в северной части моря (Советская Гавань, Иннокентьевский, Холмск, Невельск) незначительны [48]. Отмечены слабо выраженные колебания с периодом 4—5 лет. Более всего проявляется «полюсной прилив» с периодом 14 лет. Его вычисленная амплитуда (среднее значение составляет 1,4 см) несколько превышает статическую, равную для широты данных пунктов 0,8 см [108].

26.2. Годовой ход

Для исследования годового хода уровня моря использованы отклонения его средних месячных значений от среднего многолетнего уровня. Характер внутригодовых (сезонных) колебаний уровня довольно сложен [104]. Можно выделить по крайней мере два типа годового хода (рис. 26.2 и табл. 26.2):

1. Татарский пролив. На материковом побережье минимум средних месячных уровней наблюдается в феврале—марте, а максимум — в августе. Амплитуда колебаний осредненного за многолетний период внутригодового хода уровня достигает 10—28 см. На юго-восточном побережье о. Сахалин картина сезонного хода несколько иная. Минимальные средние месячные уровни отмечены в марте—апреле и два максимума — в июле—августе и в декабре—январе. Амплитуда колебаний составляет 10—13 см.

2. На остальных участках побережья Японского моря (Приморье, Корея и Япония) минимальные средние месячные уровни наблюдаются в январе—марте, максимальные — в июле—августе. Меняется лишь само значение сезонной составляющей уровня. В зал. Петра Великого оно максимально (п. Посьет) — 33 см. Далее, к северу от пункта Преображение до пункта Терней, оно уменьшается и составляет 15—20 см.

На побережьях Японии (Отару, Вазима, Хамада) и Кореи (Пусан, Вонсан) амплитуда сезонных колебаний уровня изменяется в пределах 20—38 см.

При изучении характера и структуры сезонных колебаний уровня моря спектральным анализом установлено, что в исследуемых пунктах побережья присутствуют колебания с годовым периодом, несущие до 90 % энергии. Только на юго-восточном по-

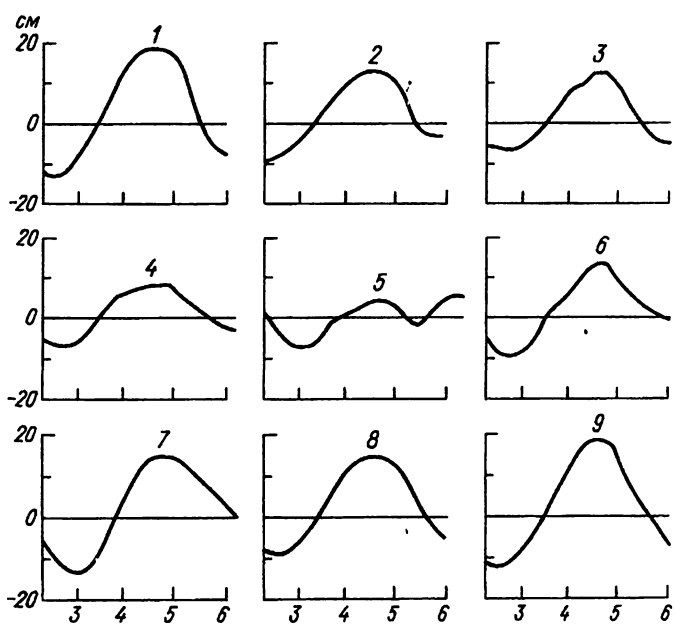


Рис. 26.2. Средний за многолетний период годовой ход уровня моря

1 — Владивосток; *2* — Преображение; *3* — Рудная Пристань; *4* — Иннокентьевский; *5* — Холмск; *6* — Отару; *7* — Вазима; *8* — Пусан; *9* — Вонсан

Таблица 26.2

Отклонения (см) средних за многолетний период месячных уровней от среднего уровня моря (*N* — число лет наблюдений, *B* — амплитуда колебаний)

Пункт наблюдений	*N*	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	*B*
1. Посьет	45	−13,9	−14,3	−10,6	−4,4	4,0	12,3	17,3	18,5	11,5	0,3	−8,2	−11,9	32,8
2. Владивосток	65	−13,1	−13,9	−10,4	−4,5	4,3	11,8	15,7	16,7	10,6	0,0	−7,6	−10,6	30,6
3. Находка	46	−9,1	−10,6	−9,3	−5,0	2,9	9,7	13,5	14,0	8,4	−0,9	−6,5	−7,6	24,6
4. Преображение	17	−8,2	−9,0	−7,6	−4,3	1,7	7,8	10,7	11,2	8,7	−1,0	−4,7	−5,4	20,2
5. Валентин	22	−6,9	−7,2	−6,7	−3,3	1,7	7,5	9,8	10,6	8,1	−1,3	−6,2	−6,5	17,8
6. Моряк-Рыболов	14	−8,3	−9,6	−7,0	−3,0	4,0	8,2	9,6	10,3	9,3	−0,6	−6,6	−7,8	19,9
7. Рудная Пристань	55	−6,0	−7,4	−6,9	−3,9	2,4	7,0	9,2	10,7	7,7	−1,0	−5,8	−5,8	18,1
8. Пластун	16	−6,2	−6,0	−6,6	−2,2	2,8	6,5	7,7	7,9	6,9	−0,9	−4,5	−5,3	15,4
9. Терней	18	−3,8	−7,3	−5,8	−2,7	2,3	5,9	8,1	9,2	7,7	−2,2	−5,7	−5,1	16,5
10. Золотой	19	−3,5	−6,1	−6,2	−1,4	3,1	3,1	5,4	5,1	3,6	0,4	−3,1	−0,1	11,6
11. Иннокентьевский	40	−5,4	−7,7	−6,7	−3,5	2,0	3,6	5,9	6,9	5,4	1,3	−0,9	−1,2	14,6
12. Советская Гавань	32	−5,4	−7,5	−5,5	−2,4	2,1	4,3	6,0	6,9	5,1	0,7	−2,6	−2,0	14,4
13. Де-Кастри	19	−11,7	−13,2	−9,9	−1,5	1,1	7,5	11,5	14,8	12,8	3,1	−4,9	−9,5	28,0
14. Александровск-Сахалинский	13	−7,3	−8,3	−9,6	−1,4	0,9	6,7	10,3	8,3	4,9	0,3	−0,1	−4,0	19,9
15. Углегорск	29	−7,9	−9,7	−6,8	−2,4	2,0	5,1	8,6	8,8	4,8	2,0	−0,8	−3,2	18,5
16. Холмск	46	1,5	−4,3	−6,8	−5,5	−1,0	1,4	4,8	4,6	2,6	−1,4	−0,2	4,3	11,6
17. Невельск	62	3,1	−2,6	−5,1	−5,1	−1,9	0,0	3,3	3,2	0,7	−1,7	1,2	5,4	10,5
18. Отару	28	−6,0	−10,0	−10,0	−9,0	−2,0	3,0	8,0	12,0	8,0	4,0	2,0	−1,0	22,0
19. Вакканай	22	−4,8	−9,5	−13,5	−6,3	−2,6	0,5	6,3	10,7	9,0	6,6	2,1	−0,1	24,2
20. Эсаси	11	−4,1	−7,4	−11,0	−6,8	−4,1	1,1	8,1	10,9	9,4	4,1	−0,5	−0,8	21,9
21. Фукаура	21	−6,2	−11,9	−15,2	−10,0	−5,8	1,0	9,1	14,1	11,7	8,3	2,7	0,5	29,3
22. Тояма	20	−7,5	−13,7	−16,6	−12,7	−7,2	2,1	11,9	17,9	15,7	10,6	3,4	−0,6	34,7
23. о. Сайго	30	−10,0	−15,9	−16,7	−12,3	−4,9	3,9	11,2	17,6	15,7	10,7	3,5	−2,8	34,3
24. Сакаи	37	−11,7	−17,5	−17,6	−13,6	−5,1	5,8	16,1	20,1	16,7	9,4	2,3	−4,8	37,7
25. Хамада	36	−13,2	−17,9	−17,2	−10,6	−5,2	4,2	15,1	19,5	15,8	9,9	1,5	−6,7	38,6
26. Улсан	11	−9,1	−9,5	−9,2	−6,2	−2,1	5,1	8,6	11,1	12,4	5,7	−3,2	−5,2	21,9
27. Пусан	31	−8,2	−10,1	−9,2	−6,9	−0,8	6,4	9,2	12,5	12,6	4,5	−3,3	−6,4	22,7
28. Вонсан	13	−13,0	−13,0	−11,0	−7,0	1,0	9,0	14,0	18,0	14,0	2,0	−5,0	−8,0	31,0
29. Синпхо	25	−9,8	−12,4	−10,7	−6,4	1,0	7,6	13,1	15,6	10,9	2,5	−5,0	−7,7	28,0

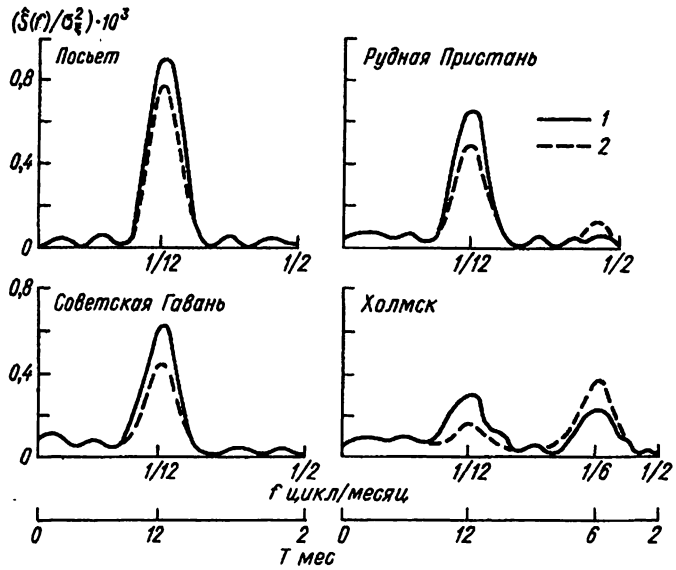


Рис. 26.3. Нормированные оценки функций спектральной плотности средних месячных колебаний уровня в пунктах Японского моря (90 %-ные доверительные интервалы оценок спектра уровня равны 0,71—1,32)

1 — с низкочастотной составляющей уровня; *2* — без низкочастотной составляющей

бережье Татарского пролива (Холмск, Невельск) в спектрах уровня выделены два выраженных максимума на временны́х масштабах год и полгода с равным распределением энергии колебаний (рис. 26.3). Подобная изменчивость средних годовых уровней отмечена и в работах [48, 104].

На основе приведенных результатов можно выделить следующие характерные типы хода уровня моря: неправильный полугодовой — юго-восточное побережье о. Сахалин; неправильный годовой — практически все остальное побережье Японского моря.

Рассмотрим причины формирования указанных типов.

Вопрос о соотношении основных факторов, формирующих годовой ход уровня Японского моря, до настоящего времени еще окончательно не решен. Ряд исследователей [17, 18, 31, 45] полагают, что основной вклад в формирование сезонных колебаний уровня Японского моря вносят изменения плотности воды деятельного слоя моря в течение года; изменения атмосферного давления над Тихим океаном; приход (расход) воды через проливы, соединяющие Японское море с Тихим океаном и Охотским морем. В работах [17, 18] отмечено, что непосредственное воздействие на уровень моря муссонной циркуляции ветров над акваторией незначительно.

Вместе с тем существует и другая точка зрения [71], согласно которой вклад ветра в каждом отдельном пункте на побережье в северной части Японского моря соизмерим или мало отличается от вклада атмосферного давления в спектр колебаний среднего уровня. Так, на юге Приморья вклад ветра и давления в колебания среднего уровня достигает в среднем 75—80 %, а к северу влияние указанных метеоэлементов уменьшается до 55—60 %.

Таким образом, полученные выводы весьма существенны для понимания механизма и построения модели колебаний среднего уровня Японского моря под действием гидрометеорологических параметров, а также для целей океанографического нивелирования.

26.3. Положение уровенной поверхности

В проблеме изучения уровенного режима Японского моря остается не освещенным вопрос определения рельефа уровенной поверхности и его сезонных вариаций для всего моря в целом. Положение уровенной поверхности является важнейшим показателем динамического равновесия любого бассейна, его основной компонентой, другими составляющими которого служат горизонтальная циркуляция водных масс, вертикальные движения воды и водообмен через проливы с прилегающими акваториями. Рельеф поверхности является результирующей всех остальных составляющих, и поэтому его изучение представляет собой не только самостоятельный интерес. Он может служить в качестве исходного материала для определения и уточнения интегральной циркуляции вод и ее изменчивости.

Основное препятствие на пути к оценке среднего положения уровенной поверхности Японского моря заключается в отсутствии единой высотной основы при производстве наблюдений за колебаниями уровня на береговых станциях России, Японии, Кореи. В связи с этим первой важной задачей является приведение всех существующих наблюдений к единому нулю.

Имеются данные, в соответствии с которыми были приведены к единому нулю (Балтийской системе высот 1977 г.) уровни моря, наблюденные в пунктах российского побережья (Приморский, Хабаровский края и о. Сахалин). Согласно помещенным в [130] сведениям о высотных отметках нами были приведены к единому нулю (среднему уровню Токийского залива) все значения среднего многолетнего уровня в пунктах японского побережья. К сожалению, мы не располагали информацией о высотной основе уровенных наблюдений на Корейском полуострове.

Таким образом, все вышесказанное приводит к выводу о необходимости выразить имеющиеся значения уровней моря в единой высотной основе. Указанную проблему можно попытаться выполнить, имея достоверные сведения о средних многолетних (климатических) значениях водообмена в проливах Лаперуза и Корейском. Располагая такой информацией, легко найти среднюю годовую интегральную скорость переноса массы воды через проливы. Имея искомое значение скорости, несложно вычислить уклон уровня, который формирует скорость потока.

В конечном счете задача изучения рельефа уровенной поверхности распадается на ряд более мелких задач, а именно:

1) исследование водообмена Японского моря через проливы с использованием наблюдений за колебаниями уровня на побережье и известных соотношений между значениями водообмена, оценка его достоверных значений;

2) определение климатических уклонов уровня в проливах Лаперуза и Корейском, приведение всех уровенных наблюдений Японского моря к единой высотной основе;

3) анализ положения уровенной поверхности и его сезонных вариаций по имеющимся вдоль побережья выраженным в единой системе высот значениям уровня.

26.3.1. Анализ значений водообмена по литературным источникам

Водообмен играет определяющую роль в формировании гидрологического режима морей. Надежность определения значений водообмена через проливы представляет одну из актуальных задач современной практической океанологии, поскольку она существенно влияет на результаты расчета течений. Кроме того, в нашем случае знание количественных характеристик водообмена позволяет определить уклоны уровня в проливах и выразить уровни моря в единой системе высот.

Мнения исследователей о значениях водообмена через проливы Японского моря довольно разнообразны и противоречивы. Наиболее подробно изучены режимные характеристики водообмена в Корейском проливе. Оценка значений поступления воды в море и ее выноса из моря через пролив была предпринята в работах отечественных [45, 46, 60, 61, 68], японских [99, 110], корейских [109, 138] исследователей на основе расчета скоростей геострофических течений динамическим методом. Результирующие значения переноса в периоды максимального (август) и минимального (март) объемов поступления воды в море помещены в табл. 26.3. Анализ приведенных в таблице значений свидетельствует о том, что оценки водообмена, полученные посредством одного и того же метода, отличаются друг от друга, хотя и не слишком существенно.

Следует отметить, что применение динамического метода для расчета течений, при котором предполагается равенство нулю скорости течения на дне, в случае мелководных проливов не совсем корректно. Серьезные сомнения относительно достоверности значений водного баланса, определенных на основе расчета динамическим методом, высказывал в свое время Л. И. Галеркин [19]. Оценив внутригодовую изменчивость уровня Японского моря за счет соответствующих изменений водного баланса, он отмечает, что полученные при этом нереальные амплитуды колебаний уровня объясняются ошибкой при определении расходов вод в проливах.

Имеется ряд работ, в которых значение водообмена через Корейский пролив, полученное иным способом, значительно отличается от приводимых в табл. 26.3. Так, американские исследователи [113] предлагают при численном моделировании цирку-

ляции использовать климатическое значение объема воды, поступающей в море, равное 2,8 Св. (1 свердруп = 10^6 м^3/с). В [51] на основе моделирования выявлено, что при использовании параметров, приближенных к параметрам реальных проливов, перенос воды через Корейский пролив составляет 5—6 % расхода западного пограничного течения (Куросио) или 2,0 Св. Аналогичное значение указывается и в работе [124].

Японские исследователи [111, 128] на основе обработки многолетних данных инструментальных наблюдений за течениями определили, что значение интегрального переноса вод в летний период варьирует в пределах 3,5—4,1 Св. Согласно [105], максимальный перенос воды через Корейский пролив отмечается в сентябре и составляет 5,6 Св. В другие месяцы объем поступающей в море воды слабо меняется — от 1,0 Св в марте до 1,3 Св в июле. Эти результаты самые высокие из всех имеющихся.

В [87] предполагается, что значение водообмена должно быть соизмеримо с внутренним водообменом Японского моря, который, по оценкам ряда исследователей [99, 116, 136], на порядок выше, чем в Корейском проливе. Г. И. Юрасовым [88] была предпринята попытка определения водообмена в проливах в процессе диагностических расчетов циркуляции Японского моря. При использовании условий свободного протекания на открытых границах области расчета были получены следующие оценки поступления вод в море через Корейский пролив: в марте — 1,8 Св, в августе — 7,2 Св. Эти результаты выше тех, которые получены на основе динамического метода: на порядок для марта и в 3 раза для августа (см. табл. 26.3).

Таблица 26.3

Экстремальный и средний годовой интегральный перенос вод (Св) в Корейском проливе (знак плюс указывает на поступление воды в Японское море)

Месяц	Леонов [45, 46]	Радзиховская [68]	Покудов [60—62]	Miyazaki, Hata [99, 110]	Yi Sok U [138]	Lim, An [109]
Август	+2,62	+2,23	+2,45	+2,34	+2,13	+1,33
Сентябрь						
Февраль	+0,23	+0,18	+0,26	—	+0,19	+0,19
Март						
Год	+1,53	+1,42	+1,36	—	+1,35	—

Помимо различий в климатических оценках водообмена через Корейский пролив отмечается и значительная межгодовая изменчивость (табл. 26.4, табл. 26.5). По проливам Сангарскому (Цугару) и Лаперуза имеющаяся информация крайне ограничена. Если Корейский пролив считается основным источником притока вод, через который вливается около 97 % общего годового количества поступающей в Японское море воды, то Сангарский пролив и прол. Лаперуза являются сточными. Наибольший сток осуществляется через Сангарский пролив. Согласно ряду работ [33, 45, 68, 137], средние годовые (климатические) соотношения между расходами через проливы Сангарский и Лаперуза и поступлением воды в море через Корейский пролив составляют 74—77 % и 23—26 % соответственно. Приведенные оценки получены на основе разрозненных натурных наблюдений за течениями, а также динамического и косвенных методов расчета.

Таблица 26.4

Годовые переносы воды (Св) в Корейском проливе (по данным работы [109])

	1969	1971	1972	1973	1974
	Лето				
Поступление	+1,35	+1,44	+2,14	+3,15	+0,96
Вынос вод	−0,49	−0,77	−0,52	−0,80	−0,39
Результирующий перенос	+0,86	+0,67	+1,62	+2,35	+0,57
	Зима				
Поступление	+0,19	+0,13	+0,30	+0,40	+0,26
Вынос вод	−0,15	−0,09	−0,23	−0,11	−0,05
Результирующий перенос	+0,04	+0,04	+0,07	+0,29	+0,21

Экспериментальные расчеты интегральной циркуляции Японского моря [39, 73, 89] показывают, что наиболее реальный вариант исходных условий при решении численных задач соответствует заданию значений расходов на жидких границах, составляющих 60 % в Сангарском проливе и 40 % в прол. Лаперуза от общего количества поступивших в море вод.

Климатические оценки водообмена через проливы Сангарский и Лаперуза относительно Корейского пролива, приводимые в работах [87, 113, 125, 139], составляют 70—80 % и 20—30 % соответственно. Разрозненные количественные характеристики водообмена в рассматриваемых проливах сведены в табл. 26.6. По аналогии с Корейским проливом расходы воды приводятся для тех месяцев, в течение которых отмечаются их экстремальные значения.

Результаты проведенного анализа свидетельствуют о том, что приводимые в различных источниках значения водообмена через три основных пролива Японского моря варьируют в достаточно широком диапазоне. Необходимость выделения наиболее достоверных значений водообмена, с одной

Таблица 26.5

Годовые переносы воды (Св) в Корейском проливе в августе (по данным В. В. Покудова [60])

	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Поступление	+4,13	+4,89	+3,40	+3,27	+4,32	+3,11
Вынос вод	−3,50	−1,57	−0,89	−0,78	−1,01	−0,68
Результирующий перенос	+0,63	+0,32	+2,51	+2,49	+3,31	+2,43

Таблица 26.6

Экстремальный и средний интегральный перенос вод (Св) в проливах Сангарском (Цугару) и Лаперуза (знак минус указывает на вынос воды из моря)

Месяц	Источник				
	Леонов [45, 46]	Радзиховская [68]	Васильев, Дудка [13]	Ясуи и др. [136]	Моерс [113]
			Сангарский пролив		
Октябрь	−1,95	−1,85	—	−2,30	—
Ноябрь	−2,05	−1,89	−1,00	—	−2,24
Май	−0,28	−0,28	—	—	—
Год	−1,13	−1,10	—	—	—
			Пролив Лаперуза		
Ноябрь	—	−0,44	−0,40	—	−0,56
Май	—	−0,22	—	—	—
Год	−0,42	−0,33	—	—	—

стороны, и невозможность отдать предпочтение тому или иному из известных значений — с другой, определила дальнейший ход наших исследований. Он сводится к оценке водообмена в Сангарском проливе по имеющимся здесь климатическим значениям уровня моря, что является нетрадиционным подходом к решению этого вопроса. Сангарский пролив выбран потому, что на его побережье уровни моря выражены в единой высотной основе относительно среднего уровня Токийского залива. Сопоставляя полученное значение водообмена с результатами предыдущих работ, можно выявить наиболее достоверное значение. Это позволит нам далее определить соответствующие значения для проливов Корейского и Лаперуза по известным общепринятым соотношениям между ними.

26.3.2. Расчет водообмена Японского моря с Тихим океаном через Сангарский пролив, оценка достоверных объемов переноса воды в основных проливах

Расчет водообмена в Сангарском проливе выполнялся по известным уклонам уровня на двух сечениях. Одно из них располагалось непосредственно в проливе между м. Сираками (41° 24′ с. ш., 140° 12′ в. д.) и м. Таппи (41° 15′ с. ш., 140° 21′ в. д.) с расстоянием между ними 11 миль, другое — несколько мористее — между Мацумаэ (41° 25′ с. ш., 140° 06′ в. д.) и Фукаура (40° 47′ с. ш., 140° 03′ в. д.) с расстоянием 43 мили (рис. 26.4). В дальнейшем для краткости условимся называть их малое и большое сечения соответственно.

Из предыдущих исследований [45, 46, 68, 110] известно, что водообмен через пролив осуществляется в обоих направлениях. Однако поступление воды из Тихого океана в море сравнительно невелико, слабо меняется в течение года и в среднем составляет 0,1 Св. Поэтому при реализации поставленной задачи поток вод через пролив полагался направленным из моря с одинаковой скоростью и равномерно распространенным вдоль сечения пролива.

Интегральная скорость переноса водной массы определялась исходя из соотношения [54]:

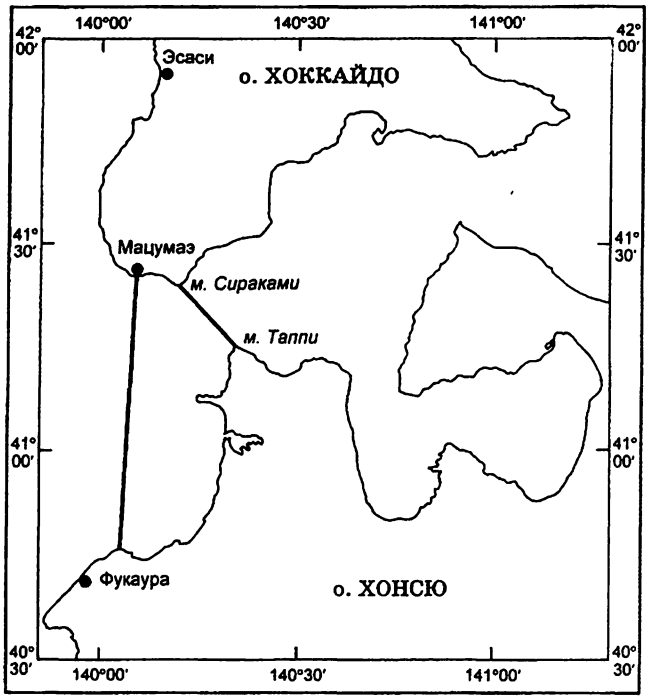


Рис. 26.4. Схема расположения малого и большого сечений Сангарского пролива, используемых для расчета расходов

$$C = M\Delta h, \tag{26.1}$$

где C — средняя интегральная скорость переноса вод, см/с, Δh — уклон уровня, мм (динамические); $M = 3{,}7/L \sin\varphi$ (L — расстояние между точками на разрезе в милях, φ — средняя широта места).

Как отмечает В. А. Березкин [9], обычный линейный метр и динамический практически идентичны, они отличаются друг от друга не более чем на 3 %. Так, для $g = 9{,}8$ м/с, α (удельного объема) = = 0,97264, солености 36 ‰ и температуры 0 °С имеем: 100 м = 98 дин. м (вышесказанное касается только измерения вертикальных расстояний). Это обстоятельство позволило нам без особого ущерба для точности заменить одни единицы другими, используя в качестве Δh климатический уклон уровенной поверхности в проливе, исчисляемый как разность между средними многолетними высотами уровня на побережье островов Хоккайдо и Хонсю:

$$\Delta h = h_{\text{Хок}} - h_{\text{Хон}}. \tag{26.2}$$

Анализ рис. 26.5 позволяет сделать заключение о постоянстве высоты среднего многолетнего уровня моря вдоль всего побережья о. Хоккайдо, равной 190 мм над средним уровнем Токийского залива. Ближайшее значение среднего многолетнего уровня, выраженное в той же системе высот, на противоположном берегу Сангарского залива (о. Хонсю) составляет 260 мм по наблюдениям в Фукауру. Разность высот уровня составляет −70 мм (знак минус свидетельствует о выносе воды из Японского моря).

При таком уклоне уровня значения средней интегральной скорости переноса вод через пролив, по-

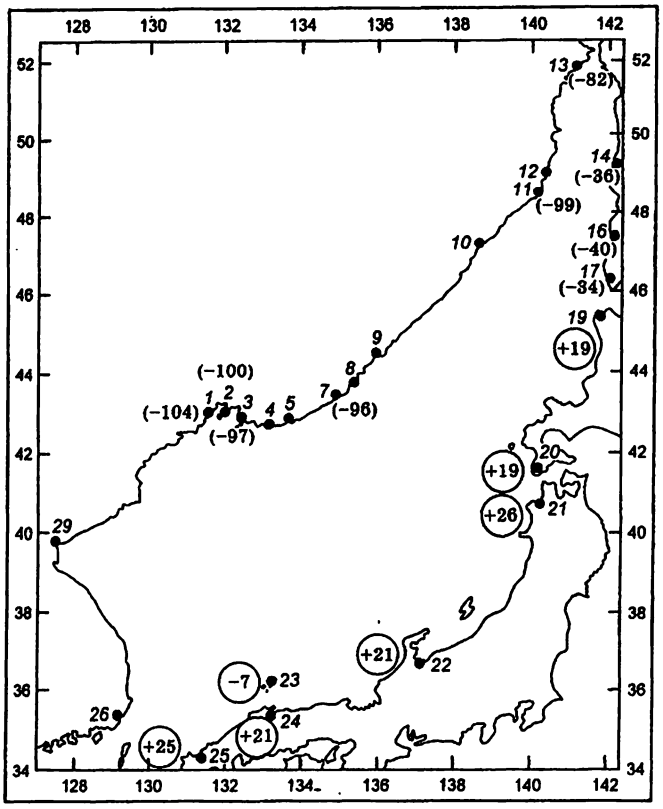


Рис. 26.5. Местоположение пунктов наблюдений за уровнем Японского моря. Отметки (см) средних многолетних высот уровня в Балтийской (цифра в скобках) и Токийской (цифра в кружке) системах

1—29 — порядковые номера пунктов наблюдений (названия пунктов с соответствующей нумерацией приведены в табл. 26.2)

лученные по соотношению (26.1), равны 36,5 и 9,1 см/с для малого и большого сечений соответственно. Указанные скорости не противоречат соответствующим значениям, приводимым в отдельных публикациях. Так, в Лоции [47] отмечается, что в переходный период от юго-восточного муссона к северо-западному, что соответствует средним условиям, скорость течения в Сангарском проливе не превышает 0,7 узла (около 36 см/с). В [68] при описании циркуляции вод Японского моря на входе в пролив отмечается скорость течения на поверхности 30 см/с летом и 10—15 см/с в весенне-зимний период.

При значениях площадей сечений 2 926 320 и 11 800 000 м^2 средние интегральные расходы для малого и большого сечений пролива оказались равными 1,068 и 1,073 Св. Сопоставление наших результатов с приводимыми в других источниках (см. табл. 26.6) показало, что они близки с полученными в [45, 46] и практически идентичны результатам с М. А. Радзиховской [68]. Одинаковые оценки, полученные с использованием разных подходов к расчету скоростей течений, могут свидетельствовать о достоверности полученных значений.

Представляет определенный интерес проследить сезонную изменчивость расходов в Сангарском проливе. Для этой цели использовались средние месячные многолетние отклонения уровня от среднего годового в пунктах Эсаси (о. Хоккайдо) и Фукаура (о. Хонсю).

При сравнении годовых ходов расхода через Сангарский пролив, полученных в разных работах, обнаруживаются различия как в значениях экстремумов, так и во времени их наступления (табл. 26.7, рис. 26.6). Так, в соответствии с нашими расчетами, минимум расхода несколько выше значений, вычисленных ранее, и наблюдается не в апреле—мае, а в феврале—марте, что совпадает с периодом минимального поступления вод в Японское море через Корейский пролив. Максимум расхода, наблюдающийся в августе—октябре, также ближе ко времени максимального поступления вод в море, а по значению ниже известных.

Оценив объем среднегодового расхода через Сангарский пролив в 1,07 Св как достоверный, попытаемся определить соответствующие значения для проливов Корейского и Лаперуза. Ранее отмечалось, что в большинстве публикаций, касающихся водообмена Японского моря с окружающими акваториями, объем расхода через Сангарский пролив оценивается в 70—80 % объема поступающих через Корейский пролив вод. Следовательно, водообмен в Корейском проливе должен варьировать в пределах 1,337—1,528 Св. Примем в качестве наиболее достоверного среднее из этих значений, а именно 1,43 Св. Согласно табл. 26.3, полученное нами значение близко к климатическим значениям переноса вод через Корейский пролив, рассчитанным в [45, 46, 68] и несколько выше приводимых в других ис-

Таблица 26.7

Расчетные значения изменчивости расходов через Сангарский пролив

Величина	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Δh мм	-49	-25	-28	-38	-53	-69	-80	-102	-93	-112	-102	-83
Малое сечение												
C см/с	26	13	15	20	28	36	42	53	48	58	53	43
V Св	0,75	0,38	0,43	0,58	0,81	1,05	1,22	1,55	1,42	1,70	1,55	1,26
Большое сечение												
C см/с	6	3	4	5	7	9	10	13	12	15	13	11
V Св	0,76	0,39	0,42	0,58	0,81	1,06	1,23	1,57	1,43	1,72	1,57	1,27

Примечание. Δh — уклон уровня в проливе, определенный по разностям его высот в Эсаси и Фукаура (знак минус указывает на вынос воды из моря); C — средняя интегральная скорость переноса водной массы через пролив; V — объем переноса вод.

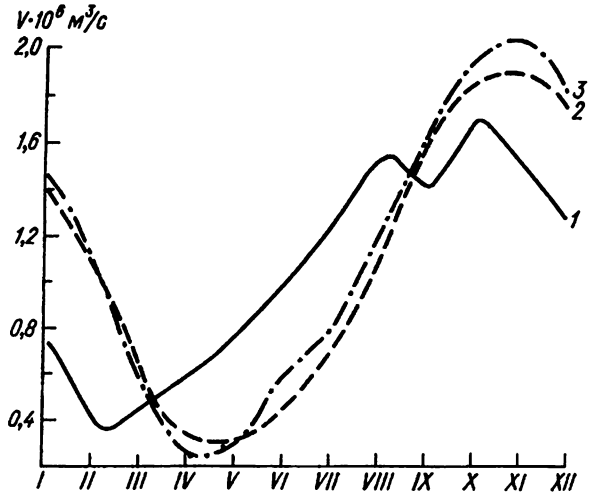


Рис. 26.6. Вариации расходов через Сангарский пролив, полученные по формуле (26.1) [54] (*1*), по расчетам М. А. Радзиховской [68] (*2*) и А. К. Леонова [45] (*3*)

точниках [60—62, 138]. Поскольку все исследователи сходятся во мнении, что интегральный перенос вод в прол. Лаперуза не превышает 20—30 % соответствующего периода через Корейский пролив, то, используя вышеприведенное значение, получаем оценку расхода в прол. Лаперуза в интервале 0,28—0,43 Св, т. е. в среднем 0,36 Св, что практически совпадает с результатами других авторов (см. табл. 26.6).

26.3.3. Приведение наблюдений за уровнем моря к единой высотной основе по данным о водообмене. Климатическое положение уровенной поверхности моря и ее сезонные вариации

Ранее отмечалось, что для исследования рельефа уровенной поверхности моря и его сезонной изменчивости прежде всего необходимо располагать густой сетью наблюдений за уровнем, охватывающей все побережье. При этом наблюдения за уровнем должны быть сопоставимы, т. е. выражены в единой системе высот.

Единственная попытка провести водное нивелирование уровня Японского моря, а также рассчитать наклон уровенной поверхности была предпринята А. П. Михайловым [52]. Автором на основании обработки материалов наблюдений по береговым уровенным постам и глубоководным гидрологическим станциям, а также по систематизированным данным судовых и прибрежных наблюдений за атмосферным давлением были рассчитаны средние многолетние суммарные (плотностные + гидростатические) колебания уровня по всей акватории моря. Положительным моментом работы можно считать то обстоятельство, что все расчеты выполнялись относительно единого нуля поста Владивосток. Негативным моментом работы является слабая освещенность гидрологическими наблюдениями отдельных участков моря, что не позволило достаточно точно определить плотностную составляющую уровня. Кроме того, сама методика расчета плотностных колебаний уровня, представленная в работах [57—59], имеет определенные недостатки. Однако ввиду отсутствия иных работ, касающихся данной проблемы, будем в дальнейшем ориентироваться на работу А. П. Михайлова с целью сравнения результатов и пополнения отсутствующей в нашем распоряжении информации.

В настоящей работе для анализа положения уровенной поверхности использовались средние месячные и годовые значения колебаний уровня, наблюденные в 24 пунктах побережья Японского моря, 12 из которых расположены на побережье Приморья и Хабаровского края, 3 — на о. Сахалин, 7 — на побережье Японии и 2 — Кореи (см. рис. 26.5). Продолжительность наблюдений варьирует от 11 до 68 лет (см. табл. 26.2). Из рис. 26.5 следует, что наблюдения в большинстве российских постов приведены к Балтийской системе высот. Для тех пунктов, где отсутствуют такие сведения, приведение легко осуществить путем пространственной интерполяции, поскольку различия в высотах средних многолетних уровней относительно нуля Кронштадского футштока для пунктов, где имеются наблюдения, несущественны.

Наблюдения на побережье Японских островов выражены относительно среднего уровня Токийского залива. Какие-либо сведения, позволяющие связать между собой уровни моря, наблюденные на побережье Кореи, отсутствуют.

Попытаемся выразить все наблюдения за уровнем Японского моря в единой высотной системе, условившись принимать в качестве нуля отсчета ноль поста Владивосток. Это удобно, поскольку избавляет от отрицательных значений, неизбежно присутствующих в высотах уровня, выраженных как в Балтийской, так и в Токийской системе.

Для выполнения водного нивелирования нужно вычислить уклоны уровня в прол. Лаперуза и Корейском проливе по установленным нами ранее наиболее достоверным значениям водообмена. При заданной площади сечения в проливе несложно оценить значение интегральной скорости переноса водной массы. Далее, решая обратную задачу, из соотношения (26.1) можно определить климатическое значение уклона уровня Δh между противоположными берегами пролива.

В процессе расчетов в прол. Лаперуза задавались два сечения, одно из которых располагалось в наиболее узкой его части между м. Крильон и м. Соя с расстоянием между ними 25 миль, а другое между м. Кузнецова и Вакканаи с расстоянием 39 миль (рис. 26.7 *а*). Так же, как в Сангарском проливе, условимся называть их малое и большое. При значениях площадей 2 153 000 для малого и 3 836 000 м^2 для большого сечений рассчитанные уклоны уровня составили 85 и 83 мм соответственно. Иными словами, в проливе существует постоянный климатический уклон уровня 8 см от о. Хоккайдо к о. Сахалин.

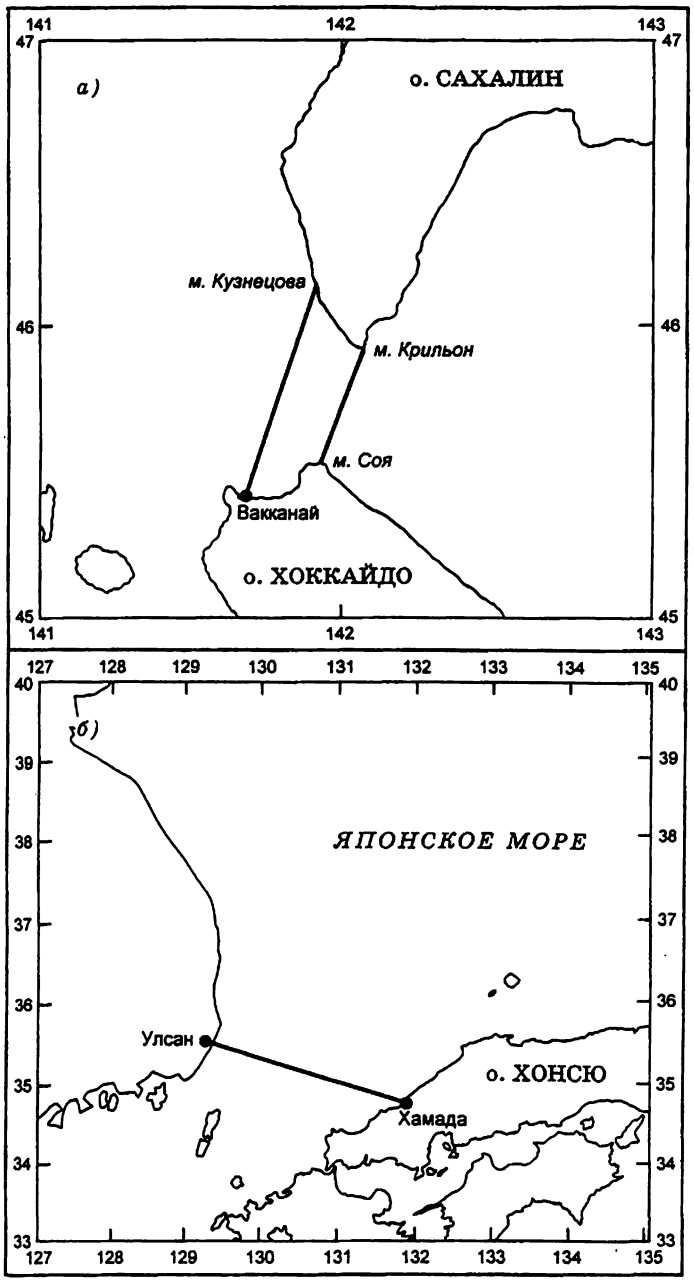


Рис. 26.7. Сечения проливов Лаперуза (*а*) и Корейского пролива (*б*), используемые для расчета уклона уровня

Подобным образом определялся климатический перепад уровня в Корейском проливе. Сечение через пролив располагалось между японским пунктом Хамада и корейским Улсан, в которых имеются наблюдения за уровнем моря (рис. 26.7 *б*). При расстоянии между берегами 125 миль, площади поперечного сечения 24 000 000 м^2 и вычисленным ранее значении водообмена 1,43 Св уклон уровня от о. Хонсю к п-ову Корея оказался равным 12 см. Отметим, что рассчитанное значение достаточно хорошо согласуется с соответствующим перепадом уровня, вычисленным А. П. Михайловым [52] для рассматриваемого нами участка Корейского пролива по сумме плотностных (стерических) и гидростатических отклонений уровня моря (рис. 26.8).

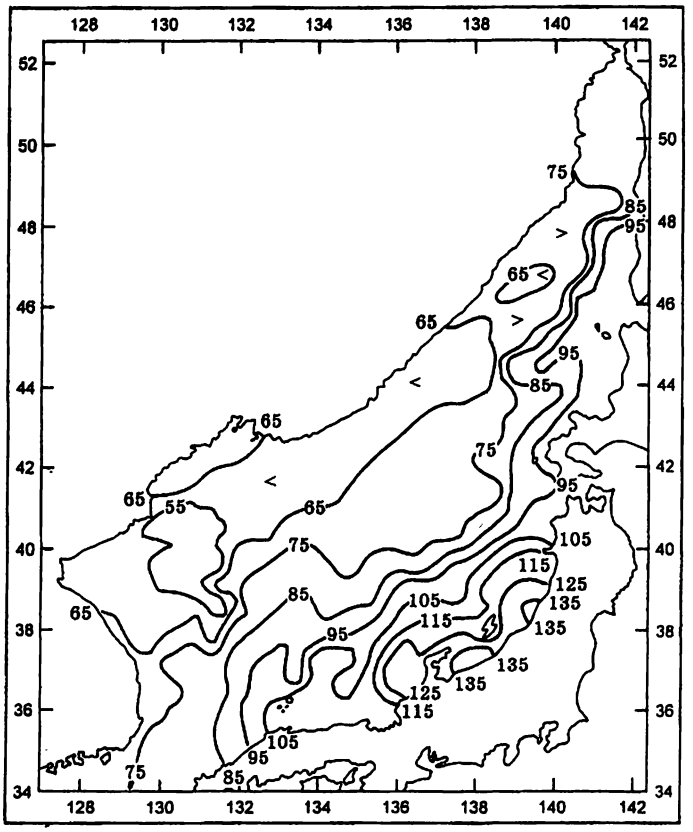


Рис. 26.8. Среднее годовое климатическое положение уровенной поверхности Японского моря (см относительно нуля поста Владивосток), по А. П. Михайлову [52], определенное как сумма плотностных (стерических) и гидростатических отклонений уровня

Согласно ранее приводимым оценкам, объем вод, поступающих через Корейский пролив, определялся в возможном диапазоне 1,337—1,528 Св. Этим значениям соответствуют уклоны уровня 11—13 см, что является верхним и нижним доверительными пределами. Другими словами, точность рассчитанного нами уклона уровня составляет ±1 см.

На основании имеющихся сведений о средних годовых высотах уровня, выраженных в различных высотных системах (см. рис. 26.5), и рассчитанных уклонах уровня в Корейском проливе и прол. Лаперуза все наблюдения за уровнем Японского моря были приведены к единому нулю. В качестве единого нуля для удобства был принят нуль поста Владивосток. Исходной величиной для приводки служила высота среднего многолетнего уровня над нулем поста Владивостока, составляющая 75 см. Из-за отсутствия сведений о взаимосвязи нулей постов уровенных наблюдений на Корейском полуострове средняя климатическая высота уровня над нулем поста Владивосток в пункте Синпхо определялась на основании расчетов А. П. Михайлова.

Результирующую карту высот уровня Японского моря в единой системе иллюстрирует рис. 26.9. Сравнение результатов, полученных в настоящей работе и в [52] показывает близкое совпадение высот уровня вдоль побережья Приморья и существенные расхождения по побережью о. Сахалин,

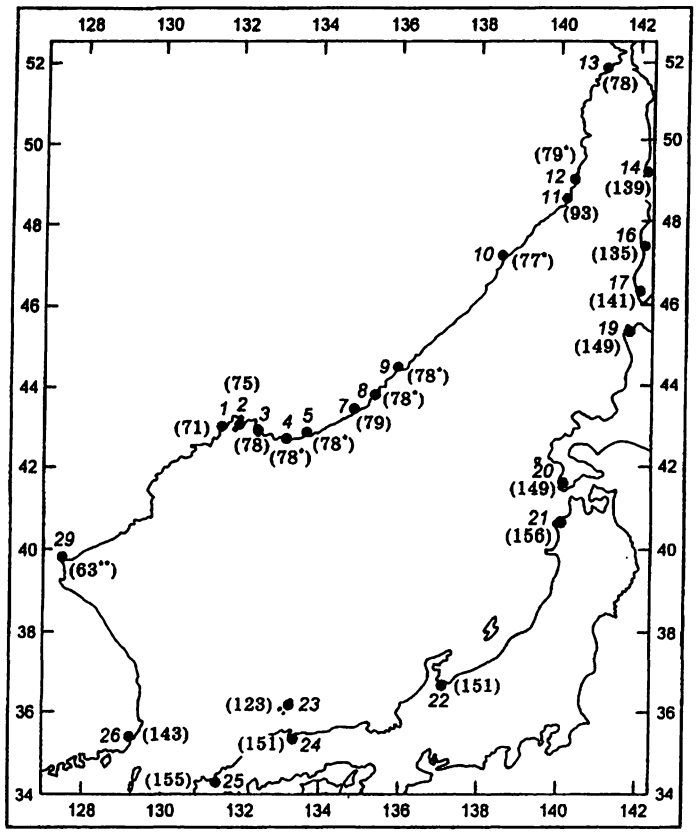


Рис. 26.9. Значения (см) среднего многолетнего уровня (число в скобках) на побережье Японского моря в единой системе высот (относительно нуля поста Владивосток)

1—29 — пункты наблюдений; * — получено интерполяцией; ** — определено согласно расчетам А. П. Михайлова [52]

Японии и в районе Корейского пролива, достигающие 30—40 см (см. рис. 26.8, 26.9).

Следует заметить, что в работе [52] высоты уровня на отмеченных участках явно занижены, поскольку результаты настоящей работы, основанные на использовании натурных данных, обладают большей степенью достоверности. Это, по-видимому, объясняется недостатком методики расчета плотностной составляющей уровня, на что указывалось ранее. Но несмотря на различия, обнаруживается одна общая характерная особенность, заключающаяся в постоянном уклоне уровня между западным и восточным побережьем Японского моря (повышение у берегов Японии и о. Сахалин и понижение у Приморского побережья). Значение уклона уровня составляет 60—65 см в Татарском проливе и достигает 70—80 см между Приморьем и Японией (см. рис. 26.9).

Такое климатическое положение уровенной поверхности обусловлено главным образом гидростатическим воздействием атмосферного давления и влиянием плотности морской воды. Их роль на различных участках моря неодинакова. Тем не менее ряд исследователей [17, 31, 71, 104, 112, 117, 119] полагают, что в среднем статическое действие атмосферного давления формирует около 20—25 % общего значения уклона уровня, в то время как большая часть (75—80 %) определяется вариациями поля плотности.

Вместе с тем необходимо помнить, что поля температуры и солености морской воды, которые обусловливают ее плотность, формируются преобладающими течениями и водообменом. Следовательно, положение уровенной поверхности прежде всего зависит от генеральной циклонической циркуляции вод в Японском море: поступающая через Корейский пролив теплая вода распространяется вдоль Японских островов Цусимским течением, повышая тем самым уровень, в то время как холодная струя, следующая из района Татарского пролива вдоль побережья Приморья, создает постоянно пониженный уровень.

Для анализа внутригодовой изменчивости положения уровенной поверхности Японского моря с использованием данных табл. 26.2 были построены карты среднемесячных многолетних высот уровня вдоль побережья для зимы (февраль) и лета (август), выраженных в единой системе высот (рис. 26.10). Анализ показал, что сезонные колебания практически не изменяют обнаруженную нами общую картину уклона уровенной поверхности (см. рис. 26.9). Претерпевает вариации только высота среднего уровня, определяемая главным образом сезонной изменчивостью плотности морской воды и поступлением вод в море через Корейский пролив. Эти вариации охватывают одновременно все море, однако размах их не везде одинаков, он плавно возрастает с севера на юг от 10—15 до 30—35 см; средний уровень повышается к лету и понижается в зимний период.

Имеющиеся прибрежные наблюдения позволили лишь в первом приближении оценить положение уровенного зеркала. Ввиду отсутствия информации по открытой части моря невозможно выполнить более детальный анализ.

27. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В СИНОПТИЧЕСКОМ МАСШТАБЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Как показал анализ многолетних наблюдений над уровнем в Японском море, метеорологические условия (ветер и атмосферное давление) являются определяющими в формировании кратковременных непериодических колебаний уровня (сейши, штормовые нагоны и т. д.). Эти колебания характеризуются экстремальными значениями и имеют, как правило, синоптический масштаб изменчивости от 1 до 7—10 сут.

На практике непериодические колебания уровня определяются как остаточные после исключения прилива из суммарного уровня моря. Вопрос об оптимальном способе разделения компонентов суммарного уровня окончательно не решен. Можно вы-

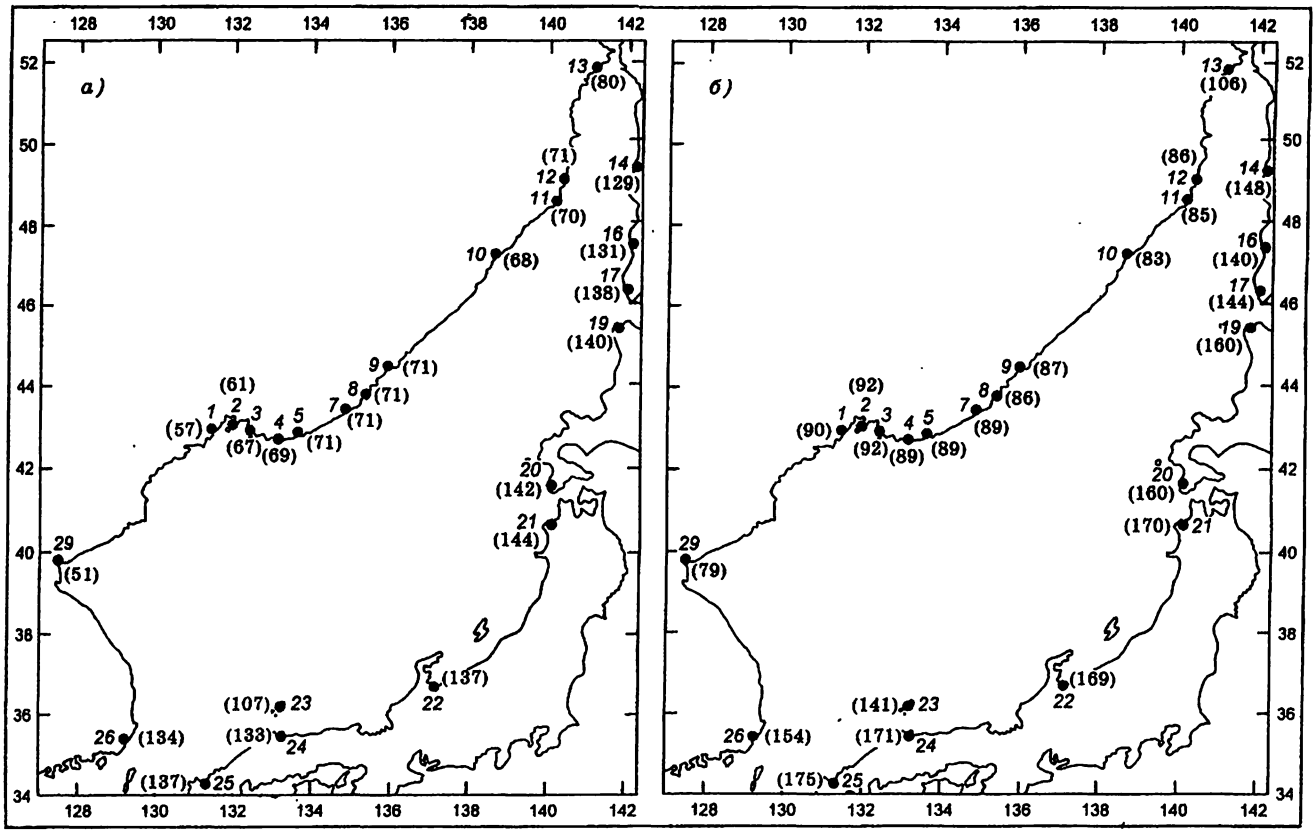


Рис. 26.10. Положение среднего уровня (числа в скобках, см) на побережье Японского моря в феврале (*а*) и августе (*б*) в единой системе высот (относительно нуля поста Владивосток)

1—29 — пункты наблюдений согласно табл. 26.2

делить два подхода: применение различных математических фильтров для исключения приливных колебаний [2, 30, 40, 49] и вычитание предвычисленного прилива из наблюденного суммарного уровня [41, 56].

Применение методов фильтрации позволяет надежно исключить приливы. Однако общим недостатком этого подхода является то, что при осреднении происходит искажение значения и периода непериодической составляющей, особенно при совпадении временны́х масштабов прилива и выделяемых колебаний. В таком случае эффективность выбора метода фильтрации будет зависеть от характера приливов в изучаемых районах побережья. С целью устранения этих недостатков различные исследователи [6, 63, 64] предлагают вводить поправки в полученные после фильтрации ряды непериодической составляющей уровня моря.

Преимущество второго подхода состоит в том, что при этом практически не искажаются высоты и периоды непериодических колебаний, содержащихся в исходном ряду. В то же время предвычисление прилива по гармоническим постоянным не позволяет достаточно полно описать временной ход прилива из-за ограниченного числа гармоник и сезонной изменчивости их амплитуд и фаз. Ввиду этого в спектрах «остаточных уровней» практически всегда присутствуют пики на приливных частотах [30, 63].

Выбор способа выделения непериодических колебаний должен основываться на предварительных исследованиях их характера, размера и продолжительности явления. В условиях Японского моря, где преобладают неправильные полусуточные приливы с небольшой амплитудой и периоды экстремальных подъемов уровня составляют в среднем 2,0—3,5 сут, для выделения непериодических колебаний [80] по реализациям уровня продолжительностью не менее 7 сут был использован комбинационный подход с применением как второго способа, так и одного из методов фильтрации [6], полностью устраняющего прилив; остаточные колебания уровня при этом складывались и осреднялись.

27.1. Общая характеристика кратковременных непериодических колебаний уровня моря

При анализе средних суточных колебаний уровня в различных пунктах побережья Японского моря обращает на себя внимание подобие характерных пиков во временном ходе (рис. 27.1). Это подобие свидетельствует об однородности причин, вызывающих отклонения уровня от равновесного состояния. Такими причинами являются глубокие циклоны и тайфуны, перемещающиеся над акваторией Японского моря (рис. 27.2). По кривым среднесуточного хода уровня можно приближенно судить об

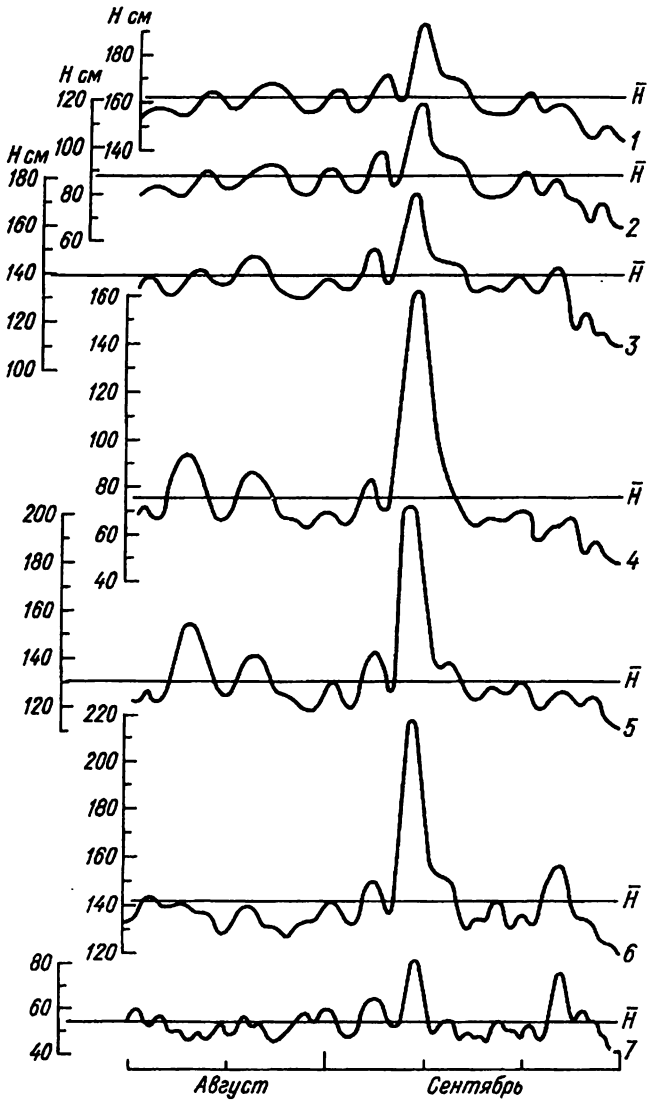


Рис. 27.1. Средние суточные колебания уровня в различных пунктах побережья северной части Японского моря (1956 г.)
1 — Посьет, *2* — Владивосток, *3* — Находка, *4* — Рудная Пристань, *5* — Терней, *6* — Золотой, *7* — Холмск

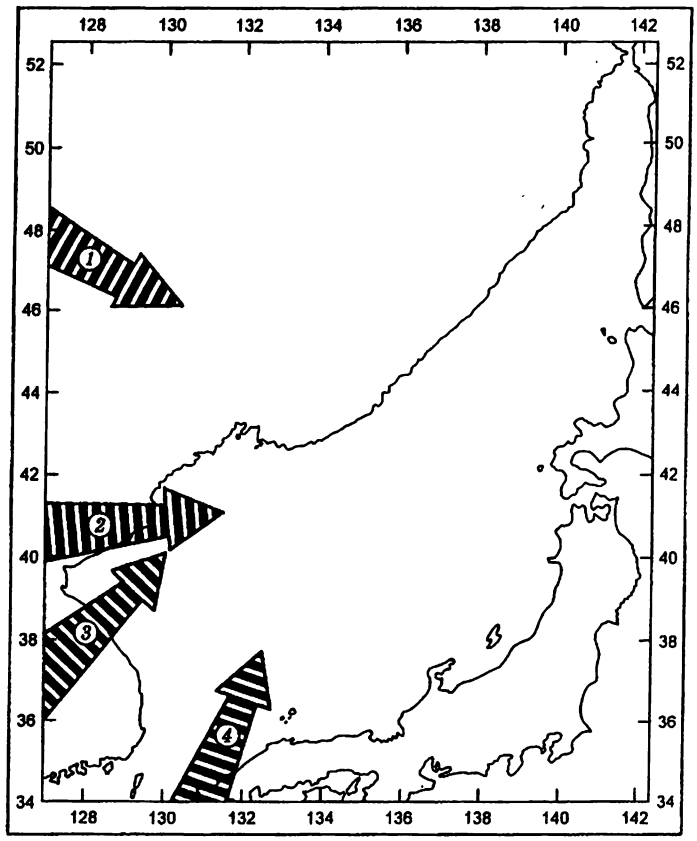


Рис. 27.2. Типовые траектории барических образований, вызывающих экстремальные подъемы уровня
1 — циклоны с Монголии, *2* — циклоны с Желтого моря, *3* — глубокие южные циклоны, *4* — тайфуны

интенсивности сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, район с наибольшими значениями сгонно-нагонных колебаний уровня расположен от м. Поворотный до м. Золотой. Здесь разность средних уровней в разные сутки может достигать 120—170 см (подразумевается размах колебаний от максимума до минимума). В зал. Петра Великого разность средних суточных уровней не превышает 50—70 см, аналогичная картина наблюдается на побережье Татарского пролива.

Определенное влияние на интенсивность сгонно-нагонных колебаний уровня оказывают сейши. Специальных исследований, посвященных изучению физики этого сложного природного явления, в пунктах побережья Японского моря не проводилось. Имеются отдельные работы (Р. А. Деева в 1985 и 1986 гг.), в которых приведены описания сейш и их параметры, а также предпринята попытка сопоставить некоторые из них с ветроволновыми и приливными явлениями.

В бухтах и заливах Японского моря сейшевые колебания уровня наблюдаются постоянно (рис. 27.3), изменяются только значения их параметров. Амплитуды сейш в зависимости от сил, их вызывающих, во всех бухтах постоянно меняются в пределах нескольких десятков сантиметров. Так, в пункте Владивосток наблюдаются сейши с периодами от 10 до 74 мин. Из них 63 % имеют периоды колебаний 30—44 мин. Сравнительно большую повторяемость (от 9 до 12 %) имеют также сейши с периодами 25—29 и 45—54 мин. На долю более долгопериодных сейш приходится всего 7 %. Во время штормов максимальные амплитуды сейш достигают значений 70—80 см. В пункте Находка преобладают сейши среднего периода, равные 30—44 мин. Максимальный размах сейш может достигать 90—100 см. В пункте Рудная Пристань наблюдаются сейши с периодом 10—20 мин (повторяемость 70 %) при максимальной амплитуде до 40 см. В дни со штормовым ветром и волнением амплитуды сейш значительно возрастают и превосходят 40 см.

На севере Татарского пролива (Советская Гавань, Ванино) преобладают сейши с периодами от 20 до 34 мин, их максимальные амплитуды достигают 80—90 см. Однако практический и научный интерес представляют не сами по себе максимальные и минимальные уровни с учетом сейш, а их взаимосвязь с соответствующими полными водами, а также возможные механизмы генерации сейш во

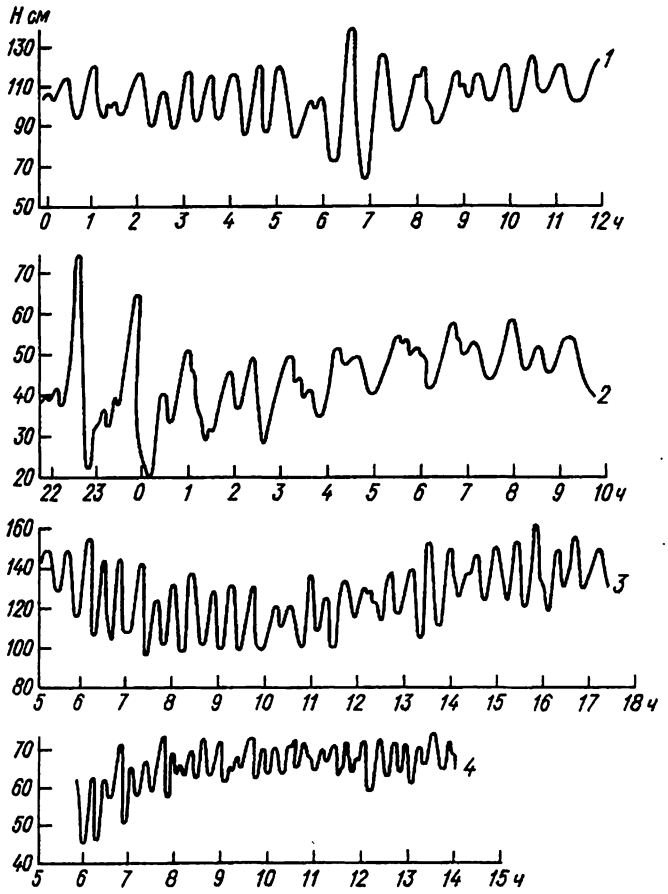


Рис. 27.3. Временной ход уровня при сейшевых колебаниях в различных пунктах побережья

1 — Владивосток (6 июля 1926 г.), *2* — Находка (25—26 августа 1967 г.), *3* — Преображение (26 февраля 1952 г.), *4* — Руднаи Пристань (17 мая 1968 г.)

время штормов. В работах Р. А. Деевой показано, что в 38 % случаев наибольшие за месяц уровни с учетом сейш на 20 см и более (табл. 27.1) превышают соответствующую им высокую полную воду. Следует отметить, что в 88 % случаев даты наибольших за месяц уровней с учетом сейш и высоких полных вод совпадают. По данным табл. 27.2 отчетливо прослеживается зависимость разностей (макс – ВПВ) от высот ветровых волн.

В периоды интенсивных сгонно-нагонных колебаний уровня на акватории Японского моря развивается штормовое волнение высотой 3—5 м, которое, накладываясь на нагонное повышение уровня, обрушивается на побережье.

Все вышеизложенное свидетельствует о сложной природе сгонно-нагонных колебаний уровня на побережье северной части Японского моря, зависящих от целого ряда причин.

Таблица 27.1

Повторяемость (%) разностей (макс – ВПВ и мин – НМВ) для максимальных и минимальных уровней с учетом сейш за месяц

Градация разностей, см	макс – ВПВ	мин – НМВ
50—59	0,6	—
40—49	1,0	—
30—39	12,2	0,6
20—29	24,1	2,2
10—19	34,1	27,6
0—9	28,0	89,6

27.2. Основные статистические характеристики непериодических колебаний уровня моря

Непериодические колебания уровня, выраженные в отклонениях от средних месячных значений, отражают воздействие метеорологических факторов (ветер, перепады атмосферного давления) и местных физико-географических условий. Основной интерес представляет исследование статистической структуры непериодических колебаний уровня в северной части Японского моря, обусловленной штормовыми нагонами. С целью решения задачи рассчитывались и анализировались эмпирическая и теоретическая региональные функции обеспеченности высот штормовых нагонов, повторяемости внутригодового распределения нагонов, сопоставлялось число случаев нагонов с направлением ветра в пунктах побережья, определялись средние и максимальные высоты нагонов.

Расчеты эмпирической и теоретической региональных функций обеспеченности экстремальных нагонов производились по методике [21, 70] для участка побережья между пунктами Рудная Пристань и Терней, где чаще всего наблюдаются штормовые нагоны. Высоты штормовых нагонов колеблются здесь в пределах 38—123 см. Период наблю-

Таблица 27.2

Повторяемость (%) разностей (макс – ВПВ) и высоты волн по градациям

Градация разностей макс – ВПВ, см	Градация высоты волн, м								Сумма
	0,0—0,2	0,3—0,7	0,8—1,2	1,3—1,9	2,0—2,9	3,0—3,9	4,0—4,9	5,0—5,9	
50—59	—	—	—	—	—	—	—	0,6	0,6
40—49	—	—	—	—	0,5	—	0,5	—	1,0
30—39	—	1,6	1,1	2,8	5,0	1,1	0,6	—	12,2
20—29	—	1,6	2,2	10,4	8,8	1,1	—	—	24,1
10—19	—	5,5	11,5	8,8	5,0	2,8	0,5	—	34,1
0—9	2,7	11,0	5,5	4,4	3,9	0,5	—	—	28,0
Сумма	2,7	19,7	20,3	26,4	23,2	5,5	1,6	0,6	100,0
Среднее отклонение	5	12	15	20	22	18	32	—	

Примечание. В табл. 27.1, 27.2: макс — наибольший за месяц максимальный уровень с учетом сейш; ВПВ — соответствующая ему высокая полная вода; мин — наименьший за месяц минимальный уровень с учетом сейш; НМВ — соответствующая ему низкая малая вода.

дений за уровнем в пункте Рудная Пристань, равный 38 годам (1943—1980 гг.), был выбран в качестве опорного. В пункте Терней наблюдения за уровнем велись в течение 15 лет (1951—1965 гг.). Пропуски наблюдений за ряд лет (1943—1950 гг., 1966—1980 гг.) восстанавливались по графикам связи высот штормовых нагонов в пунктах Рудная Пристань и Терней соответственно (рис. 27.4 *а*).

Для этих двух пунктов были построены индивидуальные безразмерные кривые обеспеченности (рис. 27.4 *б*) максимумов штормовых нагонов, затем ординаты безразмерных кривых обеспеченности осреднялись для одинаковых вероятностей превышения и наносились на сетку вероятностей двойного показательного закона (рис. 27.4 *в*). По виду кривой эмпирической региональной функции обеспеченности (рис. 27.4 *в*) установлено, что для ее аппроксимации и экстраполяции более всего пригодно первое предельное распределение максимумов [70]. Параметры первого предельного распределения, вычисленные по методу моментов [70], представлены в табл. 27.3. С целью анализа повторяемости высоты штормовых нагонов были условно разделены на четыре группы: менее 40 см — слабые нагоны; в пределах 40—70 см — умеренные нагоны; в пределах 70—100 см — сильные нагоны; более 100 см — максимальные нагоны.

Оказалось, что на данном участке побережья чаще всего наблюдаются слабые и умеренные нагоны — не менее 1 раза в год. Реже — 1 раз в 5—10 лет — отмечаются сильные нагоны. Повторяемость максимальных нагонов не превышает 1 раза в 20 лет. Вид обобщенной гистограммы внутригодового распределения штормовых нагонов для побережья Приморья (рис. 27.5) показал, что наибольшее число нагонов (около 20 %) в том числе и максимальных, наблюдается в августе—сентябре, в остальные месяцы количество нагонов примерно одинаково (5—6 %). В зимние месяцы несколько возрастает (до 2 %) повторяемость экстремальных нагонов. В летние месяцы отмечается не только небольшое количество нагонов, но и уменьшение

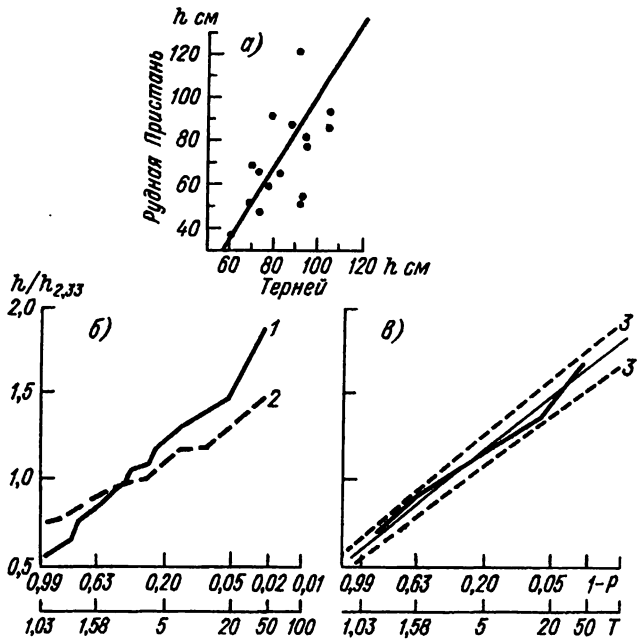


Рис. 27.4. График связи высот штормовых нагонов (*а*) в пунктах Рудная Пристань и Терней; безразмерные кривые обеспеченности максимальных годовых высот штормовых нагонов (*б*, *в*) : *б* — индивидуальные кривые обеспеченности для пунктов Рудная Пристань (*1*) и Терней (*2*); *в* — региональная функция распределения, аппроксимируемая первым предельным распределением экстремумов; *3* — доверительные границы распределения

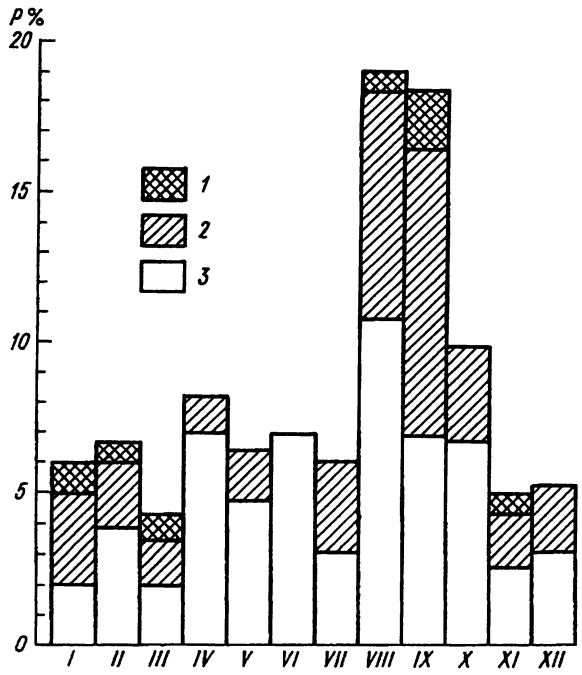


Рис. 27.5. Обобщенная гистограмма внутригодового распределения нагонов на побережье в северной части Японского моря

1 — максимальные и сильные нагоны, *2* — умеренные нагоны, *3* — слабые нагоны

Таблица 27.3

Максимальная годовая высота штормовых нагонов ($\Delta\xi$ см) редкой повторяемости для пунктов побережья Японского моря

Пункт	$\frac{1-P}{T}$	$\frac{0,99}{1,0}$	$\frac{0,90}{1,1}$	$\frac{0,63}{1,6}$	$\frac{0,20}{5}$	$\frac{0,10}{10}$	$\frac{0,05}{20}$	$\frac{0,02}{50}$	$\frac{0,01}{100}$
Рудная Пристань	$\frac{\Delta\xi}{\pm\sigma(\Delta\xi)}$	$\frac{39}{3}$	$\frac{41}{3}$	$\frac{58}{2}$	$\frac{78}{2}$	$\frac{88}{5}$	$\frac{98}{6}$	$\frac{110}{10}$	$\frac{120}{11}$
Терней	$\frac{\Delta\xi}{\pm\sigma(\Delta\xi)}$	$\frac{46}{4}$	$\frac{50}{4}$	$\frac{70}{2}$	$\frac{94}{4}$	$\frac{107}{6}$	$\frac{118}{8}$	$\frac{134}{12}$	$\frac{146}{14}$

Примечание. $(1-P)$ — вероятность превышения, T — период повторяемости (число лет), $\pm\sigma(\Delta\xi)$ — доверительный интервал, см. Использованы ряды наблюдений за 1943—1980 гг.

средней и максимальной высот нагонов по сравнению с осенними и зимними (табл. 27.4). Обращает на себя внимание тот факт, что средние высоты нагонов в январе—марте примерно соответствуют высотам в августе—ноябре. Однако наиболее опасные подъемы уровня наблюдаются не в зимние месяцы, а в августе—сентябре. Возможное объяснение этому факту состоит в следующем. Как известно, нагоны происходят на фоне сезонной изменчивости уровня [80]. Минимальные среднемесячные уровни приходятся на февраль—март, максимальные — на июль—сентябрь. Кроме того, для данного участка побережья нагонными являются ветры восточных румбов.

В табл. 27.5 представлены результаты сопоставления повторяемостей направлений ветра и штормовых нагонов в пункте Рудная Пристань. Эти данные хорошо согласуются с результатами работы [36], где исследованы типы и траектории циклонов и тайфунов, вызывающих штормовые ветры восточных румбов на побережье Приморья. Наиболее часто барические образования выделенных типов выходят на акваторию Японского моря в августе—ноябре. Основываясь на приведенных фактах, можно отметить, что повторяемость и значения максимумов суммарных колебаний уровня при одинаковой высоте нагонов будут больше в августе—сентябре, чем в январе—марте.

Большой практический и научный интерес представляют результаты изучения временного хода нагонов в исследуемом районе побережья. Были рассчитаны характеристики нагонов, такие как их высоты и периоды, продолжительности стояния уровней на максимуме и время подъема и спада уровня (табл. 27.6). Временной ход уровня при максимальных и средних нагонах в различных пунктах побережья представлен на рис. 27.6. Характерные изменения уровня при нагонах отражают изменчивость в динамике колебаний уровня на отдельных участках побережья.

Таблица 27.4

Максимальные (числитель) и средние (знаменатель) высоты штормовых нагонов (см) в пунктах побережья Японского моря

Пункт	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Находка	39 / 25	23 / 20	30 / 24	30 / 22	34 / 25	25 / 23	23 / 21	44 / 25	58 / 29	40 / 31	30 / 26	28 / 22
Рудная Пристань	78 / 45	70 / 36	81 / 50	74 / 37	65 / 37	35 / 52	52 / 32	99 / 37	123 / 45	71 / 37	78 / 42	64 / 39
Терней	81 / 53	— / —	53 / 50	76 / 69	55 / 44	52 / 41	52 / 33	99 / 54	113 / 56	90 / 48	114 / 61	79 / 69
Золотой	52 / 41	— / —	44 / 29	55 / 48	57 / 33	39 / 23	40 / 25	94 / 38	100 / 47	96 / 45	95 / 51	75 / 40

Таблица 27.5

Повторяемость (%) штормовых нагонов в пункте Рудная Пристань в зависимости от направления ветра

Направление ветра, румб	С	ССВ	СВ	ВСВ	В	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ	СЗ	ССЗ
Повторяемость нагонов, %	0,6	2,6	28,8	11,6	27,4	1,3	17,8	1,3	2,6	—	1,6	—	1,8	1,3	1,8	—

Таблица 27.6

Характеристики максимальных (числитель) и средних (знаменатель) нагонов в пунктах побережья Японского моря

Пункт	Характеристика					
	$\Delta\xi$ см	T_1 ч	T_2 ч	T_3 ч	T_ξ ч	N_ξ
Находка	60 / 25	8 / 9	26 / 28	41 / 43	156 / 100	63
Преображение	52 / 26	8 / 7	26 / 31	36 / 39	70 / 71	25
Рудная Пристань	123 / 48	6 / 6	24 / 22	90 / 45	150 / 90	94
Терней	114 / 50	6 / 6	20 / 20	90 / 37	116 / 66	87
Золотой	100 / 42	6 / 6	20 / 20	86 / 40	112 / 65	80
Советская Гавань	40 / 21	6 / 9	12 / 23	16 / 36	34 / 67	45
Холмск	53 / 23	5 / 7	15 / 17	15 / 35	36 / 61	46

Примечание. $\Delta\xi$ — высота нагона, T_1 — продолжительность стояния уровня на максимуме, T_2 — продолжительность подъема уровня, T_3 — продолжительность спада уровня, T_ξ — продолжительность нагона, N_ξ — число нагонов.

Отличительной чертой нагонов для всех пунктов побережья является их асимметрия. Ветвь подъема уровня круче, чем ветвь спада. Одна из возможных причин заключается в том, что преобладающее количество нагонов (около 80 %) в данном районе побережья вызваны движущимися барическими образованиями типа циклонов и тайфунов, а в первом приближении скорость изменения уровня пропорциональна скорости перемещения циклонов. Как правило, значительные нагоны на российском побережье Японского моря происходят при смещении центра циклона или тайфуна в северном или северо-восточном направлении.

С помощью рассмотренных характеристик было проведено районирование побережья Приморья по интенсивности и условиям формирования экстремальных уровней. Выделено три района. На участке побережья между пунктами Находка и Преображение (район I) максимальные нагоны с высотой более 50 см наблюдаются довольно редко (около 2 %), средняя высота нагонов равна 25—28 см. Средняя продолжительность нагонов составляет 70—85 ч; время роста уровня колеблется в пределах 28—31 ч,

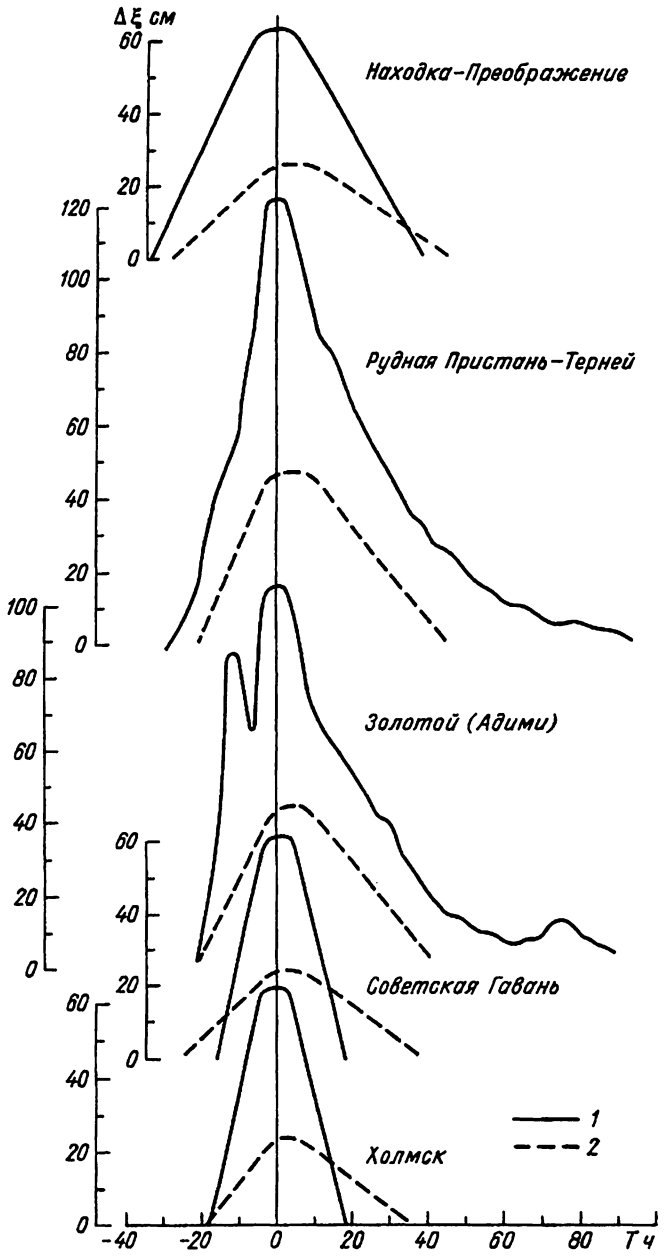


Рис. 27.6. Временной ход уровня при максимальных (*1*) и средних (*2*) нагонах в отдельных пунктах побережья в северной части Японского моря

а фаза спада — в пределах 39—48 ч. Продолжительность стояния уровня на максимуме в среднем равна 7—9 ч. Средняя высота нагонов в районе I соизмерима с размахом средних месячных колебаний уровня, но в 1,4—2 раза превышает амплитуду прилива.

Иная картина отмечается в районе II (пункты Рудная Пристань — Золотой). Средняя высота нагонов здесь в 2 раза больше, чем в районе I и равна 40—50 см. Максимальные высоты нагонов составляют 90—123 см, но и повторяемость их низка (1—2 % общего числа случаев). В то же время отмечается уменьшение среднего времени подъема уровня (20—22 ч), фазы спада практически не меняются; кривая временно́го хода уровня при нагонах круче, чем в районе I. Продолжительность стояния уровня на максимуме не превышает 6 ч. Возрастают соответственно и соотношения между средними высотами нагонов и амплитудами прилива (в 2,5—3 раза), средними высотами нагонов и амплитудой сезонных колебаний уровня (в 3 раза).

К северу от пункта Золотой (район III) временной ход нагонов становится более плавным и по своим параметрам приближается к условиям района I.

Резюмируя изложенное, отметим, что вклады различных составляющих в формирование экстремальных подъемов уровня различны на разных участках побережья:

в первом районе (Находка — Преображение) главное значение имеют сезонные колебания уровня и нагоны;

во втором районе (Рудная Пристань — Золотой) доминирует нагонная составляющая;

в третьем районе (Советская Гавань — Холмск) возможен первый вариант формирования максимальных уровней.

Изучение внутренней структуры непериодических колебаний уровня в синоптическом масштабе изменчивости проведено корреляционно-спектральным методом анализа [10, 37]. Для исследования использованы материалы непрерывных наблюдений за уровнем в пунктах Находка, Рудная Пристань, Терней, Золотой, Советская Гавань и Холмск за периоды наибольшей повторяемости нагонов (июль—ноябрь) в 1956—1959, 1968, 1971—1972, 1976, 1981 гг. В выборки вошли все особо опасные подъемы уровня, вызванные выходами тайфунов и южных циклонов на акваторию Японского моря.

Значения непериодических колебаний уровня моря получены путем вычитания предвычисленного на указанные отрезки времени прилива из суммарного уровня моря. Приливные колебания уровня рассчитывались по методу наименьших квадратов (МНК). Наилучшее исключение прилива (суточного и полусуточного) было достигнуто при числе приливных гармоник, равном 21.

Дискретность исследуемых колебаний уровня составила 3 ч. Максимальный сдвиг автокорреляционных функций равнялся 360 ч.

Оценки автокорреляционных функции и спектральных плотностей колебаний уровня рассчитывались по общепринятому алгоритму [10]. Предварительный анализ оценок автокорреляционных функций и спектров исходных уровней указал на наличие в анализируемых рядах низкочастотной составляющей (тренда) с периодом, превышающим максимальный сдвиг автокорреляционных функций. В данном случае низкочастотная составляющая может быть отождествлена с сезонной изменчивостью уровня, обусловленной целиком внутри- и межгодовыми колебаниями водо- и теплообмена через Корейский и Цусимский проливы, а также крупномасштабными вариациями атмосферного давления над Тихим океаном и сушей [45]. В то же время в пунктах Рудная Пристань, Терней и Золотой влияние тренда на исследуемые процессы было невелико.

Наилучшим способом исключения тренда оказалось вычитание из рядов непериодических колебаний уровня значений, рассчитанных по скользящим осредненным 15-суточным интервалам суммарных уровней. В расчеты вводилась поправка, учитывающая несовпадение плоскостей среднего приливного и среднего за 15 сут уровней моря:

$$\Delta\xi = \xi_{ср.пр} - \xi_{ср_{15}}, \qquad (27.1)$$

где $\xi_{ср.пр}$ — средний приливной уровень, $\xi_{ср_{15}}$ — средний за 15 сут уровень.

Для выявления типа процесса, к которому надо отнести непериодические колебания уровня, в качестве нулевого континиума [37] принимались дополнительно рассчитанные и принятые оценки спектров «красного» шума (марковский инерционный процесс первого порядка).

Доверительные пределы для спектра красного шума определены на основе гипотезы о χ^2-распределении оценок, исходя из 95 %-ной доверительной вероятности. Превышение значений спектральной плотности процесса над верхним доверительным пределом спектра красного шума в каком-то интервале частот интерпретируется как выявление статистически значимой периодичности.

Рассчитанные оценки автокорреляционных функций свидетельствуют о временном сходстве непериодических колебаний уровня вдоль побережья. Для всех пунктов характерно быстрое убывание оценок автокорреляционных функций со значительными колебаниями около нулевого значения. Автокорреллограммы содержат приближенную оценку преобладающих возмущений с периодом 10—12 сут. По их виду определена предельная заблаговременность инерционного прогноза уровня, которая по всему побережью в среднем составила около 25—30 ч.

Анализ оценок спектров позволяет более полно выделить пространственно-временные диапазоны изменчивости в колебаниях уровня. Интересной особенностью распределения оценок спектральных плотностей уровней во всех пунктах побережья (табл. 27.7) явилось наличие статистически значимых максимумов, несущих значительную часть общей энергии, на частотах 0,14—0,1 цикл/сут (7,1—10 сут). Объяснить природу этих периодичностей без привлечения атмосферных характеристик в настоящий момент не представляется возможным. Отметим только, что периоды 10—15 сут в колебаниях уровня были обнаружены в пунктах на западном побережье Камчатки [22]. Наряду с указанными периодами выделены также максимумы в оценках спектров на частотах 0,26—0,23 цикл/сут (3,8—4,3 сут), а в пункте Холмск на частоте 0,37 цикл/сут (2,7 сут).

Из оценок спектров следует разница не только во временны́х масштабах колебаний уровня в отдельных пунктах, но и в интенсивности самих оценок. По мнению многих исследователей [20, 67, 74, 100], эти изменения обусловлены прежде всего скоТаблица 27.7

Оценки функций спектральной плотности $\hat{S}(f) \cdot 10^3$ (см^2 · сут) непериодических колебаний (штормовых нагонов) в пунктах побережья северной части Японского моря

Пункт	Энергонесущие периоды в спектрах колебаний уровня (штормовые нагоны), сут				
	7,1—10,0	5,0—5,5	3,8—4,2	2,6—2,8	2,2—2,6
Находка	8—19	3—6	3—4	—	—
Рудная Пристань	18—27	5—15	2—8	1—3	1—4
Терней	14—34	10—22	12—28	4—6	2—8
Золотой (Адими)	18—38	8—20	7—16	3—5	2—4

ростью движения и размерами барических образований, расстоянием между последовательными циклонами, а также эффектами возможного резонанса шельфовых и барических волн. Весьма существенное влияние на изменения оценок спектров уровня оказывают также конкретные физико-географические особенности побережья: рельеф дна, конфигурация береговой черты.

В заключение отметим, что постоянство частот максимумов в оценках спектров непериодических колебаний уровня, которые заключены в пределах 0,14—0,1 цикл/сут (7,1—10 сут) и 0,26—0,23 цикл/сут (3,8—4,3 сут) свидетельствует о подобии доминирующих факторов, определяющих штормовые подъемы уровня на побережье Японского моря в июле—ноябре.

27.3. Пространственно-временная изменчивость непериодических колебаний уровня моря

Изучение пространственно-временной изменчивости непериодических колебаний уровня моря существенно с точки зрения выявления характера распространения волн нагона вдоль побережья, а также расчета уровня моря в отдельных пунктах на основе регрессионных зависимостей. Для решения этой задачи привлекались методы взаимно корреляционного и взаимно спектрального анализа [70, 100]. В качестве исходных данных использованы вышеуказанные ряды наблюдений. Для получения устойчивых оценок рассчитанные значения взаимно корреляционных функций, когерентности и сдвига фаз осреднялись по продолжительности рядов наблюдений.

Достоверность средних оценок спектров не вызывает сомнений, так как они получены по девяти долгопериодным реализациям с числом степеней свободы, равным 252. Значимость коэффициентов нормированных оценок взаимно корреляционных функций проверялась с помощью теста Андерсона [37], основанного на циклической нормально распределенной серии длиной N.

Анализ взаимосвязи колебаний уровня моря в частотном диапазоне, представленный диаграммами оценок функций когерентности и сдвига фаз непериодических колебаний уровня между пунктами

в северной части Японского моря (рис. 27.7), позволил выявить следующие основные особенности [81].

На участке побережья между пунктами Находка и Рудная Пристань отмечается высокая степень взаимосвязи колебаний уровня моря в широком диапазоне частот от 0,23 до 0,1 цикл/сут (4—10 сут). Далее к северу с увеличением расстояния между пунктами связь колебаний уровня уменьшается на всех частотах.

Существование относительно высоких значений оценок функций когерентности в диапазоне частот от 0,01 до 0,1 цикл/сут (10—100 сут) указывает на возможность более согласованного хода сглаженных значений уровня моря с периодами осреднения, значительно превышающими 1 сут. Как правило, оценки коэффициентов корреляции средних месячных уровней между пунктами побережья Японского моря на 8—10 % выше, чем средних суточных.

Вышеуказанные закономерности отмечались на шельфе других морей России и использовались Г. В. Алексеевым [3] для прогноза низкочастотных компонент в заданном пункте по известным значениям уровня в другом пункте. Для баренцевоморского побережья А. А. Потанин [65], взяв за основу доминирующий вклад длинных барических волн в формирование штормовых нагонов, построил методами обычной регрессии прогностические зависимости по расчету высот уровня моря в удаленных друг от друга пунктах.

Характерной особенностью распределения оценок функций когерентности $\gamma^2(f)$ является некоторое увеличение ее значений на частотах 0,13—0,1 цикл/сут (7,5—10 сут), 0,2—0,26 цикл/сут (4—5 сут) и наличие максимума на частоте 0,43 цикл/сут (2,3 сут). При этом максимумы в оценках функций когерентности на указанных частотах прослеживаются по всему побережью, уменьшаясь с увеличением расстояния между пунктами. Опираясь на данный факт можно сделать предположение о существовании составляющих волн нагона с периодами около 7,5—10 и 4—5 сут, постепенно затухающих по мере продвижения вдоль побережья в северной части Японского моря. Аналогичные вариации уровня моря обнаружены и в других районах шельфовой зоны Мирового океана [97].

На фазовых диаграммах (см. рис. 27.7) заметна почти полная согласованность сдвигов фаз на различных частотах при одновременном возрастании дисперсии фаз с увеличением расстояния между пунктами. Линейный характер и изменение фазового угла говорит о постоянстве временно́го сдвига различных составляющих непериодических колебаний уровня. Одна из возможных причин возрастания дисперсии сдвига фаз может заключаться в изменении скорости перемещения волновых составляющих вдоль побережья в зависимости от их периода. При этом быстрее затухают волны нагона более коротких периодов, что и фиксируется снижением коэффициента когерентности на данной частоте [3].

Для предварительной оценки зависимости непериодических колебаний уровня моря от расстояния

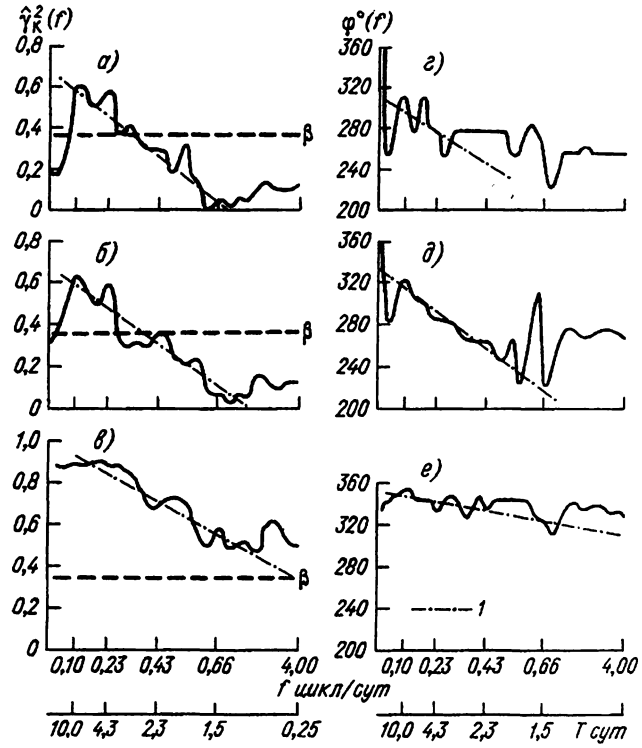


Рис. 27.7. Оценки когерентности (*а*, *б*, *в*) и сдвига фаз (*г*, *д*, *е*) непериодических колебаний уровня между отдельными пунктами побережья в северной части Японского моря

а, *г* — Находка — Советская Гавань; *б*, *д* — Находка — Холмск; *в*, *е* — Рудная Пристань — Терней; β — уровень значимой когерентности, *1* — прямая, показывающая изменение когерентности и сдвига фаз с частотой

между пунктами служит пространственная корреляционная функция [29]. Ее вид (рис. 27.8) указывает на монотонное убывание корреляции по мере увеличения расстояния между пунктами побережья. В то же время связь остается весьма существенной ($R_{\Delta\xi}(L) > 0{,}5$) даже при значительном увеличении расстояния ($L > 900...950$ км). Так, между двумя наиболее удаленными пунктами (Находка и Советская Гавань) взаимосвязь колебаний уровня моря характеризуется довольно высокими оценками коэффициентов корреляции, равными 0,6 (см. рис. 27.8).

Характерной особенностью всех оценок взаимно корреляционных функций (рис. 27.9) является ло-

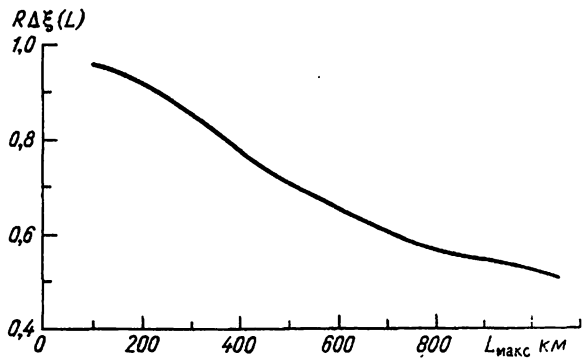


Рис. 27.8. Оценка пространственной корреляционной функции непериодических колебаний уровня на побережье в северной части Японского моря

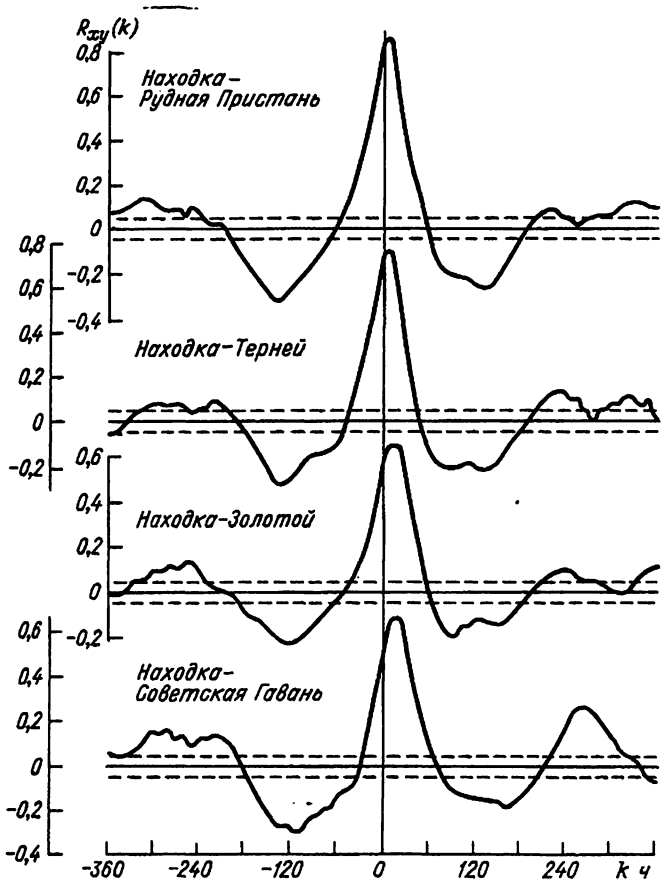


Рис. 27.9. Оценки взаимно корреляционных функций непериодических колебаний уровня между отдельными пунктами побережья в северной части Японского моря
Штриховые линии — 95%-ные доверительные пределы

кализация максимума $R_{xy}(k)$ на положительном сдвиге, если пункт x расположен южнее пункта y. Иными словами, ход уровня моря на юге побережья Приморья опережают его ход в пунктах, расположенных севернее.

Такая вариация уровня моря соответствует преобладающему перемещению барических систем с юго-запада на северо-восток через акваторию Японского моря в осенне-зимний период. Наличие же значимых вторичных максимумов в оценках взаимнокорреляционных функций свидетельствует о квазипериодическом характере взаимосвязи колебаний уровня моря вдоль побережья северной части Японского моря.

Основные максимумы взаимно корреляционных функций $R_{xy}(k)$ получились весьма сглаженными, что косвенно указывает на возможные значительные отклонения относительно среднего времени «добегания» уровня моря между пунктами побережья. Проще всего оценить эти отклонения (Δk) приемом, распространенным в статистике. Для этого возьмем наибольшее приращение взаимно корреляционной функции $R_{xy}(k)$ в области максимума. Оно оказалось равным 0,05 для пунктов Рудная Пристань и Терней. Если теперь провести секущие, параллельные оси времени k на расстоянии 0,05 от максимумов значений $R_{xy}(k)$, то половина длины отрезка между точками сечения взаимно корреляционной функции дает оценку значения Δk в часах.

Наименьшее время Δk, равное +3 ч, оказалось между пунктами Рудная Пристань и Терней, а максимальное отклонение (+9 ч) отмечается между наиболее удаленными пунктами Находка и Советская Гавань. Следовательно, в близлежащих пунктах побережья наблюдается более высокая согласованность в колебаниях уровня моря.

Важным следствием, вытекающим из анализа оценок взаимно корреляционных функций, является уравнение регрессии

$$\Delta\xi_{эф} = a\Delta\xi_{а} + b, \qquad (27.2)$$

связывающее непериодические колебания уровня моря в различных пунктах побережья северной части Японского моря с учетом времени его добегания от пункта, служащего аргументом ($\Delta\xi_{а}$), до пункта, являющегося функцией ($\Delta\xi_{эф}$). Параметры уравнений для различных пунктов побережья приведены в табл. 27.8. В графе k дан фазовый сдвиг (время добегания) в часах, в графе ($\pm\Delta k$) — его изменения. Положительные значения k соответствуют опережению хода уровня моря в пункте, служащем аргументом по отношению к пункту, являющимся функцией. В графе R представлены наибольшие значения коэффициентов корреляции, характеризующие степень связанности колебаний уровня в двух пунктах на оптимальном фазовом сдвиге k. В последней графе дана вероятная ошибка оценки коэффициента корреляции ($\pm\Delta R$). Так как ряды наблюдений над уровнем центрированы, то значения свободного члена b во всех случаях приближаются к нулю. Они по абсолютной величине намного меньше погрешности наблюдений за уровнем (±1...2 см), поэтому в прогностических расчетах свободный член уравнения (27.2) можно не учитывать.

С целью апробации соотношения (27.2) при расчетах непериодических колебаний уровня моря в различных пунктах побережья было отобрано по девять случаев экстремальных подъемов уровня моря, вызванных прохождением тайфунов в августе—сентябре 1956—1959, 1968, 1971—1972, 1976, 1981 гг. В качестве опорных (пункт-аргумент) выбраны штормовые нагоны в пункте Рудная Пристань (как наиболее характерные). Расчеты показали, что наилучшая аппроксимация хода уровня моря достигается в близлежащих к опорному пунктах побережья, в данном случае в пункте Терней (рис. 27.10). Качество расчетов таково, что отношение ($S_{\Delta\xi}/\sigma_{\Delta\xi}$) составляет в пункте Терней 0,64, в пункте Адими (Золотой) 0,80, а в пункте Холмск 0,66.

Эти оценки свидетельствуют о вполне удовлетворительных результатах расчета и о возможности

Таблица 27.8

Параметры уравнений регрессии, связывающих непериодические колебания уровня в различных пунктах побережья Японского моря

Функция $\Delta\xi_ф$	Аргумент $\Delta\xi_a$	Коэффициенты		k ч	$\pm\Delta k$ ч	R	$\pm\Delta R$
		a	b см				
Рудная Пристань	Находка	1,35	−0,3	6	6	0,84	0,01
Терней		1,25	−0,3	6	6	0,75	0,01
Золотой		1,18	−0,2	15	9	0,62	0,01
Советская Гавань		0,68	0,0	15	9	0,65	0,01
Холмск		0,71	0,0	15	6	0,64	0,01
Терней	Рудная Пристань	0,88	−0,3	3	3	0,93	0,01
Золотой		0,89	−0,2	6	6	0,77	0,01
Советская Гавань		0,44	0,0	9	6	0,70	0,01
Холмск		0,52	0,0	6	6	0,69	0,01
Золотой	Терней	0,90	−0,3	9	6	0,80	0,01
Советская Гавань		0,34	0,0	9	6	0,74	0,01
Холмск		0,41	0,0	9	6	0,73	0,01
Советская Гавань	Золотой	0,53	0,0	3	6	0,79	0,01
Холмск		0,52	0,0	3	6	0,81	0,01
Холмск	Советская Гавань	0,96	0,0	0—3	3—6	0,90	0,01

применения полученных зависимостей (уравнения регрессии (27.2) и табл. 27.8) в практике морских прогнозов.

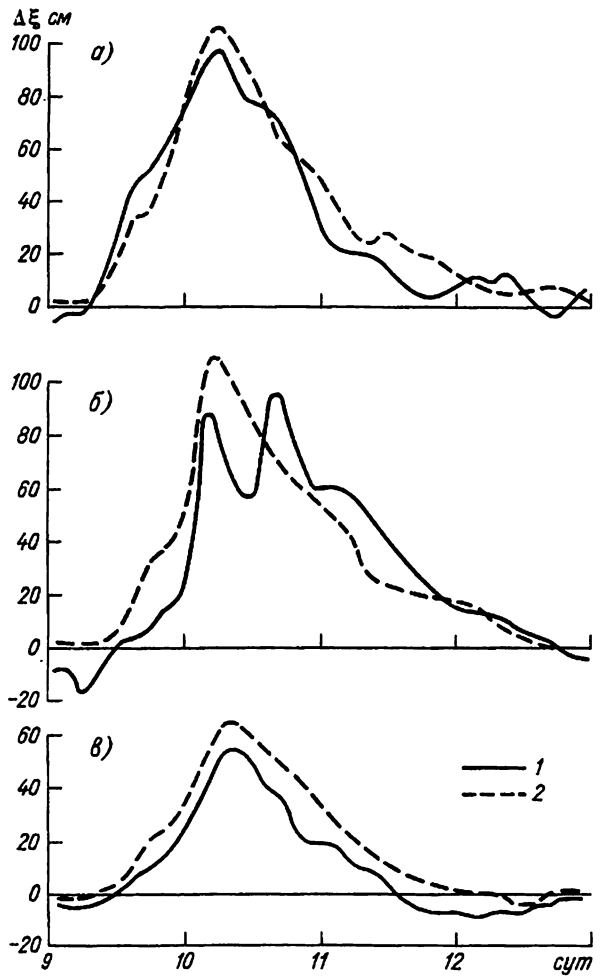


Рис. 27.10. Изменения уровня моря в пунктах Терней (*а*), Золотой (Адими) (*б*), Холмск (*в*) (сентябрь 1956 г.)

1 — наблюденный уровень моря (приливы и сезонные колебания уровня исключены), *2* — рассчитанный уровень моря

27.4. Связь непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами

Процессы развития штормовых нагонов усложняются тем, что, возникая под действием вынуждающих сил (ветра, перепадов атмосферного давления), в дальнейшем они претерпевают изменения под влиянием морфометрических особенностей исследуемого района побережья.

Основные представления о природе штормовых нагонов получены с помощью численных решений уравнений гидродинамики (теория мелкой воды) [15, 16, 53, 69, 96, 103, 118] и физико-статистических методов исследования [22, 85, 94, 114]. По мнению некоторых авторов [23, 102, 132], основной вклад в развитие нагонов вносит ветер. Другие исследователи полагают, что колебания уровня моря обусловлены изменчивостью атмосферного давления [43, 101, 135].

Считается, что в глубоком море колебания уровня происходят по закону обратного барометра, т. е. повышение атмосферного давления на 1,3 гПа соответствует понижению уровня моря на 1,3 см, и наоборот. В работах [43, 101, 135] показано, что этот закон соблюдается для открытых районов океана, но в пунктах, расположенных на побережье, наблюдаются сильные отклонения от него. Нарушение закона обратного барометра в прибрежных районах океана объясняется главным образом резонансными эффектами, возникающими при распространении волн нагона на континентальном шельфе [114].

Согласно [91, 115, 121], нестатический отклик уровня на изменения давления в прибрежной зоне связан с динамикой континентальных шельфовых волн. Вместе с тем существует и другая точка зрения [120, 134], в соответствии с которой в формировании колебаний уровня синоптического масштаба преобладающую роль играют генерируемые проходящими циклонами длинные волны. Очевидно, что в зависи-

мости от конкретных физико-географических условий основной вклад в формирование нагонов вносит тот или иной фактор, либо их комбинации [125].

Наиболее сложная картина наблюдается в переходной зоне от глубоководных областей к мелководным участкам побережий, к которой можно отнести и северную часть Японского моря. Исследование возможного механизма образования и развития штормовых нагонов в северной части Японского моря проводилось по методу статистического анализа линейной динамической системы «вынуждающие силы — колебания уровня моря» с постоянными параметрами [10, 23]. Спектральные методы исследования линейных динамических систем в настоящее время являются более перспективными, чем регрессионные. Они позволяют учесть внутреннюю структуру входных и выходных процессов, выделить основные энергонесущие периоды и определить между ними количественную связь [22, 23, 44, 94, 101, 115].

Вынуждающие силы представлены временными коэффициентами разложения барических полей по естественным ортогональным функциям (е.о.ф.), что значительно повышает прогностическую значимость модели [7, 8].

Для изучения взаимосвязи колебаний уровня моря с метеорологическими факторами и возможной ее межгодовой изменчивостью были выбраны периоды с наибольшей повторяемостью штормовых нагонов в пунктах Находка, Рудная Пристань, Золотой, Советская Гавань и Холмск в августе—декабре 1968 и 1972 гг. Значения атмосферного давления для разложения его поля по е.о.ф. снимались с ежедневных приземных карт погоды в сроки 03, 09, 15, 21 ч московского времени для восьми прибрежных станций Японского моря и одной точки в море.

Схема расположения пунктов наблюдений представлена на рис. 27.11. Приливные колебания уровня выделялись методом наименьших квадратов [41] с привлечением 21 приливной гармоники. В целях лучшей интерпретации результатов анализа исследуемых процессов из рядов непериодических колебаний уровня и атмосферного давления были отфильтрованы низкочастотные составляющие с периодами более 15 сут [32]. В итоге исходные ряды коэффициентов разложения полей давления по е.о.ф. (B_0, B_1, B_2, B_3, B_4, B_5) и значения непериодических колебаний уровня ($\Delta\xi$ см) были представлены в виде реализаций, содержащих по 551 члену (N) с дискретностью (Δt) 6 ч. Максимальный сдвиг (m) оценок автокорреляционных функций был выбран равным 600 ч.

Для сглаживания оценок спектральных и взаимоспектральных плотностей применялся фильтр Бартлетта [32]. Доверительные интервалы для оценок спектральных плотностей принимались на основе гипотезы о χ^2-распределении сглаженных оценок, исходя из 90 %-ной доверительной вероятности.

Рассматривалась система с двумя входными процессами и одним процессом на выходе [10]. Непериодические колебания уровня — это процесс на

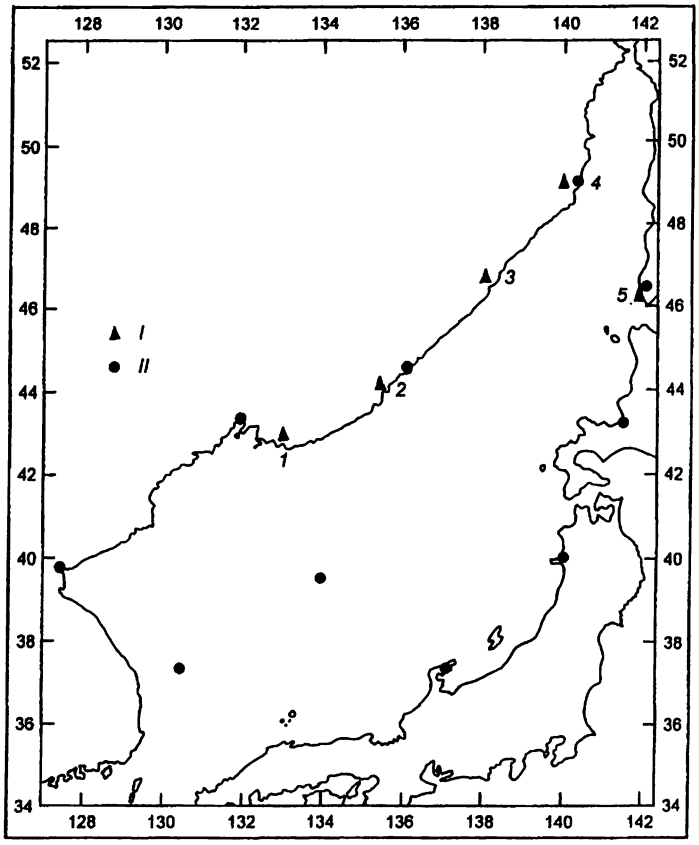


Рис. 27.11. Схема расположения пунктов наблюдений за уровнем и атмосферным давлением в Японском море

I — пункты, в которых исследуются колебания уровня; II — пункты, в которых снимаются значения атмосферного давления; *1* — Находка, *2* — Рудная Пристань, *3* — Золотой (Адими), *4* — Советская Гавань, *5* — Холмск

выходе линейной системы, временные коэффициенты разложения барических полей по е.о.ф. $B_z(t)$ и $B_\upsilon(t)$ отождествлялись с процессами на входе системы. В тех случаях, когда $B_z(t)$ и $B_\upsilon(t)$ коррелированны, выражения для оценок функций множественной когерентности $\gamma^2_{\Delta\xi, B_z B_\upsilon}$, характеризующих степень линейной связи входных процессов $B_z(t)$ и $B_\upsilon(t)$ с $\Delta\xi(t)$, были взяты из [10].

Для определения связи между процессом $\Delta\xi(t)$ и каждым из входных процессов в отдельности использовались функции частной когерентности $\gamma^2_{B_z\Delta\xi, B_\upsilon}$ и $\gamma^2_{B_\upsilon\Delta\xi, B_z}$. Расчеты функций когерентности и сдвига фаз, определение доверительных интервалов для сдвига фаз исследуемых процессов выполнялись по методике Бендата и Пирсола [10]. Пороговые значения коэффициентов когерентности β, устанавливающие с заданным уровнем значимости неслучайный или случайный вид связи процессов $B_i(t)$ и $\Delta\xi_i(t)$ на фиксированной частоте f_c, рассчитывались согласно [55].

Прежде чем перейти к анализу взаимосвязи колебаний уровня с коэффициентами разложения, отметим следующее. В результате амплитудной или фазовой модуляции на отдельных периодах происходит появление добавочных боковых полос в окрестностях несущей частоты. Если провести довери-

тельные границы спектральных плотностей, то можно сделать ошибочные выводы о случайном происхождении тех или иных максимумов, хотя в действительности они могут соответствовать неразрешенным по частоте периодичностям [29]. С учетом сказанного анализу подвергались оценки спектров уровня с недостаточной разрешенностью соседних энергонесущих зон, если им соответствовали четко выделенные периодичности в колебаниях коэффициентов разложения $B_i(t)$.

В табл. 27.9 представлены вклады коэффициентов разложения барических полей по е. о. ф. в колебания уровня моря, где *1* — функция множественной когерентности B_0 и $B_1(B_2)$ с колебаниями уровня; *2* — функция частной когерентности B_0 с колебаниями уровня; *3* — функция частной когерентности B_1 с колебаниями уровня; *4* — функция частной когерентности B_2 с колебаниями уровня; уровень значимой когерентности β равен 0,38; доверительные интервалы для спектров уровня и коэффициентов разложения по е. о. ф. равны 0,57—1,50.

Анализ связанности гидрометеопараметров показал, что оценки спектральных плотностей в августе—декабре 1968 и 1972 гг. имели следующие особенности. В синоптическом диапазоне частот 0,28—0,18 цикл/сут (3,6—5,5 сут) отмечено соответствие общих энергонесущих зон в оценках спектров колебаний уровня в пунктах Находка, Рудная Пристань, Золотой, Советская Гавань и Холмск и оценках спектров колебаний коэффициентов B_1 и B_2. Помимо этого на побережье Татарского пролива (пункты Золотой, Советская Гавань и Холмск) выявлены общие энергонесущие зоны в оценках спектров уровня и коэффициента B_1 на частоте 0,38 цикл/сут (2,6 сут).

В диапазоне низких частот $f \leq 0{,}1$ цикл/сут ($T \geq \geq 10$ сут) обнаружено соответствие максимумов в оценках спектральных плотностей колебаний уровня и коэффициентов B_0, B_1, B_2, несущих значительную долю общей дисперсии атмосферных процессов.

Проверка условий линейности трактов динамической системы «вынуждающие силы — колебания уровня моря» и степени связанности процессов на входе и выходе проводилась по функциям множественной когерентности (см. табл. 27.9). При этом из дальнейшего анализа исключались те сочетания входных параметров, у которых значения частной когерентности с уровнем моря не превышали значение β.

По результатам анализа установлено, что доминирующая роль в колебаниях уровня синоптического масштаба изменчивости на побережье северной части Японского моря принадлежит первым коэффициентам разложения барических полей B_0, B_1, B_2; функции множественной когерентности $\gamma^2(f)$ на масштабах 7—10 и 2,2—5,5 сут равны 0,75—0,94. Это свидетельствует о тесной связи процессов.

Так, в августе—декабре 1968 г. наибольшие значения оценок функций когерентности (0,75—0,93) в диапазоне частот 0,38—0,11 цикл/сут (2,6—5,5 сут) и в области низких частот 0,14—0,10 цикл/сут (7,1—10 сут) обусловлены наличием на входе системы коэффициентов B_0 и B_1. Причем высокие значения оценок функций множественной когерентности в диапазоне 0,28—0,24 цикл/сут (3,8—4,2 сут) для пунктов Находка, Рудная Пристань и Золотой определяются вкладом в колебания уровня коэффициента B_1, а в пунктах Советская Гавань и Холмск — совместным влиянием коэффициентов B_0 и B_1.

Изменчивость уровней в пунктах Золотой, Советская Гавань и Холмск на частотах 0,44—0,38 цикл/сут (2,2—2,6 сут) обусловлена влиянием коэффициента B_1; оценки функции множественной когерентности при этом равны 0,72—0,92. В пунк-

Таблица 27.9

Вклады коэффициентов разложения барических полей по естественным ортогональным функциям (е. о. ф.) в колебания уровня в пунктах Находка и Рудная Пристань в августе—декабре 1968 и 1972 гг.

Пункт наблюдений	Год наблюдений	Оценка $\gamma^2(f)$ B_i с уровнем	Энергонесущие периоды в спектрах колебаний уровня (штормовые нагоны) и B_i, сут				
			7,1—10,0	5,0—5,5	3,8—4,2	2,6—2,8	2,2—2,6
Находка	1968	1	0,72	0,50	0,82	0,58	0,52
		2	0,55	0,20	0,30	0,25	0,15
		3	0,33	0,22	0,60	0,38	0,52
		4	—	—	—	—	—
Рудная Пристань	1968	1	0,70	0,70	0,84	0,60	0,62
		2	0,58	0,62	0,20	0,10	0,05
		3	0,20	0,41	0,65	0,50	0,60
		4	—	—	—	—	—
Находка	1972	1	0,80	0,70	0,68	0,50	0,48
		2	0,57	0,55	0,10	0,20	0,20
		3	0,42	0,46	0,50	0,10	0,40
		4	—	—	—	—	—
Рудная Пристань	1972	1	0,90	0,82	0,70	0,60	0,22
		2	0,45	0,71	0,52	0,50	0,12
		3	—	—	—	—	—
		4	0,76	0,28	0,15	0,18	0,10

Примечание. *1* — функция множественной когерентности ($\gamma^2(f)$) B_0 и $B_1(B_2)$ с уровнем; *2* — функция частной когерентности ($\gamma^2(f)$) B_0 с уровнем; *3* — функция частной когерентности ($\gamma^2(f)$) B_1 с уровнем; *4* — функция частной когерентности ($\gamma^2(f)$) B_2 с уровнем.

тах Находка и Рудная Пристань связь коэффициента B_1 с колебаниями уровня моря на указанных частотах несколько меньше, оценки функции когерентности не превышают 0,56—0,60.

В августе—декабре 1972 г. спектральный состав колебаний уровня моря и коэффициентов разложения по е. о. ф. был подобен спектральному составу в августе—декабре 1968 г. В пунктах Находка, Советская Гавань и Холмск сохранилась взаимосвязь колебаний уровня с коэффициентами B_0 и B_1 во всем интервале синоптической изменчивости. Оценки функции множественной когерентности изменяются от 0,66—0,70 в пункте Находка до 0,80—0,86 в пунктах Советская Гавань и Холмск.

В то же время видоизменился характер связи колебаний уровня с коэффициентами B_1 и B_2 в пунктах Рудная Пристань и Золотой. На колебания уровня моря в указанных пунктах большее влияние оказывают вариации коэффициента B_2, чем B_1. Вклад среднего по акватории моря давления (B_0) в изменения уровня в пунктах Рудная Пристань и Золотой преобладает ($\gamma^2(f) = 0{,}8...0{,}82$) на частоте 0,2 цикл/сут (5 сут).

Межгодовую изменчивость взаимосвязи колебаний уровня моря с коэффициентами разложения B_1 и B_2 в пунктах Рудная Пристань и Золотой можно проследить, если дополнительно рассмотреть пространственное распределение векторов разложения, отражающих направление ветровых потоков.

Анализ пространственного распределения векторов разложения φ_1, φ_2, φ_4 барических полей над Японским морем в августе—декабре 1968 и 1972 гг. показал, что поля первого φ_1 и второго φ_2 векторов разложения по е. о. ф. характеризуют потоки северо-восточного, юго-восточного и северо-западного направлений и, кроме того, воздушные потоки меридиональных направлений. Поле четвертого вектора φ_4 связано с более сложными циклоническими и антициклоническими образованиями. В целом векторы φ_1, φ_2, φ_4 характеризуют наиболее повторяющиеся направления ветров, участвующих в формировании сгонно-нагонных колебаний уровня.

На участке побережья между пунктами Рудная Пристань и Золотой в период август—декабрь направление векторов φ_1 либо φ_2 под углом, близким к 30°, представляет то эффективное направление ветровых потоков, воздействие которых на поверхность моря приводит к подъемам уровня на данном участке побережья. Развитие ветрового нагона при этом происходит в соответствии с известными положениями экмановской теории для глубокого моря [133].

На временных масштабах в 5—10 сут колебания уровня на побережье в северной части Японского моря определяются изменениями среднего по акватории моря давления, характеризуемого коэффициентом B_0. Значения оценок функций множественной когерентности коэффициента B_0 с уровнем моря меняются от 0,6 в пункте Находка до 0,7—0,92 в пунктах Рудная Пристань, Золотой, Советская Гавань и Холмск.

Интересно, что в рассматриваемом временном диапазоне модули передаточных функций коэффициента B_0 являются немонотонными функциями. В связи с этим целесообразно провести проверку гипотезы о выполнимости закона обратного барометра в пунктах побережья. Для этого воспользуемся примером из работы С. С. Лаппо [44]. Будем считать, что истинное значение модуля передаточной функции в диапазоне частот 0,10—0,54 цикл/сут равно единице для всех пунктов побережья. Далее предположим, что значение функции множественной когерентности в этом же диапазоне частот равно 0,9. Согласно [10], определим доверительные интервалы оценок модулей передаточных функций по соотношениям:

$$[\mathbf{H}(f) - H(f)]^2 < r^2(f); \qquad (27.3)$$

$$r^2(f) = \frac{2}{n-2} F_{2,n-2,p}\left[1 - \gamma^2_{B_0,\xi(f)}\right]\frac{S_y(f)}{S_x(f)}, \qquad (27.4)$$

где $n = 17$ — число степеней свободы, принимаемое для расчета спектральных оценок; $r^2(f)$ — значение функций множественной когерентности; $H(f)$ — расчетное значение модуля передаточной функции; $\mathbf{H}(f)$ — истинное значение модуля передаточной функции; $F_{2,n-2,p}$ — процентная точка F-распределения с $n_1 = 2$ и $n_2 = n - 2$ степенями свободы; $S_y(f)$ и $S_x(f)$ — оценки спектра процессов на входе $x(t)$ и на выходе $y(t)$ системы соответственно; $\gamma^2_{B_0,\xi(f)}$ — оценка функции множественной когерентности, равная 0,9.

Для 90 %-ной доверительной вероятности получаем доверительные пределы, заключенные в интервале значений 0,24—0,30 для разных пунктов. В случае нахождения значений функции внутри доверительного интервала считаем, что закон обратного барометра выполняется. Для значения функции, лежащей вне доверительного интервала, гипотеза обратного барометра отвергается.

Во всех пунктах побережья в августе—декабре 1968 г. оценки модулей передаточных функций коэффициента B_0, отвечающие его главному вкладу на частотах 0,14—0,1 цикл/сут (7,1—10 сут) и 0,26—0,2 цикл/сут (3,9—5 сут), составляют 1,6—2 и выходят за пределы доверительных интервалов. Оценки фазовых сдвигов в диапазонах значимых когерентностей равны не 180°, а 120° ± 14°.

В августе—декабре 1972 г. оценки модулей передаточных функций B_0 и фазовых диаграмм в пунктах Находка, Рудная Пристань и Золотой также не соответствуют статическому отклику уровня на колебания атмосферного давления. Следовательно, реакция уровня на изменения среднего по акватории моря давления в августе—декабре как

1968 г., так и 1972 г. на данном участке побережья носила явно динамический характер.

На побережье Татарского пролива (Советская Гавань и Холмск) оценки модулей передаточных функций B_0 в августе—декабре 1972 г. не выходят за пределы доверительных интервалов в области значимых когерентностей, что свидетельствует о близости к статическому отклику колебаний уровня на изменения давления. В то же время сдвиги фаз ($B_0 \rightarrow \Delta\xi$) отличны от нуля.

Для уточнения характера колебаний уровня на побережье и выяснения его возможного механизма, определяемого метеорологическими условиями, проводился совместный анализ фазовых соотношений колебаний уровня в различных пунктах, вариаций уровня и коэффициентов разложения барических полей по е. о. ф. Значения временных сдвигов между колебаниями уровня и метеорологическими параметрами (табл. 27.10) определялись по оценкам взаимно корреляционных функций и уточнялись по фазовым диаграммам. Из табл. 27.10 видно, что к северу временной сдвиг между колебаниями уровня и вариациями коэффициента B_0 возрастает. Вместе с тем запаздывание реакции уровня на действие ветровых полей, представленных коэффициентами B_1, B_2 и B_4, уменьшается. При анализе взаимосвязи колебаний уровня в разных пунктах побережья (табл. 27.11) выявлены временные интервалы, достаточно близкие к полученным выше. На основе табл. 27.11 рассчитаны средние скорости перемещения возмущений в поле уровня вдоль побережья в августе—декабре 1968 и 1972 гг. Они оказались равными 68 км/ч, в то время как средние скорости распространения циклонов над Японским морем не превышали 40—45 км/ч, уменьшаясь по мере смещения на северо-восток. Очевидно, что циклоны смещаются несколько медленнее, чем волны нагона.

Обнаруженные закономерности свидетельствуют, во-первых, о волновой природе штормовых нагонов на побережье и, во-вторых, о том, что время запаздывания колебаний уровня по отношению к изменениям B_0 соответствует времени добегания гребня барической волны, генерируемой движущимися циклонами, которое оценивается как 4—5 и 7—10 сут. Очевидно, что нестатическая реакция уровня на колебания среднего по акватории моря давления отражает вклад длинной барической волны в изменения уровня в пунктах Находка, Рудная Пристань и Золотой в августе—декабре 1968 и 1972 гг.

Таблица 27.10

Среднее время (ч) запаздывания реакции уровня в пунктах побережья северной части Японского моря на воздействие барических полей, представленных коэффициентами разложения по е. о. ф. (T_{B_i}, ξ)

Пункт	T_{B_0}, ξ	T_{B_1}, ξ	T_{B_2}, ξ	T_{B_3}, ξ
Находка	6	15...21	−(6...12)	15...24
Рудная Пристань	6	24...30	0...6	18...30
Золотой	6...12	0...6	6	24...36
Советская Гавань	12...18	0	12	6...12
Холмск	6...9	0	6	20

Таблица 27.11

Среднее время (ч) опережения временного хода уровня между различными пунктами побережья северной части Японского моря

Пункты наблюдений	Рудная Пристань	Золотой	Советская Гавань	Холмск
Находка	6	15	16	15
Рудная Пристань	—	6	9	6
Золотой	—	—	3	3
Советская Гавань	—	—	—	3

Согласно работе [74], в случае равноускоренного движения, когда скорость смещения циклонов не превышает скорости движения длинной барической волны, в тыловой части циклона происходит накопление воды и образуется перекос уровня, т. е. создается подпор. Следовательно, циклоны оказывают влекущее действие на массы воды; генерируемые циклонами длинные волны при приближении к берегу трансформируются, вызывая значительные колебания уровня. В этом и состоит один из наиболее вероятных механизмов формирования штормовых нагонов на побережье в северной части Японского моря: при прохождении циклонов над морем возникает вынужденная барическая волна, распространяющаяся вдоль побережья, на которую накладываются колебания уровня, вызванные касательным напряжением ветра.

Одной из причин отклонения реакции уровня на вариации B_0 в пунктах Советская Гавань и Холмск в августе—декабре 1972 г., а также нулевое время запаздывания (см. табл. 27.10) хода уровня по сравнению с изменением ветрового коэффициента B_1 может быть несоизмеримость характерных масштабов атмосферных процессов и акватории Татарского пролива [44, 133], а также замедление движения и последующего стационирования циклонов в северной части Японского моря. В связи с этим отметим еще одну особенность взаимного соответствия максимумов в спектрах ветрового коэффициента B_1 и уровня моря на временных масштабах 2,2—2,6 и 1,8—2,0 сут в южной части Татарского пролива (пункты Золотой, Советская Гавань и Холмск).

Известно, что на акватории порта Холмск с ноября по январь возникает опасное явление природы — тягун. В работе [50] показано, что тягун возникает после устойчивых (продолжительностью от 12 до 50 ч) восточных ветров над южной частью Татарского пролива и районом Холмска, способствующих образованию в центральной части Татарского пролива водного купола, который сохраняется до тех пор, пока ветер над проливом не изменит свое направление на северное или северо-западное. В этом случае водный купол начинает оседать, уровенная поверхность выравнивается, образуются длиннопериодные волны, которые, подходя к порту, вызывают явление тягуна.

На основе метода спектральной регрессии [25] определены вклады коэффициентов разложения B_0, B_1, B_2 и B_4, позволяющие судить о преобладающем влиянии либо атмосферного давления, либо ветра на изменчивость уровня. Так, в пункте Находка на

долю ветровой части нагона приходится менее половины общего значения подъема уровня. В более северных пунктах побережья (Рудная Пристань, Холмск) вклад ветра в колебания уровня увеличивается, и в районе пунктов Золотой—Советская Гавань ветровая составляющая нагонов в среднем на 10—15 % превышает вклад вынужденной барической волны.

Рассчитанные вклады давления и ветра в колебания уровня заметно отличаются от аналогичных на тихоокеанском побережье Японии. По данным Исозаки [106, 107], там динамические вклады атмосферного давления в большинстве случаев доминируют и составляют в среднем 80—90 % общей амплитуды колебаний уровня. На юге Приморья вклады давления в колебания уровня не превышают 50—55 %, а на побережье Татарского пролива — 30—40 %. Такое несоответствие можно объяснить, во-первых, различием в конкретных морфометрических особенностях побережий Японии и северной части Японского моря и, во-вторых, различными скоростями и глубиной циклонов, смещающихся над Японским морем и Тихим океаном. В 80 % случаев циклоны, выходящие на Японское море, замедляют скорость движения, в то время как над северо-западной частью Тихого океана они смещаются с постоянной либо возрастающей скоростью.

Исходя из вышеизложенного, отметим, что в непериодических колебаниях уровня синоптического масштаба изменчивости и атмосферных процессах обнаружены устойчивые периодичности, которые наблюдались и в других районах Мирового океана [22, 23, 43, 92, 94, 97, 114, 115, 135]. Использование в качестве входной информации коэффициентов разложения барических полей по е.о.ф. вполне себя оправдало, так как такой способ представления метеорологической информации позволил исследовать влияние на уровень моря наиболее информативных и крупномасштабных гидрометеорологических процессов.

28. МЕТОДЫ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ

В настоящее время в области прогнозирования и расчета непериодических колебаний уровня моря можно выделить два главных направления: физико-статистическое и гидродинамическое. Решение задачи прогноза изменения уровня моря как при гидродинамическом, так и при физико-статистическом подходах основывается на учете ветра или градиентов атмосферного давления. Эту задачу можно интерпретировать как реакцию линейной динамической системы «вынуждающие силы — колебания уровня моря», на вход которой подаются характеристики барических полей, а на выходе анализируется реакция уровня на заданные возмущения. Вследствие этого уравнения физико-статистических и гидродинамических моделей можно рассматривать как операторы, осуществляющие преобразования внешних возмущений в колебания уровня [8, 82].

Одни и те же предпосылки в том и другом случае позволяют, однако, использовать различные источники информации для решения задачи [15]. В первом случае, кроме значения вынуждающей функции, это длительные ряды наблюдений за уровнем, а во втором — рельеф дна, конфигурация побережья, граничные и начальные условия.

Физико-статистические методы прогноза колебаний уровня представляют самую многочисленную и разнообразную по принципам реализации группу. Этому способствует сравнительная простота построения прогностических уравнений и последующего определения параметров колебаний уровня, что особенно важно при оперативном составлении прогнозов. Кроме того, существенное значение имеет то обстоятельство, что в прогностических схемах косвенно учитываются недостаточно изученные физические процессы, в той или иной степени влияющие на механизм формирования колебаний уровня.

Численные гидродинамические модели разрабатывают для тех районов и побережий морей, которые слабо освещены наблюдениями (либо наблюдения отсутствуют).

28.1. Эмпирические методы

В 1951 г. С. И. Кан и А. И. Каракаш впервые предложили методики краткосрочного прогноза сгонно-нагонных (средних суточных) колебаний уровня и долгосрочного прогноза непериодических (средних месячных) колебаний уровня для побережья в северной части Японского моря. Краткосрочные (средние суточные) колебания уровня моря вычисляются по уравнению вида

$$\Delta\xi_2 = A + B\Delta\xi_1 + C\Gamma, \qquad (28.1)$$

где $\Delta\xi_2$ — прогнозируемый уровень (средний суточный); $\Delta\xi_1$ — среднесуточный уровень предыдущего дня; Γ — градиент атмосферного давления; A, B, C — коэффициенты регрессии.

Заблаговременность прогноза средних суточных колебаний уровня моря составляет 6—12 ч. Долгосрочный прогноз средних месячных колебаний уровня осуществляется по уравнению вида

$$H = H_0 + \sum_{i=1}^{n}\left[\left(K_1\left[A_1(i)\sin\varphi_i\right]h + K_2\left[A_2(i)\sin\varphi_i\right]^i d, \qquad (28.2)\right.\right.$$

где H — прогнозируемый средний месячный уровень; H_0 — среднегодовой уровень; A_1 и A_2 — амплитуды соответствующих гидрометеоэлементов; K_1 и K_2 — коэффициенты регрессии; $K_1[A_1(i)\sin\varphi_i]h =$

$= Ah$ и $K_2[A_2(i)\sin\varphi_i]d = Ad$ — соответственно рассчитанные амплитуды колебаний уровня и атмосферного давления различных периодов ряда Фурье.

Коэффициенты A_i и фазы φ_i находятся путем разложения исходных рядов наблюдений над гидрометеорологическими элементами (уровня моря и атмосферного давления) в ряды Фурье. Заблаговременность прогноза средних месячных изменений уровня составляет один месяц. Однако эти зависимости не нашли широкого практического применения ввиду недостаточной длины и качества исходных данных, надежности выделения приливной составляющей. Поэтому проблема предвычисления экстремальных подъемов уровня, обусловленных нагонами, для побережья северной части Японского моря до настоящего времени не решена [82].

Как следует из данных раздела 27, наибольшее количество экстремальных подъемов уровня отмечается в пунктах Находка и Рудная Пристань: они наносят значительный материальный ущерб.

Экстремальные подъемы уровня происходят на фоне сезонной изменчивости уровня и определяются взаимодействием штормового нагона с приливом и сейшевыми колебаниями [82]

$$H_{\text{экстр}} = \Delta\xi_{\text{н}} + \Delta\xi_{\text{пр}} + \Delta\xi_{\text{с}} + H, \qquad (28.3)$$

где $H_{\text{экстр}}$ — экстремальный подъем уровня моря над нулем поста в конкретном пункте побережья; $\Delta\xi_{\text{н}}$ — высота штормового нагона; $\Delta\xi_{\text{пр}}$ — высота прилива над средним месячным уровнем H; $\Delta\xi_{\text{с}}$ — разность между максимальным уровнем с учетом сейш и уровнем высокой полной воды (ВПВ).

Как отмечено в работе [80], доминирующий вклад в формирование экстремальных уровней на побережье в северной части Японского моря вносят штормовые нагоны, а в пункте Рудная Пристань еще и сейшевые колебания уровня. В результате исследований [83] было выдвинуто предположение о том, что одним из возможных механизмов формирования штормовых нагонов на побережье Японского моря является совместное действие ветровых колебаний уровня и длинных барических волн, генерируемых глубокими циклонами и тайфунами.

В соответствии с этим в качестве модели для расчета высоты нагонов принято выражение вида

$$\Delta\xi_{\text{н}}(t+\tau) = \Delta\xi(t-\tau_1) + \sum_{i=1}^{N} a_i B_{ti}. \qquad (28.4)$$

Здесь a_i — функция влияния, которая определяется на основе численной гидродинамической или регрессионной модели расчетов; B_{ti} — коэффициенты моделей; i — заблаговременность расчета (прогноза); $\Delta\xi(t-\tau_1)$ — значения уровня моря без учета приливов в отклонениях от средних месячных и взятых в момент времени t — 1 (где $\tau_1 = 6, \ldots, 12$ ч); $\Delta\xi_{\text{н}}(t+\tau)$ — расчетные (прогностические) высоты штормовых нагонов.

Член уравнения $\Delta\xi(t-\tau_1)$ учитывает инерцию колебаний уровня, которая в пунктах Находка и Рудная Пристань проявляется в течение 6—12 ч. На этом временном интервале коэффициенты корреляции в среднем равны 0,75—0,85.

28.2. Метод спектральной регрессии

Коэффициенты a_i в выражении (28.4) определялись при помощи метода спектральной регрессии, теоретические основы которого изложены в работах [24, 25, 98]. Преимущество данного подхода по сравнению с обычным корреляционным методом и методом весовых функций [4, 95, 100] состоит в том, что он позволяет определить угловые коэффициенты регрессии как средневзвешенные оценки в исследуемом диапазоне частот и уменьшить тем самым влияние шумов. Под шумом здесь понимается та компонента колебаний уровня, которая линейно не связана с метеорологическими параметрами. Расчеты сгонно-нагонных колебаний уровня с помощью данного метода показали в целом удовлетворительные результаты [22, 24, 72, 84].

Спектральный метод построения уравнений регрессии надежен при наличии в качестве «обучающей» выборки длинных рядов наблюдений над гидрометпараметрами. Для получения регрессионных зависимостей исходным материалом послужили непрерывные ряды наблюдений над уровнем в некоторых пунктах побережья в северной части Японского моря и атмосферным давлением на периоды наибольшей повторяемости нагонов в августе—декабре 1968, 1971 и 1972 гг. (см. раздел 27.2).

Выбор оптимальной области задания полей давления определялся размерами и траекториями перемещения барических систем, вызывающих нагонные повышения уровня (см. рис. 27.11). В качестве входной метеорологической информации в уравнениях регрессии использованы временные коэффициенты разложения барических полей по естественным ортогональным функциям (е.о.ф.). Такой прием позволяет, с одной стороны, учесть все многообразие синоптических условий формирования непериодических колебаний уровня на побережье, а с другой — уменьшает влияние случайных погрешностей при подготовке исходных данных об атмосферном давлении.

Для исследования связи непериодических колебаний уровня с коэффициентами разложения барических полей по е.о.ф. в рамках модели спектральной регрессии с двумя входами [25, 98] выражение (28.4) можно переписать в виде

$$\Delta\xi_{\text{н}}(t+\tau) = \Delta\xi(t-\tau_1) + b_z\Delta\xi B_z(t) + b_v\Delta\xi B_v(t), \qquad (28.5)$$

где $B_z(t)$, $B_v(t)$ — коэффициенты разложения по е.о.ф. на входе модели; $b_z\Delta\xi$ и $b_v\Delta\xi$ — угловые коэффициенты регрессии.

В [83] показано, что основной вклад в колебания уровня на энергонесущих периодах 7—10, 4—5, 2—

3 сут вносят первые коэффициенты разложения B_0, B_1, B_2; небольшое влияние на формирование максимумов нагонов оказывают коэффициенты B_4 и B_5 в сочетании с B_1 либо с B_2.

Сложная структура взаимосвязи колебаний уровня с коэффициентами разложения и их комбинациями предопределила построение нескольких уравнений регрессии для каждого пункта побережья. Угловые коэффициенты, рассчитанные по методу спектральной регрессии, уточнялись взаимным анализом соответствующих максимумов функции множественной когерентности и значений соотношения сигнал—шум [98]. Как правило, высоким коэффициентам когерентности соответствовали и высокие значения соотношения сигнал—шум. При этом действительные части передаточных функций являются одновременно и угловыми коэффициентами регрессии на определенной частоте.

Обращает на себя внимание тот факт, что значения угловых коэффициентов регрессии при B_0 и B_1 в августе—декабре 1968 и 1972 гг. (табл. 28.1) достаточно близки, причем средние значения коэффициентов при B_0 возрастают от 1,48 в пункте Находка до 1,63 в пункте Рудная Пристань. Поэтому можно считать, что на выходе системы с двумя входами получены несмещенные оценки частотных характеристик, а следовательно, и коэффициентов регрессии.

С целью проверки применимости уравнений спектральной регрессии для расчета штормовых нагонов на зависимом материале наблюдений над уровнем в каждом пункте было отобрано по семь серий экстремальных подъемов уровня, а на независимом — по три серии. Расчеты показали, что лучшая аппроксимация хода уровня при штормовых нагонах достигается при использовании на входе регрессионной модели (28.5) первых двух коэффициентов (B_0 и B_1) разложения барических полей по е.о.ф. над Японским морем (табл. 28.2). В этом случае восстановленные спектры колебаний уровня моря в пунктах Находка и Рудная Пристань достаточно удовлетворительно описывают основные особенности наблюденных спектров уровня (табл. 28.3). Несовпадение восстановленных и наблюденных спектров колебаний уровня на отдельных частотах говорит о неполном учете факторов, участвующих в формировании нагонов.

Таблица 28.1

Исходные уравнения спектральной регрессии для пунктов побережья северной части Японского моря (август—декабрь 1968, 1972 гг.)

Пункты наблюдений	Год	Уравнения регрессии
Находка	1968	$\Delta\xi(t) = -1{,}51B_0 - 0{,}26B_1$
		$\Delta\xi(t) = -0{,}34B_1 + 1{,}59B_4$
	1972	$\Delta\xi(t) = -1{,}45B_0 - 0{,}55B_1$
Рудная Пристань	1968	$\Delta\xi(t) = -1{,}59B_0 - 0{,}25B_1$
		$\Delta\xi(t) = -0{,}41B_1 + 2{,}48B_4$
	1972	$\Delta\xi(t) = -1{,}49B_0 - 0{,}36B_1$
		$\Delta\xi(t) = -1{,}81B_0 + 1{,}74B_2$
		$\Delta\xi(t) = -0{,}21B_1 + 1{,}72B_2$.

Таблица 28.2

Расчетные уравнения спектральной регрессии

Пункт	Уравнение регрессии	Время запаздывания между уровнем и $B_{0,1}$, ч	
Находка	$\Delta\xi(t) = -1{,}48B_0 - 0{,}40B_1$	6	21
Рудная Пристань	$\Delta\xi(t) = -1{,}54B_0 - 0{,}30B_1$	6	24

Таблица 28.3

Соотношение (%) восстановленных и наблюденных спектров колебаний уровня

Пункт	Энергонесущие периоды в спектрах колебаний уровня (при штормовых нагонах), сут				
	7,1—10,0	5,0—5,5	3,8—4,2	2,6—2,8	2,2—2,6
Находка	57	61	65	40	—
Рудная Пристань	65	63	76	36	—

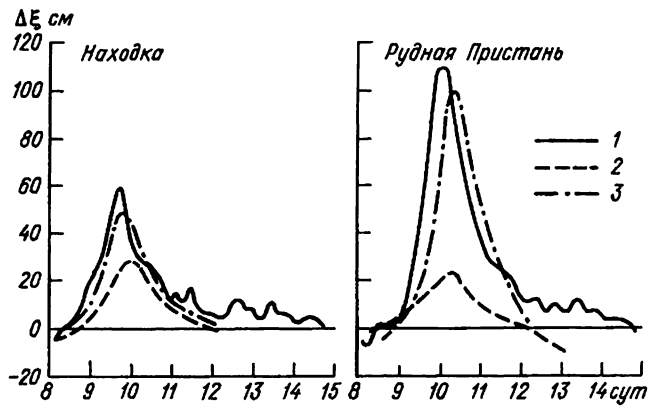


Рис. 28.1. Временной ход наблюденных (*1*) и рассчитанных по коэффициентам разложения барических полей на е. о. ф. уровней без учета инерции уровня (*2*) и с ее учетом (*3*) в пунктах зал. Петра Великого во время штормовой ситуации в сентябре 1956 г.

На рис. 28.1 представлен временной ход наблюденных и рассчитанных уровней по коэффициентам разложения барических полей по е.о.ф. с учетом и без учета инерции уровня моря в пунктах Находка и Рудная Пристань 9—15 сентября 1956 г. Приливы и сезонные колебания уровня исключены. Как видно из рисунка, предвычисление нагонов необходимо производить с учетом инерции уровня путем ввода на каждом последующем шаге расчетов предыдущих значений уровня.

В целом, учитывая оценку оправдываемости (табл. 28.4), можно заключить, что модель спектральной регрессии для расчета штормовых нагонов дает удовлетворительные результаты.

Таблица 28.4

Средние оценки оправдываемости (%) методических (числитель) и инерционных (знаменатель) расчетов штормовых нагонов на побережье Японского моря при $\delta = 0{,}674\sigma_{\Delta\xi_н}$

Пункт	Зависимый материал	Независимый материал
Находка	74/53	72/50
Рудная Пристань	82/43	79/45

В целях удобства и упрощения вычислений расчетные уравнения спектральной регрессии преобразуются следующим образом. Если к правой части уравнения вида

$$\Delta\xi(t+\tau) = \sum_{i=1}^{m} a_i B_{ti} \qquad (28.6)$$

применить линейное преобразование, смысл которого состоит в умножении вектора строки $\{a_i\}$ размером $1 \times n$, составленного из коэффициентов регрессии, на матрицу размером $n \times m$, составленную из матрицы собственных векторов $\{x_{ij}(x)\}$, то уравнение (28.4) примет следующий вид

$$\Delta\xi(t+\tau) = \sum_{i=1}^{n} b_j P_{ij} + C, \qquad (28.7)$$

где P_{ij} — значения атмосферного давления в точке поля j в момент времени t (в отклонениях от средних месячных значений); m — число точек поля, C — свободный член.

Выражения b_j не зависят от аргументов P_{ij}; вычисленные один раз для каждого уравнения (28.6), они могут использоваться при дальнейших расчетах.

Преобразованные в соответствии с (28.7) уравнения спектральной регрессии (табл. 28.2) с учетом инерции уровня будут иметь следующий вид:

пункт Находка (заблаговременность используемых в расчетах значений полей атмосферного давления по отношению к колебаниям уровня моря для первого члена уравнения составляет 6 ч, для второго — 21 ч):

$$\Delta\xi(t+\tau) = -1{,}48 \sum_{j=1}^{m} \Delta P_{ij} / m + 0{,}02 \sum_{j=1}^{m} \Delta P_{ij}; \quad (28.8)$$

пункт Рудная Пристань (заблаговременность используемых в расчетах значений полей атмосферного давления по отношению к колебаниям уровня моря для первого члена уравнения составляет 6 ч, для второго — 21 ч):

$$\Delta\xi(t+\tau) = -1{,}50 \sum_{j=1}^{m} \Delta P_{ij} / m + 0{,}07 \sum_{j=1}^{m} \Delta P_{ij}. \quad (28.9)$$

В уравнениях (28.8), (28.9) в качестве аргументов (ΔP_{ij}) используются фактические, а не прогностические поля атмосферного давления над Японским морем, что существенно повышает точность и заблаговременность при расчетах (прогнозах) параметров штормовых нагонов.

Известную трудность представляет расчет сейшевой составляющей ($\Delta\xi_c$) при экстремальных подъемах уровня. Специальных исследований, посвященных изучению этого сложного природного явления, в пунктах побережья Японского моря не проводилось (см. п. 27.2). В данном случае научный и практический интерес представляют не сами по себе экстремальные уровни с учетом сейш, а связь сейш с соответствующими полными водами, а также возможные механизмы генерации сейш во время штормов.

В работе Р. А. Деевой в 1985 г. показано, что в 88 % случаев фазы максимальных уровней с учетом сейш и высоких полных вод совпадают. Кроме того, при сопоставлении значений ($\Delta\xi_c$) с наблюдавшимися высотами ветровых волн выявлена достаточно высокая корреляция. Это наглядно подтверждает график связи этих элементов в пункте Рудная Пристань, где прослеживается почти линейная их взаимосвязь в штормовые периоды [82].

Возможность генерации коротковолновых сейш ветровыми волнами показана в работах В. С. Бычкова и др. [11], Тэйлора [129], Бертотти и Кавалери [93] (это явление имеет и другие названия: прибойное биение [11] и волновой нагон [93, 129]). Такие колебания уровня обычно отмечаются в прибрежной зоне моря при ветровом волнении и волнах зыби, поэтому они являются немаловажной составляющей экстремальных колебаний уровня во время штормовых нагонов.

Естественно, что необходимы дополнительные исследования для выяснения механизма трансформации высокочастотной части спектра ветровых волн и зыби в более низкочастотную часть спектра сейшевых колебаний уровня. Но в настоящий время в практической работе можно использовать график связи для приближенной оценки величины $\Delta\xi$ [82].

Для учета вклада приливов ($\Delta\xi_{пр}$) в экстремальные подъемы уровня из ежегодника «Таблицы приливов», Т. 2 (Воды азиатской части России) выбираются предвычисленные фазы и значения приливов (высокие полные и малые воды) по основному пункту на конкретную дату. Далее по таблицам приложения к Т. 2 для пунктов Находка и Рудная Пристань определяются поправки к значениям приливов по основному пункту. Затем с учетом этих поправок и поправки на сезонный ход уровня определяются фазы и амплитуды приливов.

При расчетах экстремальных уровней в тех случаях, когда отсутствуют сведения о фактическом ходе уровня, за отсчетный горизонт будут приниматься значения средних многолетних уровней в каждом пункте.

В оперативной работе при проведении расчетов соблюдается определенная последовательность.

1. Расчет экстремальных подъемов уровня в Японском море необходимо начинать при пересечении южными циклонами и тайфунами 36° 00′—38° 00′ с. ш. Давление в центрах таких барических образований составляет 970—980 гПа, число замкнутых изобар варьирует в пределах 4—6, максимальные градиенты атмосферного давления в передней части циклонов составляют 20—25 гПа/300 км. Средняя скорость смещения циклонов равна 40—45 км/ч. При перемещении циклонов на северовосток градиенты атмосферного давления достигают максимума на 42° 00′—43° 00′ с. ш.

2. В момент пересечения циклонами 36-й параллели по картам приземного синоптического анализа снимаются значения атмосферного давления в отклонениях от 1010 гПа по десяти точкам, указанным на рис. 27.11.

3. Затем определяются значения средних месячных уровней для расчетного месяца.

4. По «Таблицам приливов» определяются фазы и амплитуды приливов относительно отсчетного горизонта (среднего месячного уровня) на конкретную дату.

5. На первом и последующих этапах расчет высот штормовых нагонов выполняется по формулам (28,6), (28,7) через каждые 6 ч по приземным синоптическим картам. Максимальные значения подъемов уровня моря в данном случае будут рассчитываться на основе линейной суперпозиции высот нагона, амплитуд прилива, среднего месячного уровня. В пункте Рудная Пристань амплитуда сейш определяется по графику связи, представленному в [82].

Инерция уровня в расчетах учитывается путем добавления к каждому последующему расчетному значению уровня предыдущих значений суммарного уровня, отстоящего на 6 ч.

Расчет подъема уровня должен производиться до достижения предвычисленным уровнем опасных отметок для каждого пункта.

Оценки качества расчетов, выполненных по указанному методу, и методу инерционных расчетов экстремальных подъемов уровня производились на зависимом (7 серий) и независимом (3 серии) материалах наблюдений [84]. Результаты расчетов приведены в табл. 28.5, а для иллюстрации один из них представлен на рис. 28.2. Расхождение рассчитанных и фактических уровней оказалось в пределах допустимой погрешности [1]. Превышение обеспеченности расчетов по предложенному методу в сравнении с инерционными (табл. 28.5) в среднем на 48 % дает основание для использования разработанного метода в практической и оперативной работе.

28.3. Численное гидродинамическое моделирование

Для целей навигации и гидрометеорологического обеспечения проведения на шельфе инженерно-изыскательских работ необходима информация об

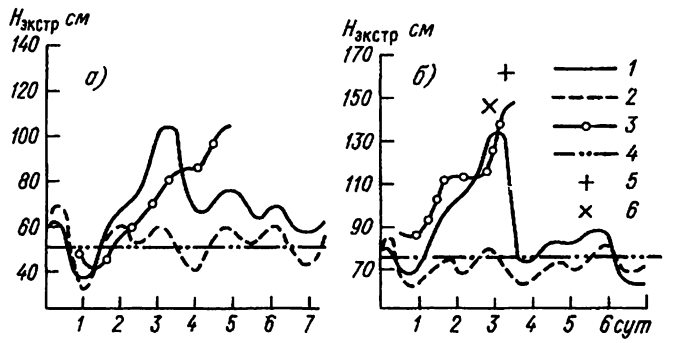


Рис. 28.2. Временной ход рассчитанных и наблюденных экстремальных подъемов уровня моря в пунктах Находка (*а*) и Рудная Пристань (*б*)

1 — фактический ход уровня в указанных пунктах; *2* — предвычисленные фазы и амплитуды приливов, взятые из «Таблиц приливов»; *3* — рассчитанный ход уровня; *4* — средний многолетний уровень в указанных пунктах; *5* и *6* — вычисленный и фактический экстремальные уровни с учетом сейш

Таблица 28.5

Критерии качества расчетов, выполненных на основе разработанного метода (числитель) и метода инерционных расчетов (знаменатель) экстремальных подъемов уровня на побережье Японского моря при допустимой ошибке $\delta = 0{,}674\sigma_{\Delta\xi_{и(экстр)}}$

Пункт	Критерий качества расчетов	Расчет на зависимом материале	Расчет на независимом материале
Находка	Оправдываемость, %, при $\delta = 7$ см	78/42	76/25
	S см	6/7	8/7
	$S/\sigma_{\Delta\xi_{и(экстр)}}$	0,60/0,78	0,56/0,80
Рудная Пристань	Оправдываемость, %, при $\delta = 7$ см	82/32	78/30
	S см	14/16	12/14
	$S/\sigma_{\Delta\xi_{и(экстр)}}$	0,58/0,65	0,48/0,70

уровне в открытой части моря, а также в районах побережья, не освещенных наблюдениями. Эта проблема может быть решена только на основе гидродинамического моделирования колебаний уровня, генерируемых барическими образованиями. В большинстве случаев для изучения непериодических колебаний уровня синоптического масштаба изменчивости используются гидродинамические модели, в основе которых лежат уравнения мелкой воды. Вследствие того что объекты исследования, которыми являются акватория Японского моря и некоторые районы побережья в его северной части, имеют горизонтальные размеры, не превышающие 500—800 км, задача численного моделирования непериодических колебаний уровня решалась в прямоугольной системе координат.

Здесь рассмотрен один вид задачи — расчет характеристик штормовых нагонов в отдельных районах побережья в северной части Японского моря. Для расчета и прогноза штормовых нагонов в пунктах побережья Японского моря [23] использованы уравнения мелкой воды [15]. Двумерная система проинтегрированных по глубине уравнений движения и уравнений неразрывности имеет следующий вид:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial |(H+\xi)U|}{\partial x} - \frac{\partial |(H+\xi)V|}{\partial y} = 0; \quad (28.10)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + V\frac{\partial U}{\partial y} - fV = -\frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_a}{\partial x} - g\frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho_w (H+\xi)} - C_{du}\frac{\sqrt{(U^2+V^2)}}{H+\xi}; \quad (28.11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial V}{\partial y} + fU = -\frac{1}{\rho_w}\frac{\partial P_a}{\partial y} - g\frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho_w (H+\xi)} - C_{dv}\frac{\sqrt{(U^2+V^2)}}{H+\xi}, \quad (28.12)$$

где C_{du}, C_{dv} — компоненты придонного трения; τ_x, τ_y — компоненты поверхностного трения; остальные обозначения общепринятые.

Решение этой системы уравнений требует постановки начальных и граничных условий. На твердой границе, расположенной на берегу, нормальные компоненты скорости равны нулю. На жидкой границе возвышение уровня принимается равным нулю, если не учитывается эффект атмосферного давления. В том случае, когда необходимо учесть влияние на уровень вариаций атмосферного давления, условие на жидкой границе принимает вид

$$\xi = \frac{\mathbf{P} - P}{\rho_w g}, \qquad (28.13)$$

где $\mathbf{P}$ — среднее атмосферное давление над исследуемым районом; P — атмосферное давление на жидкой границе.

Начальные условия принимались нулевыми: $\xi = 0$, $U = 0$, $V = 0$ при $t = 0$.

Для решения уравнений (28.10)—(28.12) применялась явно-неявная схема с конечно-разностной сеткой типа «С» [127, 131]. При этом каждый шаг по времени разбивается на два полушага [127]. На первом полушаге решается уравнение (28.12) по явной схеме для того, чтобы получить значения компоненты скорости V в момент времени $n + 1/2$. Затем, используя полученные значения V, решается уравнение (28.11) по неявной схеме. В конечном счете значения возвышения уровня в конкретной точке сеточной области рассчитываются из уравнения неразрывности (28.10).

При использовании конечно-разностной сетки типа «С» значения компонент скорости течения вычисляются в узлах сетки, а значения возвышения уровня — в центре квадратов сеточной области. Однако для решения уравнения неразрывности необходимо знать значения U и V в центре квадратов сеточной области, для чего выполняется их осреднение по четырем точкам в каждом квадрате. На втором полушаге этот процесс повторяется. Необходимо отметить, что в неявной реализации этого метода (расчет U на первом полушаге и V на втором) возвышения уровня для следующего временно́го шага известны только на открытой жидкой границе.

Точность метода практически не уменьшается, когда адвективные члены и члены, учитывающие трение, достаточно малы. Все пространственные производные рассчитываются со вторым порядком точности. Полученные численные схемы не требуют жесткой зависимости между временным и пространственным шагами и позволяют выбирать их оптимальными.

Расчет штормовых нагонов выполнялся в зал. Петра Великого, включающем устьевой район р. Туманган и более мористую область, ограниченную 130° 12′ и 134° 00′ в. д. и 42° 00′ и 43° 15′ с. ш. (рис. 28.3). Пространственный шаг сетки выбран 3′ (5,6 км) по меридиану.

Верификация модели проводилась по двум сериям экстремальных нагонов, наблюденных в пунктах Посьет, Владивосток, Находка во время штормовых ситуаций 25—28 октября 1980 г. и 27—30 августа 1982 г. В качестве входной метеорологической информации использовались расчетные значения атмосферного давления и характеристик ветра. Для учета пространственно-временной изменчивости полей атмосферного давления его значения снимались по фактическим приземным синоптическим картам в 15 точках (см. рис. 28.3), равномерно распределенных в пределах исследуемой области, с дискретностью 6 ч. Далее выполнялась процедура интерполяции значений давления в узлы сеточной области. Характеристики ветра рассчитывались по методике А. И. Соркиной [75] и принимались однородными для всей области расчета, что не противоречит реальным условиям в штормовых ситуациях.

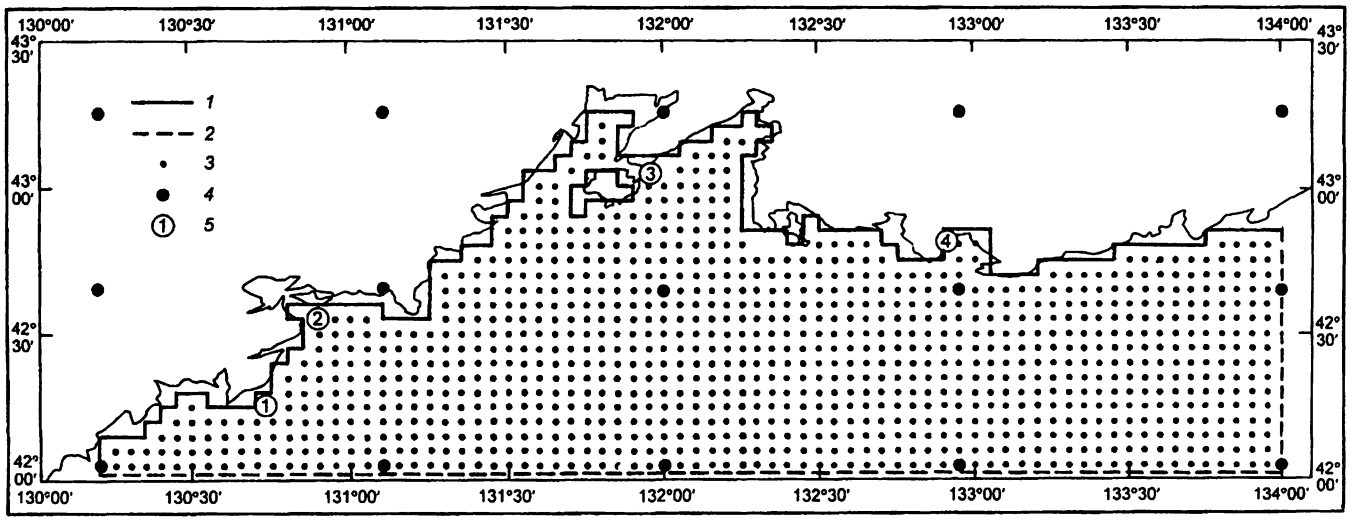


Рис. 28.3. Расчетная сетка для зал. Петра Великого

1 — твердые границы области расчета; *2* — жидкие границы; *3* — точки, в которых рассчитывались изменения уровня моря по модели; *4* — точки, в которых задаются значения приземного атмосферного давления; *5* — точки сеточной области, соответствующие положению пунктов наблюдений, в которых сравнивались значения рассчитанных и наблюденных высот уровня моря (*1* — устье р. Туманган, *2* — Посьет, *3* — Владивосток, *4* — Находка)

Результаты численных экспериментов показали, что высоты рассчитанных и наблюденных штормовых нагонов хорошо согласуются. Имеются лишь незначительные различия во временном ходе кривых, особенно заметные на фазе падения уровня и в моменты наступления максимумов. В целом средняя ошибка расчета максимумов нагонов не превысила 9 см, что позволяет считать результаты модельных расчетов в целом удовлетворительными.

Такой вывод дает право рассчитать чисто ветровые подъемы уровня в зависимости от направлений и скоростей ветра (рис. 28.4). Анализ результатов показал, что штормовые нагоны в исследуемом районе формируются под действием ветров четырех направлений: южного, юго-восточного, восточного и северо-восточного. Максимальные нагоны наблюдаются при юго-восточных и восточных ветрах и могут достигать значений от 70—80 см в районе р. Туманган до 100—115 см в остальных пунктах при скорости ветра 40 м/с. При сильном южном ветре (30—40 м/с) в пунктах Владивосток и Находка формируются нагоны, достигающие 50—60 см, в то время как в районе пункта Посьет и р. Туманган при тех же метеорологических условиях значения нагонов незначительны.

Номограммы (см. рис. 28.4) могут быть использованы в практике прогнозирования штормовых нагонов в рассматриваемом районе в том случае, если имеется прогностическая информация о характеристиках ветра. При этом влияние атмосферного давления можно учесть в расчетах нагонов с помощью поправки, рассчитанной по соотношению обратного барометра.

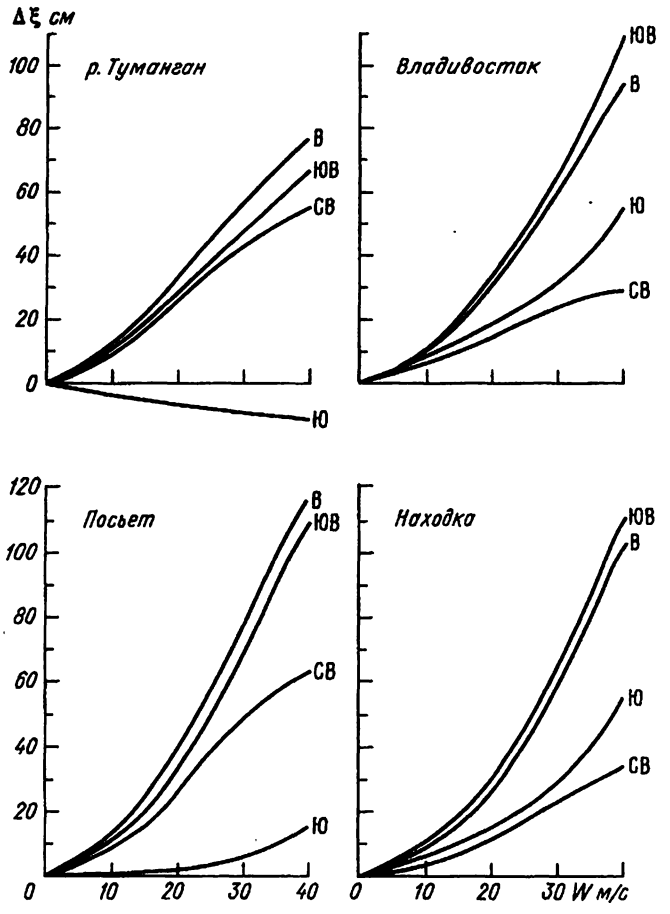


Рис. 28.4. Номограммы для расчета вариаций уровня моря в зависимости от скорости и направления ветра в пунктах побережья зал. Петра Великого

29. ЦУНАМИ

Цунами — длинные морские гравитационные волны. В 95 % случаев они вызываются сильными неглубокофокусными землетрясениями под дном океана или моря. Нередко приводят к затоплению и значительным разрушениям в прибрежной зоне.

29.1. Физические аспекты зарождения и распространения цунами

Основной механизм возбуждения цунами состоит в «поршневых» подвижках дна океана при сильных подводных землетрясениях. Быстрое вертикальное смещение протяженного участка дна влечет за собой смещение столба воды над ним с образованием на поверхности океана возвышения или впадины, отражающих деформацию дна. Под действием силы тяжести деформированная поверхность океана над очагом землетрясения, совершив затухающий колебательный процесс, возвращается к состоянию равновесия, а из очага во все стороны расходятся длиннопериодные волны, в которых частицы воды совершают орбитальные (знакопеременные) движения по очень вытянутым в горизонтальном направлении эллипсам. Периоды волн имеют порядок 0,1—1 ч, и колебания охватывают всю толщу воды от поверхности до дна. По мере приближения цунами к берегу и сокращения толщины гидросферы высота смещения поверхности и амплитуда орбитального движения (скорость течения) возрастают, достигая максимума при выходе на мелководье.

Причины возникновения цунами не сводятся только к вертикальным сейсмотектоническим смещениям дна. Они могут формироваться и за счет сильных упругих смещений и колебаний дна. В ряде случаев это может быть сдвиг в горизонтальном направлении крутых и протяженных подводных склонов или сильный горизонтальный сейсмический толчок. Различные механизмы возбуждения цунами зачастую действуют совместно, поэтому сейсмотектонические подвижки редко ориентированы строго в вертикальном или горизонтальном направлении, а деформации дна всегда сопровождаются сильными упругими смещениями и колебаниями.

Скорость распространения цунами на глубокой воде выражается формулой

$$V = \sqrt{gH}, \qquad (29.1)$$

где g — ускорение свободного падения; H — глубина океана.

Эта скорость велика: V = 280 м/с при H = = 8000 м; V = 200 м/с при H = 4000 м; V = 100 м/с при H = 1000 м; V = 45 м/с при H = 200 м. Длины волн находятся в пределах 200—700 км в открытом океане и 50—150 км на шельфе. Принято считать, что цунами в открытом океане имеет высоту, равную примерно 1 м. При распространении в область меньших глубин высота волн возрастает.

29.2. Интенсивность цунами

Побережье Японского моря подвержено воздействию цунами, которые не являются редкими событиями и могут нанести серьезный ущерб хозяйственной деятельности, береговым службам Приморского края, Сахалинской области, Японии и Кореи. За последние 200 лет отмечено около 20 случаев возникновения заметных цунами от подводных землетрясений в Японском море с магнитудами $M > 6{,}5$, основное количество которых приходится на Японию и о. Сахалин [76—78]. Землетрясения с магнитудой $M > 7{,}5$ вызывают катастрофическое цунами с высотой волн на побережье островов Хонсю и Хоккайдо приблизительно 10 м; они приводят к сильным разрушениям и человеческим жертвам в береговой зоне в непосредственной окрестности очагов цунами.

До 1983 г. в Приморье отмечены всего три случая проявления цунами (1940, 1964, 1971 гг.), причем два последних были слабыми, с максимальными перепадами уровня около 0,2 м (пункты Владивосток, Находка, 1964 г.). Вполне возможно, что некоторые слабые цунами на побережье Приморья до установления мареографных наблюдений не были обнаружены. Цунами максимальной интенсивности зарегистрировано в Приморье 26 мая 1983 г. и 13 июня 1993 г.

Разную подверженность цунами западного и восточного побережий Японского моря можно объяснить расположением цунамигенных сейсмических зон под акваторией моря (рис. 29.1). По мнению сейсмологов [5], зона мелкофокусных землетрясений, способных генерировать цунами, располагается на шельфе и подводном склоне глубоководной котловины вдоль западных побережий островов Сахалин, Хоккайдо и Хонсю. В этой зоне [26] отчетливо выделяются две области. Южная область характеризуется тем, что очаги цунами располагаются на шельфе вдоль центральной и южной частей о. Хонсю, где глубина моря около 200 м. В северной области (вдоль северной оконечности островов Хонсю и Хоккайдо) возникали глубоководные цунами. Средние глубины моря в районе очагов составляют 2000 м. Типичным представителем «шельфовых»

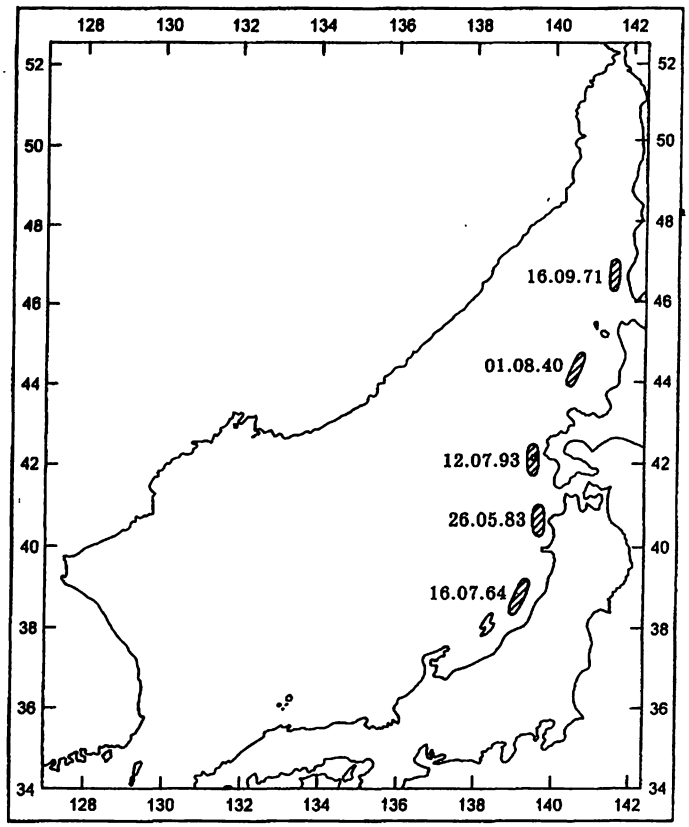


Рис. 29.1. Карта очагов цунами в Японском море

цунами является Ниигатское цунами 1964 г. Пример «глубоководного» цунами — цунами 26 мая 1983 г. Очаги цунами, как правило, вытянуты в направлении близбереговых изобат. Типичные размеры очага сильного цунами: длина 500—1000 км, ширина 100—200 км.

На шельфе Приморья и в наиболее глубоководной части Японского моря наблюдаются землетрясения с глубиной гипоцентра более 300 км, которые цунами не вызывают. Таким образом, все известные цунами, зародившиеся в Японском море, возникали в непосредственной близости от побережий о. Сахалин и Японии и подходили к берегам Приморья в ослабленном виде (исключение составляет тетюхинское цунами 1940 г.). На российском побережье Японского моря не было катастрофических цунами, зафиксировано только три случая сильных цунами (с высотой заплеска до 5 м), остальные цунами были слабыми.

Цунами, возникающие в Тихом океане, в Японское море приходят ослабленными и, очевидно, реальной угрозы для побережья не представляют. Но в связи с сейсмичностью Японского моря опасность появления сильных цунами не исключается. Реальной следует считать возможность сильных локальных проявлений цунами при подводных оползнях. К сожалению, определить точно вероятностные оценки появления цунами у российских берегов Японского моря не представляется возможным из-за малого количества фактических данных и отсутствия вероятностных характеристик тектонической деятельности.

В Атласе максимальных заплесков волн цунами [5], принятом для использования в службе цунами, сделана попытка расчета максимально возможных заплесков цунами для ряда пунктов российского побережья Японского моря. Расчеты проводились при следующих предположениях относительно возможного очага цунами: очаг в виде эллипса, большая ось которого расположена параллельно берегу; магнитуда землетрясения менее 8,0; высота волны над эпицентром равна 0,5 м; глубина моря над эпицентром от 200 до 1000 м. Таким образом, выбраны наиболее опасные условия для каждого из районов, для которых проводились расчеты. Расчет был проведен для 17 пунктов юго-западного и западного побережий о. Сахалин. Оценка максимально возможной высоты заплеска колеблется в пределах от 2,3 до 3,2 м.

Независимо от авторов вышеуказанного атласа Н. А. Щетников [86], анализируя данные наблюдений за цунами на побережье о. Сахалин и сейсмическую активность прилегающих районов, сделал вывод, что на южном, юго-западном и юго-восточном побережьях о. Сахалин можно ожидать цунами высотой до 2,5—3,0 м. Таким образом, на побережье о. Сахалин угрозу появления цунами с высотой 3,0—3,2 м следует считать реальной.

В 1968 г. С. Л. Соловьев [79] на основании имеющегося (в основном для побережья Японии) фактического материала провел расчеты вероятности (в процентах) возникновения цунами разной интенсивности в зависимости от магнитуды землетрясения в Японском море (табл. 29.1). Под термином «интенсивность», если воспользоваться шкалой Имамура — Иида — Соловьева (табл. 29.2) [76], понимается величина, связывающая максимальный и средний подъем уровня на побережье и длину участка побережья, на котором проявилось цунами. Для расчета интенсивности цунами на российском побережье Японского моря данных недостаточно. Поэтому термин «интенсивность цунами» в Японском море введен прежде всего для островов Японии. В то же время эта величина позволяет в первом приближении оценить количественно и сам факт проявления цунами на российском побережье.

29.3. Исторические сведения о цунами в Японском море

Цунами 1924 г. Впервые на отечественном побережье Японского моря цунами было зарегистрировано 15 марта 1924 г. Оно получило название углегорского. В районе г. Углегорск (о. Сахалин) произошло землетрясение с магнитудой $M = 6,0$. Координаты эпицентра: 49° 18′ с. ш., 141° 54′ в. д. Время начала землетрясения 10 ч 31 мин по Гринвичу. В реке, расположенной вблизи Углегорска, наблюдалось необычайно сильное волнение. Больше никаких сведений об аномальном поведении уровня не сохранилось. Такое проявление цунами можно считать сомнительным.

Цунами 1940 г. Тетюхинское (пункт Рудная Пристань) цунами произошло 1 августа 1940 г. Землетрясение, вызвавшее цунами, было редким для данного района как по силе ($M = 7,5$), так и по глубине гипоцентра (30 км). Координаты эпицентра: 44° 06′ с. ш., 139° 30′ в. д. (140 км от побережья о. Хоккайдо). Землетрясение ощущалось на западном побережье о. Хоккайдо и в нескольких пунктах Приморья. Начало землетрясения — 15 ч 08 мин по Гринвичу. Наиболее сильно землетрясение ощущалось в районе пункта Рудная Пристань [27, 76]. После опроса населения сила землетрясения оценена в 4—4,5 балла. В г. Дальнегорске и на рудниках в 30 км от побережья землетрясение не ощущалось.

Первая волна пришла в бухту Рудная Пристань через 30—40 мин после начала землетрясения. По мнению очевидцев [27], высота первой волны достигала 5 м. Возможно, что эта цифра завышена. После анализа всех данных С. Л. Соловьев [76] пришел к выводу, что первая волна была высотой 1,5—2,5 м.

Начальник гидрометеостанции Рудная Пристань Г. Б. Ковалев [27] утверждал, что первая волна перехлестнула песчаную косу, отделяющую бухту от лагуны, и вышла на берег на расстояние до 300 м, разрушив при этом штабели бревен на берегу и склады. По реке Рудная волна прошла около 1 км. Когда первая волна откатилась в море, морское дно обнажилось на расстояние до 50 м от уреза воды. Через 10—20 мин пришла вторая волна с высотой до 3,5 м над нулем поста. Этой волной была выброшена на 300 м от уреза воды груженая баржа, разрушен пирс, часть складов сорвана со свай, имели место и другие разрушения. Всего наблюдались три сильные волны. Затем в течение последующих 20 ч наблюдались все ослабевающие колебания уровня.

Севернее бухты Рудная Пристань, в пунктах Каменка (25 км от бухты Рудная Пристань) и Духово (50 км), цунами проявилось гораздо слабее. Его количественных оценок не сохранилось.

Тетюхинское цунами достигло юго-западного побережья о. Сахалин. По мареографным данным, в пункте Невельск максимальный перепад уровня

Таблица 29.1

Вероятность (%) возникновения цунами в Японском море

Магнитуда землетрясения	Интенсивность цунами					
	4	3	2	1	0	−1
8,3	4	33	49	13	1	0
8,0	3	24	44	23	3	3
7,5	2	12	27	25	10	24
7,0	1	4	8	10	7	70
6,5	0	0	1	2	1	96
6,1	0	0	0	0	0	100

Таблица 29.2

Числовые параметры для оценки интенсивности цунами

Интенсивность цунами	Высота волн, м	
	средняя	максимальная
4	11,3	40,3
3	5,7	13,4
2	2,8	4,8
1	1,5	2,1
0	0,7	0,9
−1	0,35	0,4

моря достигал 1 м. В районе Невельска воздействию цунами подверглись поселки Ясноморский, Заветы Ильича, Горнозаводск, Кони. Были разрушены причалы и выброшены на берег шлюпки.

Для сравнения можно указать, что в Японии на наиболее пораженном участке побережья высота волн цунами достигала 2,5—3,0 м. Цунами регистрировалось многими мареографами по всему Японскому морю.

Сильное проявление цунами 1940 г. в бухте Рудная Пристань можно объяснить особенностями рельефа побережья. Бухта открытая, с широким входом. Подводный склон у входа в бухту относительно приглубый. Это позволяет фронту волны перестроиться достаточно близко к входу в бухту и способствует росту высоты волны в самой бухте. Дно в бухте ровное, песчаное, поэтому потери энергии волны на трение при ее движении к берегу невелики. Совокупность этих факторов делает бухту Рудная Пристань одним из самых цунамиопасных пунктов побережья Приморья, что необходимо учитывать при строительных работах.

Весьма интересное предположение относительно возникновения цунами 1940 г. в районе Рудной Пристани выдвинули Ч. Н. Го, Н. Д. Леонидова, Н. Н. Леонов [27]. По их мнению, цунами такой интенсивности в данном районе можно объяснить местным всплеском за счет подводного оползня, вызванного землетрясением. Поблизости от входа в бухту прослеживается подводный каньон. Река Рудная выносит много рыхлого материала. Все это свидетельствует о вероятности подводного оползня. В качестве подтверждения этого предположения авторы указывают на тот факт, что после цунами 1940 г. иваси покинули этот район моря, где был промышленный лов рыбы. Такое изменение биоценоза может быть связано с подводным оползнем.

Цунами 1964 г. В Японском море 16 июля произошло ниигатское цунами. Магнитуда землетрясения равна 7,2, координаты эпицентра 38° 36′ с. ш., 139° 12′ в. д., глубина гипоцентра около 50 км. От землетрясения и цунами наиболее пострадал г. Ниигата. На побережье Японии высота волн цунами достигала 4—6 м. Это цунами прослеживалось всеми мареографными станциями российского побережья. Максимальные перепады уровня на побережье Приморья, равные 22 см, зафиксировали мареографы в пунктах Владивосток и Находка. Интересно отметить, что вступление цунами в этих пунктах было слабым, с амплитудой первых волн около 5 см, но постепенно усиливалось и достигло максимума примерно через 8 ч [79]. В других пунктах Приморья были зарегистрированы следующие амплитуды колебаний: Посьет — 0,06 м, Рудная Пристань — 0,12 м, Терней — 0,06 м, Адими — 0,03 м.

Волна цунами достигла берегов о. Сахалин и прослеживалась на записях мареографов в пунктах Холмск, Невельск, Мыс Крильон, Корсаков. Колебания уровня моря в этих пунктах были слабыми (от 4 до 7 см). Цунами на этих записях определяется с трудом, момент вступления выделить не удалось. Фактически записаны длиннопериодные сейшевые колебания, возбужденные цунами. На побережье Татарского пролива эти колебания ослабевают до уровня длиннопериодного фона.

Цунами 1971 г. Монеронское цунами наблюдалось 6 сентября 1971 г. На мелководье Татарского пролива, в районе о. Монерон, произошло сильнейшее за историю наблюдений на о. Сахалин землетрясение с магнитудой равной 7,2. Координаты эпицентра 46° 30′ с. ш., 141° 06′ в. д. Глубина гипоцентра составила 15 км. Землетрясение возбудило слабое цунами, зарегистрированное станциями юго-западного побережья о. Сахалин, севера Приморья и Японии.

На о. Монерон перепад уровня составлял около 1,5 м [86]. Превышение уровня над невозмущенным в момент подхода волн цунами составляло 0,6 м и носило вид быстрого наводнения. Максимальными были третье и пятое колебания. После 10 колебаний изменения уровня перестали быть заметными. Период колебаний составлял около 6 мин.

Проявления цунами были отмечены на юго-западном побережье о. Сахалин. Сотрудники Сахалинского УГМС провели обследование после прохождения цунами и сделали нивелировку отметок высоких вод в пунктах Шебунино и Горнозаводск. Высота максимального заплеска достигла 2 м. В пункте Чехов в ковше отмечалось быстрое повышение уровня около 0,5 м. В пункте Пензенское Томаринского района наблюдалось резкое поднятие уровня воды в реке до 0,5 м и обратное течение. В пункте Красногорск наблюдался подъем воды в р. Тихая до 1 м. В пункте Орлово уровень р. Покосной поднялся на 0,5 м. По мареографным наблюдениям максимальная амплитуда колебаний уровня в южной части Сахалина, равная 0,4 м, зарегистрирована в пунктах Невельск и Холмск. В пункте Корсаков и на мысе Крильон она не превышала 0,2 м. В Приморье волна цунами отмечена в пунктах Советская Гавань и Адими. Амплитуда колебаний уровня составила около 0,04 м. После основного землетрясения 6 сентября 1971 г. в районе о. Монерон произошло несколько сильных толчков с магнитудой более 6,0. Эти толчки вызвали 7, 8, 9 и 27 сентября слабые цунами, которые с трудом обнаруживаются на записях мареографов в пунктах Холмск и Невельск. Амплитуда колебаний варьирует от 0,02 до 0,09 м.

Кроме рассмотренных цунами на российском побережье Японского моря зафиксированы еще несколько случаев слабых или сомнительных цунами.

Цунами 1958 г. Итурупское цунами отмечено 6 ноября 1958 г. Магнитуда землетрясения составила 8,5. Координаты эпицентра равны 44° 30′ с. ш., 148° 54′ в. д. В пунктах Холмск и Невельск на записях мареографов обнаруживаются следы цунами.

Цунами 1960 г. возникло 22 мая 1960 г. в результате катастрофического землетрясения вблизи берегов Чили (поэтому названо чилийским цунами) с эпицентром в координатах 38° 00′ ю. ш., 73° 30′ з. д.

Магнитуда землетрясения равна 8,5. На побережье Чили высота волн достигла 25 м; при этом цунами погибло около 1000 человек. На Курильских островах высота волн снизилась до 6,5 м. Волны цунами проникли и в Японское море, но в сильно ослабленном виде. Мареографы Приморья цунами не зарегистрировали. В пункте Холмск амплитуда колебаний уровня составила 0,15 м, в пункте Невельск прослеживаются только следы цунами.

Цунами 1963 г. Урупское цунами наблюдалось 13 ноября 1963 г. Магнитуда землетрясения равна 8,0, координаты 44° 48′ с. ш., 149° 30′ в. д. На островах Уруп и Итуруп высота волн достигала 4—5 м. В Японском море волны цунами были гораздо слабее, они зафиксированы в следующих пунктах: Мыс Крильон — 0,4 м, Невельск — 0,15 м, Холмск — 0,1 м.

Некоторые землетрясения не вызвали существенных цунами. Например, 20 октября 1963 г. наблюдалось землетрясение с магнитудой, равной 7,0, и координатами эпицентра 44° 30′ с. ш., 150° 12′ в. д.; 27 марта 1964 г. произошло землетрясение с магнитудой 8,4 в районе 61° 06′ с. ш., 147° 42′ з. д.; 29 января 1968 г. отмечалось землетрясение с магнитудой 7,0 в точке с координатами 43° 30′ с. ш., 146° 42′ в. д.

Во всех перечисленных случаях на мысе Крильон фиксировались сомнительные следы цунами с амплитудой колебаний около 0,1 м. 10 июня 1975 г. наблюдалось землетрясение с магнитудой, равной 7,5, координаты эпицентра 43° 18′ с. ш., 147° 42′ в. д. Амплитуда колебаний уровня на мысе Крильон составила 0,18 м, в пункте Корсаков — 0,14 м, в Холмске — сейши около 0,1 м.

Цунами 1983 г. В Японском море 26 мая 1983 г. в 04 ч 05 мин по Гринвичу было зафиксировано сильное землетрясение с магнитудой 8,0. Эпицентр землетрясения находился примерно в 30 км от восточного побережья о. Хоккайдо в координатах 40° 36′ с. ш., 139° 00′ в. д. Глубина гипоцентра, по первоначальным оценкам, составляла около 20 км. Примерно через 1 ч побережья Приморья достигло цунами с интенсивностью около 2. На юге Приморского края, в районе зал. Посьет, перепад уровня достигал 1,0—1,5 м. В пункте Владивосток, находящемся в закрытой бухте Золотой Рог, проявление цунами было слабым. По показаниям мареографа перепад уровня достигал 0,7 м. В открытых бухтах восточного побережья Уссурийского залива отмечался подъем уровня воды до 5 м в некоторых пунктах. В среднем превышение уровня было 1,5—2 м.

В заливах Восток и Находка отмечен подъем уровня до 2,5 м. В закрытых портах Восточном и Находка интенсивность цунами была меньше, подъемы уровня не превышали 0,5 м. В открытых портах Южно-Морской, Гайдамак, Анна превышение уровня достигало 2 м, в некоторых пунктах наблюдался отлив до 3 м ниже среднего уровня моря. На северо-западном и северном побережьях бухты Соколовского максимальный подъем уровня составлял 3 м. В закрытой бухте Преображенской (пункт Преображение) подъем доходил до 1 м, максимальный отлив — 1,2 м. В пункте Валентин, расположенном в вершине открытой бухты, наблюдался заплеск до 3 м, горизонтальный заплеск — 0,5—0,7 м. На берег были выброшены стоящий у пирса МРС и находящийся в бухте катер. Перепад уровня достигал 7 м, погиб один человек. В пункте Моряк-Рыболов, расположенном в устье р. Маргаритовки, подъем уровня достигал 2,5 м. На берег были выброшены два МРС; они были сняты следующей волной. В открытой части бухты Моряк-Рыболов уровень повышался на 2 м от среднего. В пункте Ольга подъем уровня был до 0,8 м. По р. Аввакумовке на расстояние около 5 км от устья проник бор высотой до 0,5 м. В пункте Рудная Пристань колебания уровня были незначительными, но в пос. Каменка, в 25 км от Рудной Пристани, в устье р. Каменки, превышение уровня достигало 3 м, а максимальный отлив — 6 м. Интересно отметить, что на побережье бухты Каменка, рядом с устьем реки, превышение уровня едва достигало 1 м. В соседней с Каменкой бухте Лидовке наблюдался заплеск до 5 м, горизонтальный заплеск достигал 800 м.

В Японском море 12 июля 1993 г. в 13 ч 17 мин по Гринвичу произошло сильное землетрясение с магнитудой 7,8. Эпицентр находился к западу от о. Хоккайдо в точке с координатами 42° 48′ с. ш., 139° 12′ в. д. Глубина гипоцентра составила (по японским данным) 34 км. Во всех пунктах побережья Приморья, по свидетельству очевидцев, ощущалось землетрясение силой 3—4 балла. В некоторых пунктах ощущался второй толчок, но уже более слабый. Землетрясение такой силы не принесло никаких разрушений, за исключением одного случая: в бухте Ракушка (п. Тимофеевка) в одном доме образовалась трещина в стене и заклинило дверь. Цунами в каждом пункте проявило себя поразному, однако имеются и общие черты таких проявлений. Так, в пунктах Врангеля, Рудная Пристань, Каменка и Моряк-Рыболов отмечалось количество волн от 15 до 18. Самыми сильными были первые три волны. Подъем воды происходил в основном плавно в виде очень сильного прилива. Осушка отмечалась повсеместно в пределах 30—50 м. Максимальный заплеск по горизонтали зависел от формы и уклона берега и был максимальным на пологих берегах — до 200—250 м. Направление (азимут) фронта волны цунами соответствовало 90—120°. Время добегания первой волны цунами в различных пунктах составляло от 50 мин до 1 ч 40 мин.

Первым пунктом, которого достигла волна цунами, была Рудная Пристань. В большинстве пунктов побережья Приморья цунами проявляло себя до середины дня 13 июля в виде сейшевых волн и повышенного уровня моря.

В отдельных пунктах зал. Петра Великого высота цунами изменялась от 0,63 до 1,5 м. В пункте Преображение цунами проявилось в виде резкого повышения уровня воды на 1,5 м в течение не-

скольких минут. Резкие колебания уровня вызвали сильные течения из бухты в море и обратно. Суда, пришвартованные бортом к причалу, практически не пострадали. Другие суда мотало в разные стороны, сталкивая друг с другом, что привело к отдельным повреждениям. Связка из четырех судов дважды наваливалась на док, сильно повредив его. С большим трудом удалось спасти рыболовную базу «Армань».

В близлежащем пункте Глазковка, в районе разведения марикультуры, высота волны цунами достигла 4,4 м. При этом большой ущерб был нанесен огородам марикультуры, которые были приведены практически в негодное состояние. В результате разрушений предприятия лишились урожая морской капусты на два года.

В пункте Валентин отмечалась волна высотой до 4 м. В районе местного рыбозавода был выброшен на берег и полностью выведен из строя морской сейнер. Там же смыты в море 700 т угля и желоб для принятия рыбопродукции, поврежден холодильник. В районе поселка уничтожены покосы сена и огороды.

В пункте Моряк-Рыболов волны цунами проникли вверх по течению р. Маргаритовка на расстояние до 3—5 км. Измеренная высота цунами составила 2 м. В результате действия волн сильно повреждены два морских сейнера и разбит причал.

В пункте Ольга высота цунами доходила до 1,5 м. В самой бухте наблюдались сильные реверсивные течения в сторону моря и обратно, в результате чего один буксир унесло в открытое море, а пограничный корабль едва не выбросило на прибрежные камни.

В зал. Владимира высота цунами составила 1,5—2 м. Был причинен ущерб агаровому заводу, поврежден причал.

В пункте Рудная Пристань отмечена высота волны цунами 3,8 м, горизонтальный заплеск составлял 200—300 м. Были разрушены пирс и трубопровод, поврежден стивидорский причал, четыре плашкоута выброшено на берег.

В зал. Опричник (пункт Каменка) высота волны составила 2,8 м. В устье реки Опричнинка три судна сели на грунт, повреждены причалы рыбозавода. Были затоплены цеха рыбозавода и залит сам поселок.

В пункте Пластун подъем уровня моря достигал 1,3 м. Причинен незначительный ущерб домам и постройкам местных жителей. К северу (пункты Терней, Малая Кема) высоты волн цунами не превысили 0,5—1 м.

Цунами 13 июля 1993 г. в сравнении с цунами 1983 г. проявилось иначе. Так, в пунктах Глазковка, Моряк-Рыболов и в зал. Владимира в 1983 г. волна цунами оценивается наблюдателями на 0,5—1 м ниже, чем в 1993 г., и была более скоротечной. В пунктах Ольга, Каменка и Пластун цунами 1983 г. оценивается как более мощное. В то же время рыбодобывающий флот в 1983 г. не понес ущерба, поскольку находился на рейде.

29.4. О моделировании распространения цунами

Побережье Приморья находится в довольно благоприятном положении по отношению к вероятным источникам цунами — все они располагаются вблизи побережья Японии. Согласно наблюдениям, время добегания цунами от них до российского побережья составляет от 40—50 до 110—120 мин. Для изучения влияния особенностей топографии дна на скорость распространения и деформацию волн цунами был проанализирован механизм распространения волн цунами от четырех источников крупных землетрясений в восточной части моря, вблизи побережья Японии, с координатами: 1940 г. — 44° 06′ с. ш., 139° 30′ в. д.; 1964 г. — 38° 36′ с. ш., 139° 12′ в. д.; 1971 г. — 46° 30′ с. ш., 141° 06′ в. д.; 1983 г. — 40° 24′ с. ш., 139° 06′ в. д.

Были выполнены предварительные расчеты времен добегания цунами до населенных пунктов побережья Приморья и «дозорных цунами» для каждого случая проявления цунами. Здесь термин «дозорный цунами» обозначает расположение на побережье датчиков гидрофизической подсистемы ЕАСЦ — Единой автоматизированной системы наблюдений за возникновением и распространением цунами и предупреждения о них. Времена добегания волн цунами рассчитаны по программе, любезно предоставленной Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН [28]. В основе программы лежит алгоритм распространения одиночной волны цунами в открытом море, определяемый формулой (29.1).

Для каждого случая проявления цунами были построены карты изохрон, т. е. одинаковых времен добегания. Анализ показал, что на пути прохождения волны цунами через Японское море ее скорость не является величиной постоянной, вследствие чего фронт волны испытывает определенные деформации. Эти деформации закономерно связаны с крупными морфоструктурами дна. Наибольшая скорость волн цунами наблюдается в глубоководных частях моря, т. е. при прохождении над глубоководными котловинами с относительно ровным дном. Так, максимальные скорости волн цунами отмечаются над Японской котловиной (к северу от возвышенности Ямато), Цусимской котловиной и котловиной Ямато, а также вдоль глубоководной оси Татарского пролива.

В центральной части Японского моря крупным топографическим барьером, сильно влияющим на деформацию фронта волны цунами, является возвышенность Ямато. Фронт волны сильно деформируется уже вблизи восточного подножия возвышенности. Западнее Ямато, над котловиной с относительно ровным дном и большими глубинами скорость прохождения волны вновь увеличивается. Однако остаточная деформация фронта волны сохраняется вплоть до зоны Корейского пролива.

Наиболее сложные планы деформации фронта волны цунами наблюдаются при ее выходе на материковый склон и шельф. Деформация заметно уси-

ливается вследствие того, что фронт волны все больше отстает от фронта над соседними глубоководными участками дна. Наибольшая разность скоростей и максимальные значения деформаций фронта отмечаются в районах широкого шельфа. Это хорошо проявляется на шельфе южной части моря и Татарского пролива.

Таким образом, изучение планов деформации волн цунами при их прохождении над дном Японского моря показывает, что на скорость распространения волн цунами и ослабление их разрушительной силы в прибрежной зоне влияет комплекс факторов:

расстояние от источника цунамигенного землетрясения;

наличие крупных подводных возвышенностей на пути прохождения волны в открытом море;

угол подхода волны к естественным препятствиям морского дна;

размер шельфа, где гашение энергии волны происходит прямо пропорционально ширине мелководной зоны моря за счет рефракции волн и трения о дно.

Детальный анализ времен добегания волн цунами от имевшихся в прошлом цунамигенных очагов показал следующее. Времена добегания волн цунами до пункта Владивосток максимальны и составляют в среднем 110—130 мин. Времена добегания до пунктов Находка, Преображение и Валентин составляют 60—90 мин, а до пункта Ольга — 40—90 мин. В табл. 29.3 для сравнения приведены наблюденные и рассчитанные времена добегания волн цунами для пунктов Владивосток, Находка, Преображение и Ольга во время сильного цунами 26 мая 1983 г. Как видно из таблицы, расчетные и наблюденные времена добегания различаются в среднем на 13—20 мин. Это несоответствие можно объяснить неполным учетом факторов, влияющих на скорость и трансформацию волн цунами на участках резких перепадов глубин и на подходах к побережью. Однако за неимением других, результаты расчетов можно принять в качестве основы при цунамирайонировании побережья Приморья, а также для принятия решений о тревогах цунами.

Побережье Приморского края можно разделить на два участка. Участок от мыса Гамова до пункта Находка характеризуется сравнительно большим временем добегания — около 2 ч; участок от пункта Находка к северо-востоку до пункта Ольга включительно отличается меньшим временем добегания — от 40 мин до 1,5 ч. Этот вывод имеет важное прогностическое значение: любой удобный береговой пункт наблюдений за волнами цунами в районе пунктов Находка — Преображение будет хорошим «дозорным цунами» для побережий как к западу от пункта Находка, так и к северо-востоку от пункта Преображение.

Таблица 29.3

Рассчитанные и наблюденные времена добегания волн цунами до побережья Приморья 26 мая 1983 г.

Пункт	Время добегания, мин		
	рассчитанное	наблюденное	разность
Владивосток	70	90	20
Находка	50—55	70	15
Преображение	45—50	70	20
Ольга	40—45	55	13

29.5. Вероятностные характеристики цунами

Все основные вероятностные характеристики цунами в Японском море приведены в работах [26, 66]. Эти параметры рассмотрены с целью оценки опасности цунами и цунамирайонирования побережья. При проектировании различных береговых объектов и сооружений необходимо правильно оценить риск их возможного затопления. Рассуждения базируются на устойчивых статистических характеристиках (средних значениях), основной из которых является средняя из максимальных высот волн цунами. Здесь рассматривается функция повторяемости цунами по высоте $f(h) = N/T$, равная средней частоте цунами, максимальная высота которых превосходит заданный уровень h. Эта функция пороговой высоты волны h есть обратная к функции обеспеченности высоты волны в данном пункте побережья. В данном случае N — число значительных цунами, а T — период времени, в течение которого они наблюдались.

Исследование функции повторяемости для конкретных пунктов тихоокеанского побережья Камчатки, Курильских островов, Японского моря показало, что наблюдавшиеся цунами с высотами волн более 0,5 м, важные для расчета, хорошо описываются зависимостью вида

$$\frac{N}{T} = A \cdot 10^{-h/K}. \qquad (29.2)$$

Коэффициенты A и K получены методом наименьших квадратов. Параметр A имеет смысл частоты значительных цунами, а K является «калибровочной» высотой цунами, характерной для данного места. Коэффициент K изменяется в море от места к месту в значительных пределах; величина A характеризует большую акваторию в целом и отличается в различных ее точках незначительно. В табл. 29.4 приведены значения коэффициентов A, K и возможной один раз в 100 лет максимальной высоты цунами для различных пунктов побережья Японского моря.

Таблица 29.4

Значения коэффициентов A, K и высоты цунами h с повторяемостью один раз в 100 лет

Пункт	Период наблюдений	A год	K м	h_{100} м	Класс точности
Посьет	1964—1983	0,16	0,3	0,4	А
Владивосток	—	0,1	1,0	1,0	А*
Находка	1964—1983	0,14	0,7	0,7	А
Рудная Пристань	1940—1983	0,08	1,9	1,9	А
Золотой (Адими)	—	0,1	0,5	0,5	А*

Примечание. В А входят данные пунктов, снабженных мареографом; в А* — оценочные значения.

Высота волн цунами h с повторяемостью 1 раз в t лет рассчитывается по формуле:

$$h_t = K(\lg A + \lg t). \qquad (29.3)$$

Если взять за основную характеристику цунамиопасности среднюю за 100 лет максимальную высоту волны, то она будет равна:

$$h_{100} = K(\lg A + 2). \qquad (29.4)$$

На любой другой временной расчетный интервал t высоту цунами h можно определить по выражению:

$$h_t = h_{100}\,\frac{\lg(At)}{2 + \lg A}. \qquad (29.5)$$

Иными словами, в течение t лет в данном пункте побережья может произойти (статистически) лишь одно цунами с высотой волны, большей чем h_t.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа материалов натурных наблюдений с привлечением современных методов исследования и расчета освещен уровенный режим Японского моря. Основные результаты работ состоят в следующем.

1. Многолетняя изменчивость уровня на российском побережье Японского моря сравнительно невелика — не превышает нескольких сантиметров. Тренды в колебаниях уровня соизмеримы со средними квадратическими погрешностями их определения, что свидетельствует об относительной стабильности среднего многолетнего уровня в данном районе. Вследствие этого влиянием современных вертикальных движений на положение уровня относительно нуля поста в каждом пункте можно пренебречь. Средние годовые и многолетние уровни принимать такими, какими они получены непосредственно по наблюдениям.

2. На побережье Японского моря можно выделить два основных района с различным ходом годового уровня и их амплитудами.

На материковом побережье Татарского пролива минимум средних месячных уровней отмечается в феврале—марте и максимум — в августе. Средняя амплитуда колебаний уровня составляет 10—28 см. На юго-восточном побережье о. Сахалин картина сезонного хода несколько иная. Минимум наблюдается в марте—апреле; в июле—августе и в декабре—январе отмечаются два максимума. Амплитуда колебаний 10—13 см. На побережьях Приморья, Кореи и Японии минимум наблюдается в январе—марте, максимум — в июле—августе. В зал. Петра Великого амплитуда колебаний уровня достигает 33 см. Далее к северу, вдоль побережья Приморья, она уменьшается до 15—20 см.

Амплитуда годового хода уровня колеблется на побережьях Японии и Кореи в пределах 20—38 см.

Основной причиной сезонных колебаний уровня на побережье Японского моря являются: изменение плотности воды деятельного слоя моря в течение года; совместное влияние сгонно-нагонных действий муссонных ветров и перепадов атмосферного давления в течение года.

Существование одномодальной и двумодальной структур годового хода уровня на побережьях отдельных частей моря свидетельствует о различном вкладе составляющих в формирование сезонной изменчивости уровня.

3. Получены режимные характеристики штормовых нагонов в отдельных пунктах российского побережья в северной части Японского моря. Установлено, что чаще всего наблюдаются слабые (с высотами до 40 см) и умеренные (с высотами 40—70 см) нагоны — в среднем 1—2 раза в год. Реже (1 раз в 5—10 лет) отмечаются сильные (с высотами 70—100 см) нагоны, повторяемость максимальных (с высотами более 100 см) нагонов составляет 1 раз в 20 лет.

Наибольшее число (около 20 %) нагонов, в том числе и максимальных, отмечается в августе—сентябре, в остальные месяцы количество нагонов одинаково (5—6 %). В зимние месяцы возрастает повторяемость (до 2 %) сильных и максимальных нагонов.

4. Проведено районирование побережья Приморья по интенсивности и условиям формирования экстремальных уровней. Выделено три района.

На участке побережья между пунктами Находка и Преображение (район I) главное значение имеют сезонные колебания уровня и штормовые нагоны. Максимальная высота нагонов составляет 50—60 см; средние высоты нагонов (25—28 см) соизмеримы с амплитудой годового хода, но в 1,4—2 раза превышают амплитуды прилива. Средняя продолжительность нагонов равна 70—85 ч.

На участке между пунктами Рудная Пристань — Золотой (район II) доминирует нагонная составляющая. Здесь средние высоты нагонов в 2 раза больше, чем в районе I (40—50 см). Максимальные высоты нагонов варьируют в пределах 90—123 см. Возросли соответственно и соотношения между средними высотами нагонов и амплитудами прилива (в 2,5—3 раза), средними высотами нагонов и амплитудой сезонных колебаний уровня (в 3 раза). Средняя продолжительность нагонов составляет 65—74 ч, но временной ход нагонов намного круче, чем в районе I.

К северу от пункта Золотой (район III) возможен первый вариант формирования экстремальных уровней.

5. Определены синоптические условия формирования экстремальных уровней — это тайфуны и глубокие южные циклоны, смещающиеся с юго-западной части Тихого океана и Восточно-Китайского моря на акваторию Японского моря; циклоны с Желтого моря и Монголии.

При помощи спектрального анализа выявлены временные масштабы энергообмена (2—7,5 сут) между атмосферными процессами и уровнем моря в синоптическом масштабе изменчивости.

Предложен возможный механизм формирования штормовых нагонов на побережье в северной части Японского моря, заключающийся в генерации тайфунами и глубокими циклонами вынужденной барической волны, на которую налагаются ветровые колебания уровня. Определены фазовые соотношения между параметрами барических полей и колебаний уровня, учет которых позволяет существенно повысить качество предвычисления штормовых нагонов.

6. На основе метода спектральной регрессии получены зависимости для расчета экстремальных подъемов уровня, обусловленных нагонами, приливами, сейшами в отдельных пунктах российского побережья Японского моря. Предложены уравнения для восстановления и расчета параметров уровня в тех пунктах, где отсутствует необходимая гидрометеорологическая информация. Заблаговременность расчетов составляет 6—18 ч.

Методы расчетов показали удовлетворительную работоспособность в оперативных условиях; максимальная ошибка составила 6—14 см при высотах нагонов от 50 до 120 см.

7. При помощи численного моделирования исследован уровенный режим в отдельных пунктах побережья зал. Петра Великого. Построены номограммы для оценки и расчета высот штормовых нагонов в зависимости от скорости и направления ветра. Разработанные номограммы могут быть использованы в прогностических целях при наличии надежного прогноза параметров ветра требуемой заблаговременности.

8. В Японском море наблюдалось около 10 случаев проявления цунами. Из них в трех случаях (1940, 1983, 1993 гг.) был нанесен ущерб объектам хозяйственной и бытовой деятельности человека на российском и японском побережьях. Приведены зависимости вероятности возникновения цунами от значения магнитуды землетрясения.

Определены вероятностные характеристики цунами в отдельных пунктах побережья, к которым можно отнести высоту цунами с 1 %-ной обеспеченностью. Эта характеристика используется для оценки риска и возможности строительства и проведения инженерно-изыскательских работ в районах, подверженных воздействию цунами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абузяров З. К., Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 314 с.

2. Алексеев Г. В. Об эффективности сглаживания и влиянии дискретности рядов уровенных наблюдений при изучении составляющих колебаний уровня моря // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 291. С. 58—67.

3. Алексеев Г. В. О статистической структуре непериодических колебаний уровня арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1972. Вып. 40. С. 13—22.

4. Алексеев Г. В. Статистический анализ влияния ветровых полей на уровень в арктических морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. Вып. 41. С. 30—35.

5. Атлас максимальных заплесков волн цунами. Владивосток, 1978. 61 с.

6. Баскаков Г. А. Выделение непериодической составляющей из суммарных колебаний уровня // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. Вып. 41. С. 17—23.

7. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеополей посредством естественных ортогональных составляющих // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 74. С. 3—24.

8. Багров Н. А. О возможных подходах к решению задач прогноза погоды // Тр. ЦИП. 1962. Вып. 116. С. 3—23.

9. Березкин В. А. Динамика моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1947. 683 с.

10. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1971. 408 с.

11. Бычков В. С., Лейбо А. Б., Скибко Н. Е. О связи длиннопериодных волн с ветровым волнением // Изв. АН СССР, ФАО. 1970. Т. 6, № 8. С. 827—831.

12. Борисов Л. А. Современные вертикальные движения побережья дальневосточных морей СССР по многолетним колебаниям уровня // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 2. С. 288—292.

13. Васильев А. С., Дудка К. В. О водообмене Охотского и Японского морей с Тихим океаном // Метеорология и гидрология. 1994. № 10. С. 56—64.

14. Веселов Е. П. К расчету скорости ветра // Тр. ГМЦ СССР. 1971. Вып. 90. С. 113—120.

15. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 300 с.

16. Вольцингер Н. А., Пясковский Р. В. Теория мелкой воды. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 207 с.

17. Галеркин Л. И. О физических основах прогноза сезонных колебаний уровня Японского моря // Тр. ИОАН СССР. 1960. Т. 37. С. 73—91.

18. Галеркин Л. И. Непериодические колебания уровня моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., 1961. С. 192—207.

19. Галеркин Л. И. О расчете водного баланса моря по уровню // Океанология. 1962. Т. 2, вып. 5. С. 783—788.

20. Гарбер М. Р. Влияние барических образований на состояние поверхности океана // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 91. С. 22—29.

21. Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря // Тр. ГОИН. 1971. Вып. 107. 150 с.

22. Герман В. Х., Левиков С. П. О механизме формирования непериодических колебаний уровня на шельфе экспоненциальной формы // Тр. ГОИН. 1979. Вып. 144. С. 6—21.

23. Герман В. Х. Связь колебаний уровня мелкого моря с вынуждающими силами в синоптическом диапазоне частот // Тр. ГОИН. 1975. Вып. 126. С. 8—19.

24. Герман В. Х. Спектральный метод построения уравнений регрессии для непериодических колебаний уровня моря // Метеорология и гидрология. 1976. № 7. С. 65—72.

25. Глуховский Б. Х., Герман В. Х., Филиппов Ю. Г. Методы расчета непериодических колебаний уровня моря (ГУГМС ГОИН, методическое письмо). М., 1975. 96 с.

26. Го Ч. Н., Кайстренко В. М., Симонов К. В. Локальный долгосрочный прогноз цунами и цунамирайонирование: Препринт. СахНИИ ДВНЦ СССР. Южно-Сахалинск, 1982. 28 с.

27. Го Ч. Н., Леонидова Н. Л., Леонов Н. Н. Некоторые данные о цунами 1 августа 1940 года в Японском море // Тр. СахНИИ. 1972. Вып. 29. С. 279—283.

28. Го Ч. Н., Кайстренко В. М., Пелиновский Е. Н., Симонов К. В. Опыт практического цунамирайонирования // Прогноз сейсмической опасности на Дальнем Востоке: Тез. докл. IV сессии Дальневосточной секции МССС. Южно-Сахалинск. 1984. С. 9—11.

29. Григоркина Р. Г., Губер П. К., Фукс В. Р. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупно-

масштабных океанологических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 167 с.

30. Дворкин Е. Н. К методике исключения приливной составляющей из суммарных колебаний уровня // Матер. Всесоюз. совещания-семинара по изучению уровня моря. М., ГОИН, 1967. С. 37—42.

31. Деева Р. А. Влияние гидрометеорологических факторов на сезонные и многолетние колебания средних месячных уровней в Японском море и Амурском лимане (отчет по теме). Владивосток, ДВНИГМИ. 1978. 99 с.

32. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. Вып. 1. 312 с.

33. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: Мысль, 1965. 351 с.

34. Дуванин А. И., Калинин Г. П., Клиге Р. К. О многолетних колебаниях уровня океанов, некоторых морей и озер // Вестник МГУ. География. 1975. Сер. 5, № 6. С. 3—15.

35. Зенин В. А. Метод водного нивелирования // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 3. С. 66—82.

36. Календов А. А. Особенности режима штормов в зависимости от путей движения циклонов над Японским морем // Тр. ДВНИГМИ. 1974. Вып. 41. С. 104—110.

37. Кайсл Ч. Анализ временных рядов гидрологических данных. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 138 с.

38. Клиге Р. К. Влияние изменения глобального водообмена на уровень океана // Колебания уровня моря. М., 1982. С. 108—114.

39. Козлов В. Ф. Результаты приближенного расчета интегральной циркуляции в Японском море // Метеорология и гидрология. 1971. № 4. С. 57—63.

40. Кошляков М. Н. Сглаживание результатов океанографических наблюдений // Океанология. 1964. Т. 4, вып. 3. С. 488—496.

41. Куликов Е. А., Рабинович А. Б., Харви Р. Глубоководные исследования приливов в северо-западной части Тихого океана // Тр. СахНИИ ДВНЦ СССР. 1977. Вып. 54. С. 59—75.

42. Ласточкин А. Н. О соотношении скоростей эвстатических колебаний уровня Мирового океана и вертикальных тектонических движений на континентах // Изв. Всесоюз. географ. общ-ва. 1981. Т. 113, № 2. С. 137—143.

43. Лаппо С. С., Скрипник А. В., Рабинович А. Б. О связи атмосферного давления и уровня северо-западной части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 1978. № 12. С. 50—55.

44. Лаппо С. С. Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука, 1979. 171 с.

45. Леонов А. К. Японское море // Региональная океанография. Ч. I. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. С. 291—463.

46. Леонов А. К. Опыт применения циркуляционной теории Бьеркнеса для определения водного баланса Японского моря // Памяти Шокальского. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 18—27.

47. Лоция Японского моря. Ч. III. Северо-западные берега Японских островов. УНГС ВМФ, 1958. 345 с.

48. Любицкий Ю. В. Длиннопериодные колебания уровня моря на шельфе о. Сахалин // Тр. ДВНИГМИ. 1987. Вып. 129. С. 64—74.

49. Матушевский Г. В., Привальский В. Е. Фильтрация временных рядов в гидрометеорологии // Океанология. 1968. Т. 8, вып. 3. С. 502—513.

50. Методическое пособие по составлению прогноза тягуна. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 60 с.

51. Минато С., Кимура Р. О величине потока воды в Японском море, обусловленного вызванной ветром общей циркуляции (пер. с японского) // Кайе кагаку, Mar. Ski. Mon. 1981. Т. 13, № 6. С. 404—406.

52. Михайлов А. П. Определить значения среднего уровня на шельфовой зоне морей СССР и их многолетние изменения под влиянием внешних сил (отчет по теме). Владивосток, ДВНИГМИ, 1981. 114 с.

53. Овсиенко С. Н. Расчет штормовых нагонов в Азовском море // Метеорология и гидрология. 1977. № 4. С. 76—81.

54. Океанографические таблицы. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 477 с.

55. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 242 с.

56. Пересыпкин В. И. Применение метода наименьших квадратов гармонического анализа приливов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 319. С. 215—244.

57. Победоносцев С. В. Влияние плотности морской воды на средний уровень воды на примере Белого моря // Тр. ГОИН. 1977. Вып. 138. С. 76—81.

58. Победоносцев С. В. Океанографическое нивелирование на шельфе (учет влияния на уровень моря плотности морской воды и атмосферного давления). Методическая записка. М., ГОИН. 1978. 12 с.

59. Победоносцев С. В. Определение влияния плотности морской воды на изменение уровня моря. Методическая записка. М.: ГОИН. 1976. 19 с.

60. Покудов В. В. Водо- и теплообмен Японского моря через Корейский пролив в летнее время // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 11—23.

61. Покудов В. В., Манько А. Н., Хлусов А. Н. Особенности гидрологического режима вод Японского моря в зимний период // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 60. С. 74—115.

62. Покудов В. В., Тунеголовец В. П. Новая схема течений Японского моря для зимнего периода // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 24—32.

63. Потанин В. А. О баренцевоморских штормовых нагонах // Природа и хозяйство Севера. Вып. 3. Апатиты. 1971. С. 148—154.

64. Потанин В. А., Денисов В. В. К вопросу о корректном применении фильтра Дудсона при исследовании непериодических колебаний уровня на приливных морях // Тр. ААНИИ. 1963. Т. 385. С. 99—103.

65. Потанин В. А. Расчет уровней при нагонах в отдельных пунктах на Баренцевом и Белом морях // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 164. С. 45—53.

66. Поплавский А. А., Куликов Е. А., Поплавская Л. Н. Методы и алгоритмы автоматизированного прогноза цунами. М.: Наука, 1988. 128 с.

67. Привальский В. Е. О спектре нерегулярных колебаний уровня моря // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 74—86.

68. Радзиховская М. А. Водный и тепловой баланс Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., 1961. С. 132—146.

69. Рыбак Б. Х. Расчет штормовых изменений уровня Балтийского моря // Тр. ГМЦ СССР. 1978. Вып. 200. С. 54—63.

70. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 535 с.

71. Савельев А. В. О влиянии атмосферного давления и ветра на колебания среднего уровня Японского моря вдоль побережья Приморья // Тр. ДВНИИ. 1983. Вып. 100. С. 83—86.

72. Савельев А. В. Применение метода спектральной регрессии для расчета штормовых нагонов в Охотском море // Тез. докл. IV конф. молодых ученых ДВНИИ 23—25 ноября 1984 г. Владивосток. 1984. С. 17—18.

73. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 182 с.

74. Скрипник А. В. Безразмерные параметры и некоторые частные случаи негидростатического отклика уровня океана на вариации атмосферного давления // Волновые процессы в северо-западной части Тихого океана. Владивосток. 1980. С. 119—122.

75. Соркина А. И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов // Тр. ГОИН. 1958. Вып. 44. 74 с.

76. Соловьев С. Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане // Тр. СахНИИ. 1972. Вып. 29. С. 7—74.

77. Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 310 с.

78. Соловьев С. Л. Основные данные о цунами на тихоокеанском побережье СССР, 1737—1976 гг. // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 61—136.

79. Соловьев С. Л., Милитеев А. Н. Проявление Ниигатского цунами 1964 года на побережье СССР и некоторые данные об источнике волн // Проблемы цунами. М.: Наука. 1968. С. 213—231.

80. Фирсов П. Б. Статистическая структура непериодических колебаний уровня на побережье Японского моря // Тр. ГМЦ СССР. 1984. Вып. 263. С. 41—52.

81. Фирсов П. Б. К вопросу об изменчивости непериодических колебаний уровня на побережье Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 86—97.

82. Фирсов П. Б. Расчет экстремальных подъемов уровня в северной части Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1992. Вып. 145. С. 21—38.

83. Фирсов П. Б. О механизме формирования штормовых нагонов в северной части Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1988. Вып. 132. С. 3—21.

84. Фирсов П. Б. Прогноз штормовых нагонов в северной части Японского моря: Тез. докл. IV конф. молодых ученых ДВНИИ 23—25 ноября 1984 г. Владивосток. 1984.

85. Шереметьевская О. И. Физико-статистический метод прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря // Тр. ГМЦ СССР. 1976. Вып. 164. С. 54—60.

86. Щетников Н. А. Цунами, вызванное Монеронским землетрясением 1971 года // Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978. С. 137—144.

87. Юрасов Г. И., Яричин В. Г. Течения Японского моря. Владивосток, 1991. 174 с.

88. Юрасов Г. И. О расчете водообмена через проливы в Японском море // Метеорология и гидрология. 1987. № 8. С. 116—118.

89. Юрасов Г. И. Диагностический расчет трехмерного поля течений в Японском море // Гидрофизические поля океана. Матер. I Всесоюз. конф. по исследованию и освоению ресурсов Мирового океана. Владивосток, 1976. С. 21—24.

90. Якушко Г. Г., Юркевич Н. Е. Средний уровень моря и современные тектонические движения побережья в Холмске, Невельске и Корсакове // Тр. СахНИИ. 1975. Вып. 30. С. 289—291.

91. Adams J. K., Buchwald V. T. The generation of continental shelf waves // J. Fluid Mech. 1969. Vol. 35. P. 815—826.

92. Amin M. A statistical analysis of storm surges in Torres Strait // Australian J. of Marine and Freshwater Res. 1978. Vol. 29, No. 4. P. 478—496.

93. Berdotti L., Cavaleri L. Coastal set-up and wave breaking // Oceanol. Acta. 1985. Vol. 2, No. 8. P. 237—242.

94. Cartwright D. E. A unified analysis of tide and surges around North and East Britain // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 1968. Ser. A, Matem. and Phis. Sci. Vol. 263, No. 1134. P. 1—55.

95. Cartwright D. E. Time-series analysis of tides and similar motions of the sea surface // J. Appl. Probab. 1967. Vol. 4, No. 1. P. 103—112.

96. Duun-Christensen J. T. Investigation on the practical use of a hydrodynamic numerical method for calculations in the North sea, the Skagerrak and the Kattegat // Deutsche Hydrogr. Zeitschr. 1971. Vol. 24, No. 5. P. 73—89.

97. Groves G. W., Miyata M. A. Study of the effects of local and Distant Weather on Sea level in Hawaii // J. Physical Oceanogr. 1971. Vol. 1. P. 203—213.

98. Groves G. W., Hannan E. Time series regression of sea level on weather // Roy. Geophys. 1968. Vol. 6, No. 2. P. 129—174.

99. Hata K. Seasonal variation of the volume transport in northern part of the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Jap. 1962. 20-th Anniv. Vol. P. 168—179.

100. Hamon B. V. The spectrum of mean sea level at Sidney, Coff's Harbour and Lord Howe Island // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, No. 13. P. 5147—5155.

101. Hamon B. V. Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, No. 12. P. 2883—2893.

102. Hamblin P. F. Storm surges forecasting method in enclosed seas // Proc. 16th Coast. Eng. Conf. Hamburg, 1978. Vol. 1. New York, 1979. P. 514—518.

103. Heaps N. S. On the numerical solution of the three-dimensional hydrodynamical equations for tides and storm surges // Memoir. Soc. Roy. Sci. liege. 1976. Vol. 2. Ser. 6. P. 143—180.

104. Im Sang Oh, Rabinovich A. B., Myoung Sook Park, Mansurov R. N. Seasonal sea level oscillations in the East Sea (Sea of Japan) // J. Oceanogr. Soc. Korea. 1993. Vol. 28, No. 1. P. 1—16.

105. Isobe A., Tawara S., Kaneco A., Kawano M. Seasonal variability in the Tsushima warm current, Tsushima-Korea Strait // Continent. Shelf Res. 1994. Vol. 14, No. 1. P. 23—35.

106. Isozaki I. Pt. V. Storm surges on the inland sea and Tokai districts // Pap. Meteorol. and Geophys. 1970. Vol. 21, No. 1. P. 1—32.

107. Isozaki I. Pt. VI. Storm surges on the inland sea and Osaka Bay // Pap. Meteorol. and Geophys. 1970. Vol. 21, No. 3. P. 291—321.

108. Lisitzin E. Sea level changes. Amsterdam. 1974. 285 p.

109. Lim C. H., An H. S. The comparison of the volume transport in the Korea Strait and in the Middle of the East Sea (Japan Sea)// J. Oceanogr. Soc. Korea. 1985. Vol. 20, No. 1. P. 50—55.

110. Miyazaki M. The heat budget in the Japan Sea // Bull. Hakkaido Reg. Fish. Res. Lab. 1952. Vol. 4. P. 4—45.

111. Miita T., Ogava Y. Tsushima currents measured with current meters and drifters // Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China. Tokyo: Elsevier, 1984. P. 67—76.

112. Miyazaki M. Seasonal variation of the sea level along the Japanese Coasts // Pec. Oceanogr. Works in Japan. 1955. Vol. 2, No. 2. P. 52—57.

113. Mooers C. N. K., Kang H. S. A note on some aspects of the spin-up of the Japan (East) Sea circulation model (SOJ-POM) // Proc. Forth CREAMS Workshop. Februaru 12—13,1996. P. 123—132.

114. Mysak L. A., Hamon B. V. Low frequency sea level behaviour and continental shelf waves of North Carolina // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, No. 6. P. 1397—1402.

115. Mysak L. A. On the very low frequency spectrum of sea level on continental shelf // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 4, No. 72. P. 3043—3047.

116. Nagahara M. On the seasonal variations of the transport volume and oceanic conditions in the Japan Sea from 1962 to 1964 // Bull. Jap. Sea Reg. Fish. Lab. 1965. No. 14. P. 71—79.

117. Nomitsu T., Okamoto M. The causes of annual variation of the mean sea level along the Japanese Coast // Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. 1927. Ser. A, No. 10. P. 28—36.

118. Pararas-Carayannis A. Verification study of a bathystrophic storm surge model // Fort Belvoir. Coastal Engineering Res. Center. 1975. No. 50. 248 p.

119. Pattulo J., Munk W., Revel R., Strong E. The seasonal oscillations in sea level // J. Mar. Res. 1955. Vol. 14, No. 1. P. 115—128.

120. Proudman J. Note on the dynamics of storm surges // Monyhly Not. Roy. Astr. Soc. Geoph. Suppl. 1954. Vol. 7. P. 44—48.

121. Robinson A. R. Continental shelf waves and response of sea level to Weather systems // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. P. 367—368.

122. Rossiter J. R. An analysis of Annual Sea Level variations in European aters // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1967. No. 12. P. 259—299.

123. Saveliev A. V., Firsov P. B. Numerical model to calculation storm surges at the coast of Peter the Great Bay // Proc. Forth CREAMS Workshop. Vladivostok. 1996. P. 191—196.

124. Sekine Y. Wind—driven circulation in the Japan Sea and its influence on the branching of the Tsushima Current // Prog. Ocenogr. 1986. Vol. 17. P. 297—312.

125. Seung Y. H., Kim K. A numerical modelling of the East Sea circulation // J. Oceanogr. Soc. Korea. 1993. Vol. 28, No. 4. P. 292—304.

126. Shmitz H. P. The combined effect of bottom topography, wind stress and air pressure gradient on the generation on in — and external surges // Beitr. Phys. Atmos. 1980. Vol. 53, No. 2. P. 233—255.

127. Sun Wenxin. Three-dimensional Shallow Water Hydrodynamical Numerical Method-Velocity Splitting Method // The Numerical Computation of Physical Oceanography / Ed. Feng Shizuo & Sun Wenxin. Henan Science and Technology Press, 1992. P. 23—41.

128. Tawara S., Miita T., Fujiwara T. The hydrography and variability in the Tsushima Straits // Bull. Coast. Oceanogr. 1984. Vol. 22. P. 50—58.

129. Taylor R. B. Sumplified Methods for the Prediction of Hurricane surge and wave run up // Marine Technolog. Soc. J. — 1980. Vol. 14, No. 3. P. 20—26.

130. Tidal observations. Ser. 5, No. 1—19. Japan Meteorological Agency, 1973—1991. 103 p.

131. Tong Yongming, Sun Wenxin, Feng Shizuo. Method of Separating Current of Three-dimensional Shallow Water Hydrodynamical Model // Storm Surge: Observations and Modelling / Ed. Chao Jiping et al. China Ocen Press, 1990. P. 79—90.

132. Wang D. P. Subtidal sea level variations in the Chesapeake Bay and relations to atmospheric forcing // J. Phys. Oceanogr. — 1979. Vol. 9, No. 2. P. 413—421.

133. Welander P. Numerical prediction of storm surges // Advances in Geophys. 1961. Vol. 8, No. 358. P. 316—377.

134. Wiegel R. L. Oceanographical Engineering // Prentice Hall. 1964. 532 p.

135. Wunsch C. Bermuda sea level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations // Revs. Geophys. and Space Phys. 1972. Vol. 10, No. 1. P. 1—49.

136. Yasui Z., Hata K. On the seasonal variations of the sea conditions in the Tsugaru warm current region // Mem. Kobe Mar. Observ. 1960. No. 14. P. 3—12.

137. Yasuda I., Okuda K., Hirai et al. Short-term variations of the Tsugaru Warm Current in Autumn // Bull. Tohoku Region. Fish. Res. Lab. 1988. No. 50. P. 153—191.

138. Yi Sok U. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait // J. Oceanogr. Soc. Korea. 1966. Vol. 1, No. 1—2. P. 7—13.

139. Yoon J. H. The branching of the Tsushima Current // Rep. Res. Inst. Applied Mech. 1991. Vol. 37, No. 108. P. 1—21.

ЧАСТЬ VII. НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ

30. О НАИМЕНОВАНИЯХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Собственные имена имеют поверхностные (подповерхностные) течения Японского моря, которые характеризуются устойчивым направлением движения воды и выделяются температурой или соленостью переносимых вод от окружающей водной массы. Современные наименования и расположение основных поверхностных течений Японского моря приведены на рис. 32.4.

В Японском море имеется два теплых течения: Цусимское и Восточно-Корейское. Иногда последнее называют западной ветвью Цусимского. К северу от Восточно-Корейского течения располагаются три циклонических круговорота, западные периферии которых образуют три холодных течения: Шренка, Приморское и Северо-Корейское. В некоторых иностранных статьях для этих течений используется одно (следуя Л. И. Шренку [35]) название — Лиманское.

Разные исследователи давали течениям свои наименования. Так, названия Северо-Японское вместо Приморского и Южно-Японское вместо Цусимского ввел А. К. Леонов. Относительно недавно [24] на схеме зимних поверхностных течений Восточно-Корейское течение было разделено на три параллельных: «Южно-Приморское течение», «северная струя Восточно-Корейского течения» и «южная струя Восточно-Корейского течения». Впоследствии [36] Приморское течение было разделено на два («Лиманское» и «Приморское»), а затем [37] Лиманское течение было предложено переименовать в «течение Шренка». Иногда [38] для двух противоположно направленных течений у побережья Сахалина использовалось одно имя («Сахалинское течение»).

31. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЯХ

Первые описанные наблюдения течений в Японском море были сделаны в кругосветных экспедициях. Во французской экспедиции (1787 г.) было отмечено течение юго-западного и юго-восточного направлений в районе современного Тернея. В английской экспедиции (1797 г.) было отмечено течение южного и юго-восточного направлений у устья р. Туманной. Но планомерные исследования течений моря начались лишь в XIX в. после приобретения Россией Приморского края. Уже во время первых гидрографических работ в Татарском проливе было выявлено сильное (скорость до 150 см/с) течение юго-западного направления вдоль его западного берега. Наблюдения за дрейфом судов, распределением температуры воды и биологическими объектами позволили составить [35] первую схему поверхностных течений Японского моря, на которой были даны наименования холодному (Лиманскому) и теплому (Цусимскому) течениям (рис. 31.1). На схеме Л. И. Шренка Цусимское течение вносит теплые воды через Цусимский пролив и переносит их в основном вдоль Японии на север. Сток теплых вод из моря показан через два пролива (Сангарский и Лаперуза). Перенос теплых вод на север вдоль восточного берега и холодных на юг вдоль западного берега не оспаривается и современными исследованиями.

Наблюдения капитана Ф. Гека летом 1896 г. за дрейфом бочек с керосином от Императорской (Советской) Гавани до Посьета позволили оценить скорость поверхностного течения вдоль континента в 35 см/с.

Исследования течений моря, выявленных в то время, отражены в публикациях С. О. Макарова [19] и М. К. Жданко [10]. Менее известны статьи А. Зуева [11] и Э. В. Майделя [17, 18]. Последний открыл холодное Крильонское течение из Охотского моря и исследовал связь стока Амура и холодного течения вдоль континентального берега моря.

При наблюдениях за дрейфом судов [47] были открыты новые течения (рис. 31.2). Приморское течение оказалось разделенным на несколько звеньев (на рисунке показаны три из них), а Цусимское течение — на две ветви (вдоль Японии и вдоль Кореи). Таким образом были выделены, а в дальнейшем получили собственные имена, Северо-Корейское и Восточно-Корейское течения и течение юго-восточного направления из района Посьета.

Первые схемы моря, построенные по дрейфу бутылок, были получены русскими гидрографами [1, 10]. Бутылки (точнее, та часть из них, что была впоследствии найдена), выпущенные в разных местах побережья Приморья, обнаруживались у того же побережья, что свидетельствовало о вдольбереговом поверхностном течении. Но большая их часть была обнаружена у побережья Сахалина и Хоккайдо, что свидетельствовало о переносе поверхностных вод от Приморья на восток. Среди особенностей течений, определенных таким образом, отметим протяженный дрейф бутылок на север

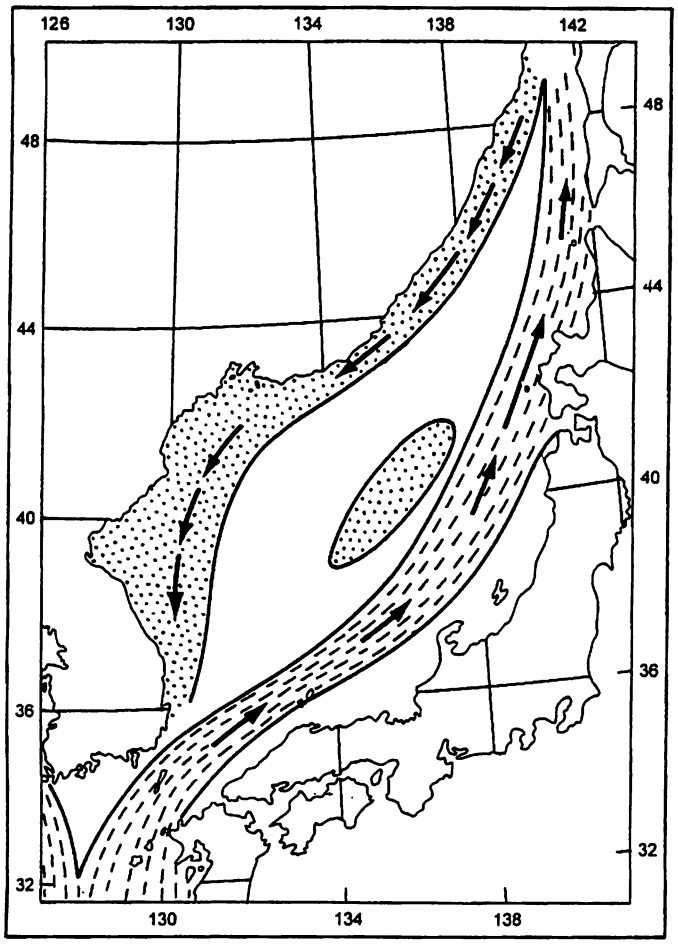


Рис. 31.1. Схема поверхностных течений Л. И. Шренка [35]

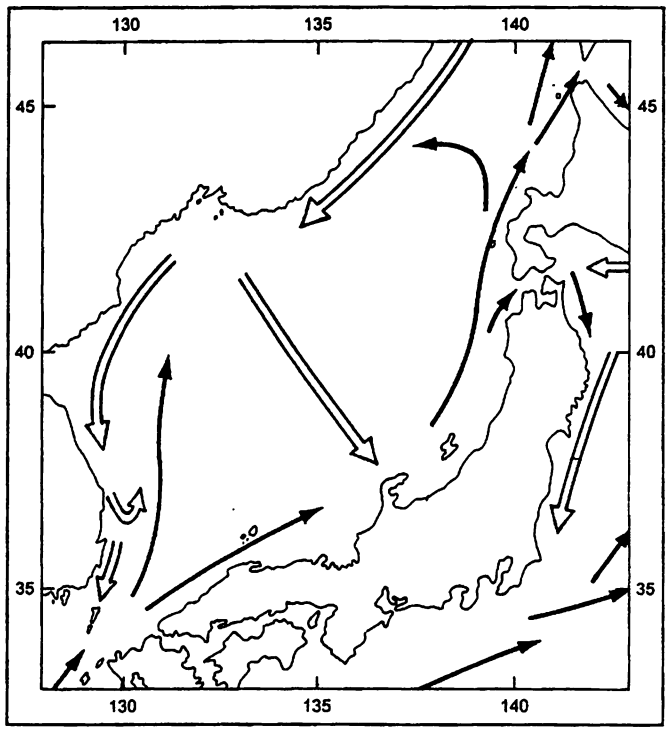


Рис. 31.2. Схема поверхностных течений 1920 г. [47]

в Татарском проливе. Если предположить, что дрейф осуществлялся ветвью Цусимского течения, то можно заключить, что оно проникает до 52° с. ш.

В первой лоции Японского моря, изданной в России в 1914 г., содержатся обширные сведения о течениях моря. До установления советской власти в Приморье количество русских публикаций по океанографии Японского моря было намного больше, чем японских, а исследования течений составляли их основную часть. Японские океанографические исследования того времени проводились в основном южнее и восточнее Японии. Время после установления советской власти на Дальнем Востоке характеризуется более тесной связью научных изысканий с нуждами народного хозяйства. Были созданы исследовательские организации, которые превратились в дальнейшем в крупные научно-исследовательские институты (ТИНРО, ДВНИГМИ). Океанографические работы проводились Гидрографической службой Тихоокеанского флота.

С 1928 г. Япония начала осуществлять пятилетний план исследований Японского моря. В результате анализа схем пространственного распределения плотности морской воды, построенных по данным первых измерений параметров морской воды многими судами летом и осенью 1932 и 1933 гг., была создана [69] самая известная схема поверхностных

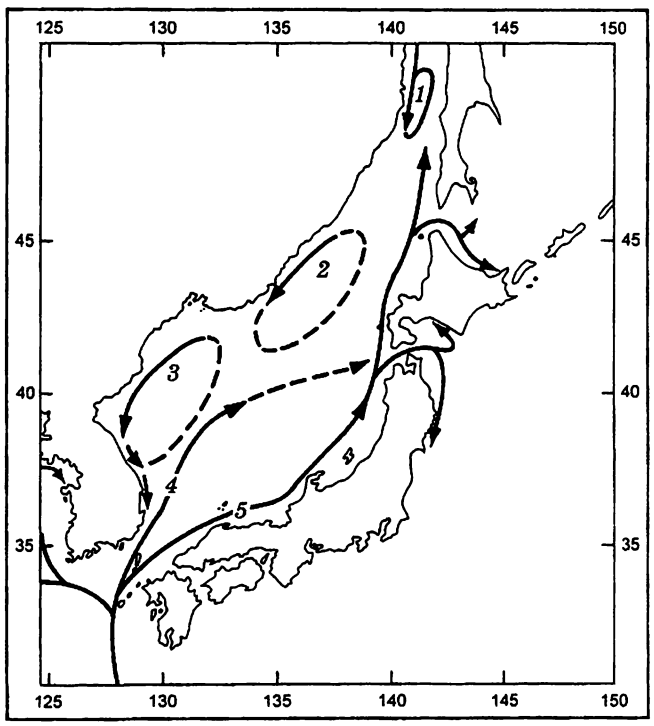


Рис. 31.3. Схема поверхностных течений Японского моря М. Уды [69]

1 — Приморское течение, *2* — Сибирское течение, *3* — Северо-Корейское течение, *4* — Восточно-Корейское течение, *5* — Цусимское течение.

течений моря (рис. 31.3). Ее особенностями являются небольшие круговороты (в Восточно-Корейском заливе, к югу от зал. Петра Великого, между м. Камуи (Хоккайдо) и Ольгой (на побережье Приморья) и в северной части Татарского пролива); вторая

ветвь Цусимского течения (названная автором Восточно-Корейским течением). Эта схема поверхностных течений используется до настоящего времени (см., например, [65]).

В первый год Великой Отечественной войны Гидрографической службой ТОФ [2] была опубликована сводка всех имевшихся к тому времени схем поверхностных течений (как геострофических — май 1939 г., октябрь 1940 г., — так и дрейфовых). На приведенных схемах Приморское течение совсем не прослеживалось.

После войны зона, где проводились японские океанографические исследования вод Японского моря, существенно уменьшилась, а Корея надолго оказалась в состоянии войны. В это время советские океанографические исследования в Японском море вновь стали превалировать. Наиболее обширные исследования течений моря были проведены А. К. Леоновым [13—15]. Геострофические течения (рис. 31.4) были рассчитаны по всем доступным данным (в южной части моря использованы японские, а в северной — русские) динамическим методом. На схеме Леонова, в отличие от схемы Уда, показаны непрерывные потоки теплого и холодного течений вдоль Японских островов и континентального берега. Между Посьетом и Восточно-Корейским заливом показано широкое течение, происхождение которого

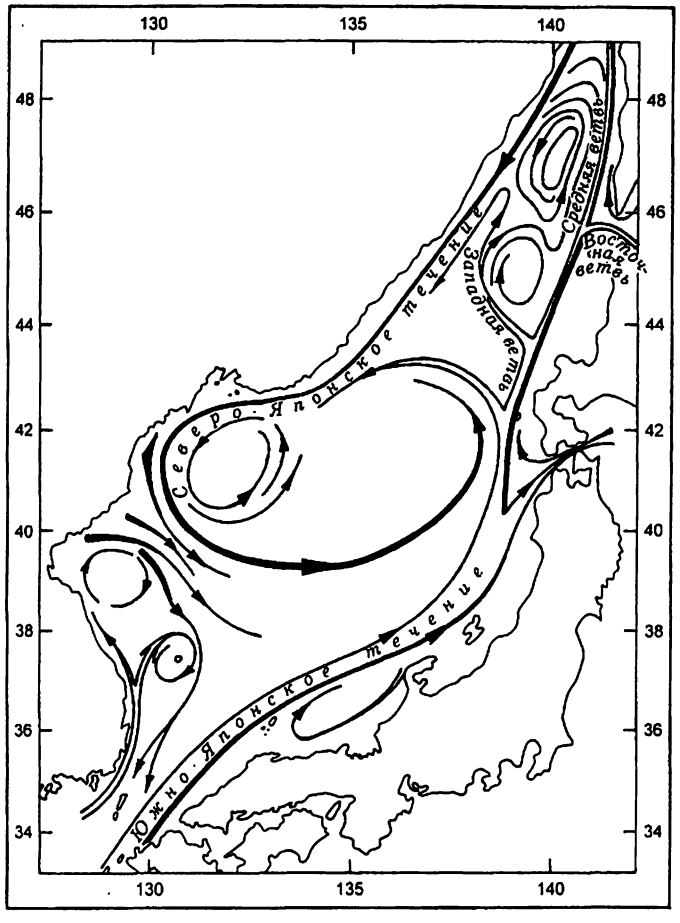


Рис. 31.4. Схема летних поверхностных течений Японского моря [13]

неясно. Оно может быть объяснено только сильным подъемом вод в этом месте. По такой схеме теплые субтропические воды в западной части моря не могут достигать зал. Петра Великого. У берегов Хоккайдо от Цусимского течения на запад отходят две ветви. Одна из них формирует крупномасштабный циклонический круговорот.

В 1950 г. была опубликована первая статья [3], посвященная Приморскому течению, основанная на довоенных (май—октябрь 1936 г.) измерениях судов Приморской гидрометеорологической службы. Анализ течения был проведен по 19-суточным измерениям вертушками и одной схеме геострофических течений (для августа 1936 г.). Направление остаточных течений на половине суточных станций показывало юго-западный перенос в слое 0—50 м, но направление течений другой половины было обратным. Это дало основание авторам сделать заключение: «Этот поток... имеет весьма сложную структуру, установить которую при помощи только инструментальных наблюдений довольно затруднительно». Полученная схема представляет собой несколько отдельных круговоротов.

В начале 1960-х годов почти одновременно вышло три русские монографии, в которых значительное место было посвящено течениям Японского моря. В наиболее интересной из них — монографии ДВНИГМИ (цитируется по [23]) — содержатся самые полные сведения о течениях в проливах.

Представления о течениях в монографии А. К. Леонова [16] основаны на схемах геострофической циркуляции, построенных по довоенным советским наблюдениям (рис. 31.5). Как и на предыдущей схеме, Приморское течение (вдоль континентального берега) показано непрерывным, но уже более мощным. Странное течение от берегов Северной Кореи на восток исчезло. Вдоль берегов Северной Кореи показан поток холодных вод на юг до 40° с. ш. Область между 40 и 43° с. ш. занята обширным циклоническим круговоротом. При такой схеме теплые субтропические воды не могут проникать в зал. Петра Великого с юга. В монографии А. К. Леонова было уделено большое внимание течениям в Татарском проливе. В частности, впервые были опубликованы подробные схемы сезонных течений Татарского пролива.

Третья наиболее часто цитируемая монография «Основные черты геологии и гидрологии Японского моря» [20] основана главным образом на результатах нескольких экспедиций (1955—1957 гг.) НИС «Витязь». Но течения моря в ней описаны весьма скудно — по упрощенной схеме полных потоков и по сильно осредненным сезонным схемам геострофических течений. На рис. 31.6 дан пример представлений поверхностных течений (в летний период). Обе ветви Цусимского течения показаны непрерывными и широкими (более 100 км). Как и на схемах

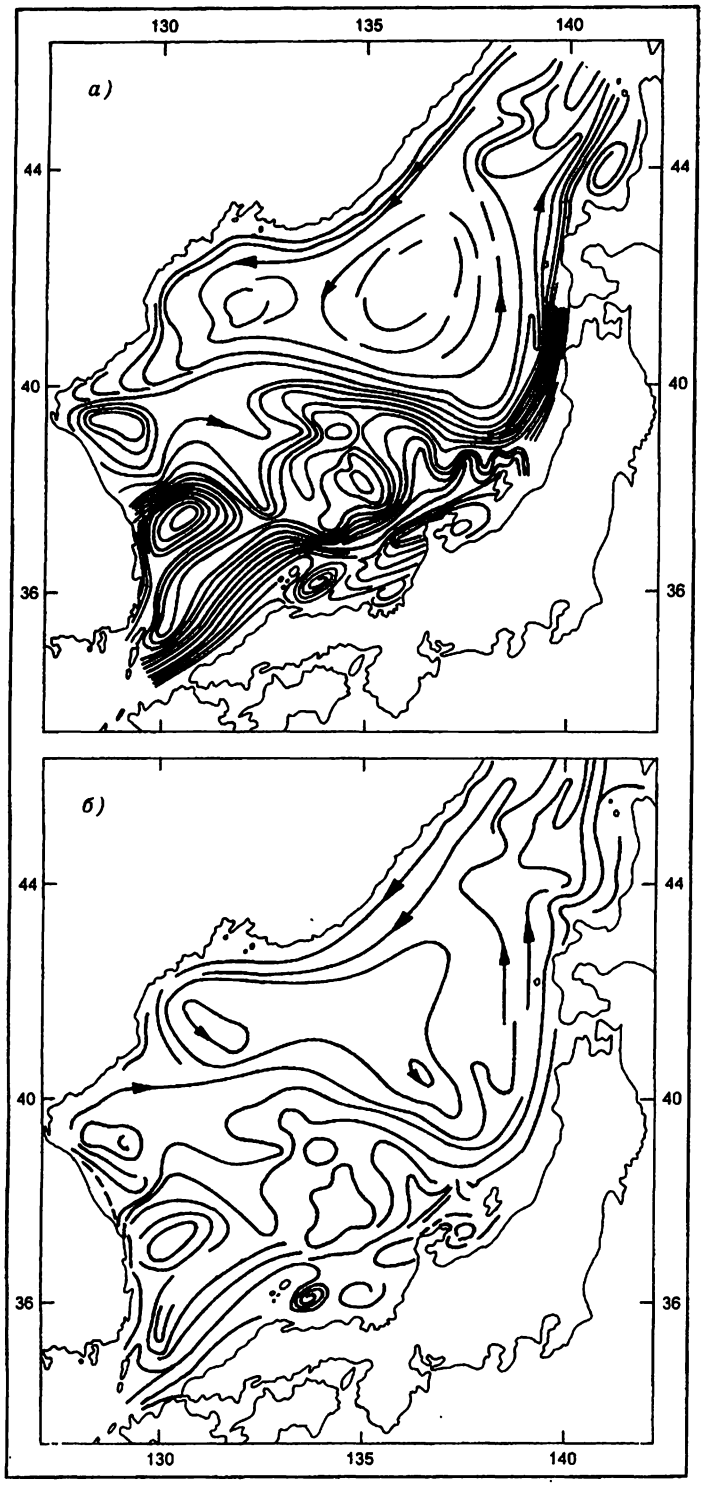


Рис. 31.5. Схема геострофических течений Японского моря на поверхности (*а*) и на горизонте 50 м (*б*) в летний период (июнь 1932 г.) [16]

Леонова, перенос субтропических вод на север в западной части моря был ограничен 40° с. ш. Однако по биологическим исследованиям уже было ясно, что теплые воды проникают далеко на север — до Посьета, — а все опубликованные схемы этого не отражают.

После 14-летнего перерыва, лишь с 1975 г., вновь начали появляться заметные русские публикации по течениям Японского моря: В. В. Покудова [22, 24], В. Г. Яричина [36—38, 70], Г. И. Юрасова [31—34], а в последние годы — В. И. Пономарева [62, 63] и М. А. Данченкова [9, 39, 41].

С конца 1960-х годов возобновились систематические японские и начались регулярные корейские исследования течений Японского моря посредством электромагнитных измерителей. Но районы исследований были ограничены границами их экономических зон.

Наиболее полная сводка всех (более 1200) опубликованных материалов по океанографии Японского моря опубликована недавно [40]. Результаты самых интересных исследований по океанографии Японского моря последних лет содержатся в трудах CREAMS (программа изучения циркуляции вод окраинных морей восточной Азии) 1994—2001 гг.

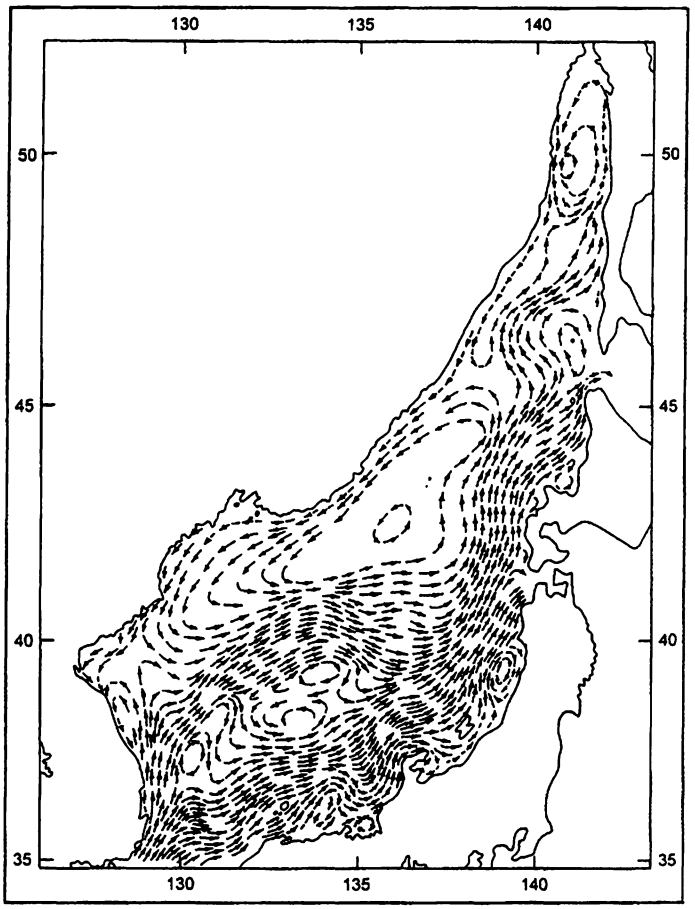


Рис. 31.6. Поверхностные течения Японского моря в летний период [20, 21]

32. СХЕМЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ МОРЯ 1972—1982 гг.

В 1970-е годы суда ДВНИГМИ провели обширные измерения параметров вод всего Японского моря (за исключением вод Северной Кореи и Татарского пролива). На основе этих данных были построены схемы геострофической циркуляции вод моря, выявившие новые элементы циркуляции вод. Среди них интересна схема (рис. 32.1) поверхностных геострофических течений в зимний период, основанная на данных двух зимних экспедиций (декабрь 1974 г. — январь 1975 г. и март—апрель 1975 г.). Между 38 и 41° с. ш. впервые было выделено три параллельных зональных течения. Судя по схеме, наибольшее отепляющее влияние Цусимское течение должно оказывать у континентального побережья в северной части моря, между 46 и 48° с. ш.

В 1970-е годы в Японии также появились [58, 59] новые схемы сезонных поверхностных течений (рис. 32.2). На представленной схеме отсутствует Приморское течение (автор почти не имел данных в российской зоне), но, как и на схеме А. К. Леонова, показана ветвь Цусимского течения вдоль 42° с. ш.

К. Наганума впервые отметил неопределенность в представлении Цусимского течения: в одних случаях этот поток разделяется на три основных ветви, а в других — это течение имеет несколько крупномасштабных меандров, огибающие которых можно представить в виде ветвей (рис. 32.3). В подповерхностном слое (особенно на горизонтах 50 и 100 м) распределение температуры воды ясно указывает на существование меандров и связанных с ними вихрей Цусимского течения, но результаты расчета

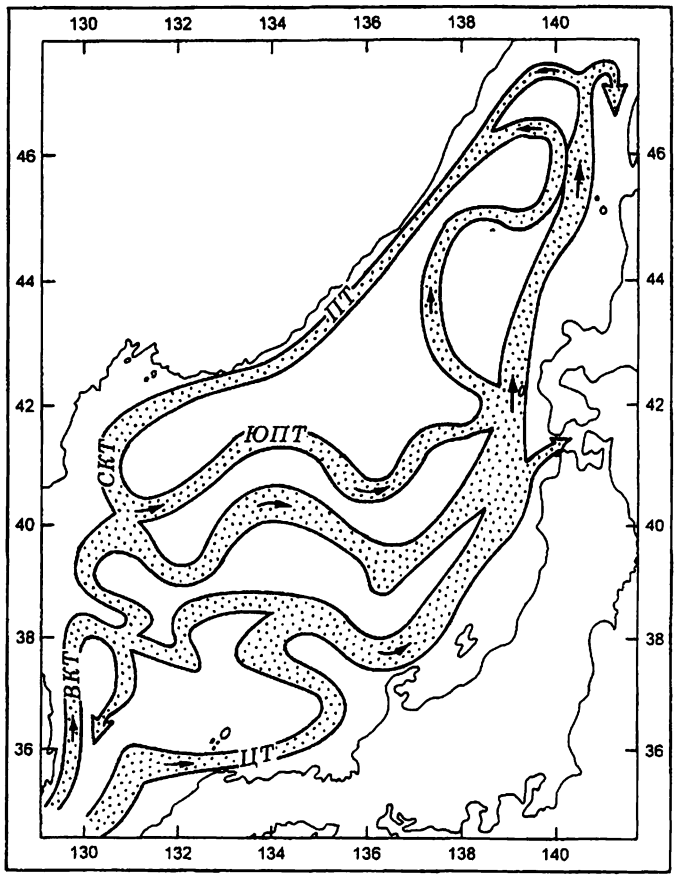


Рис. 32.1. Поверхностные течения Японского моря зимой [24]

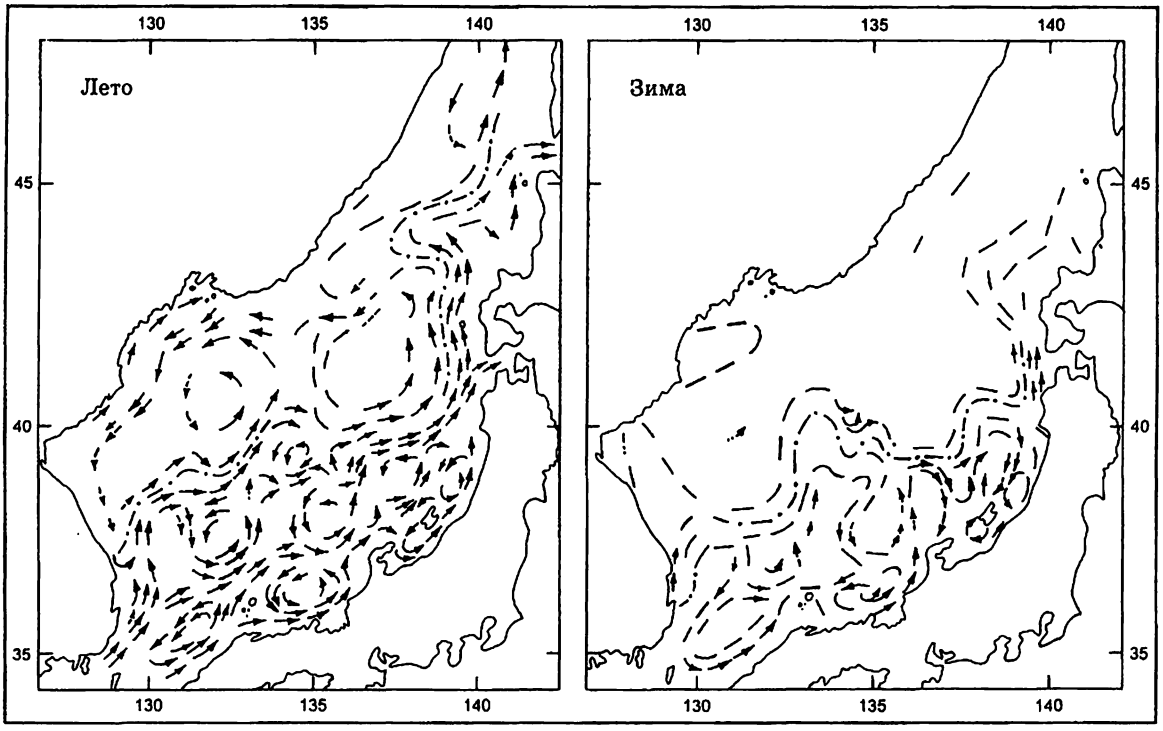


Рис. 32.2. Сезонные поверхностные течения Японского моря [58]

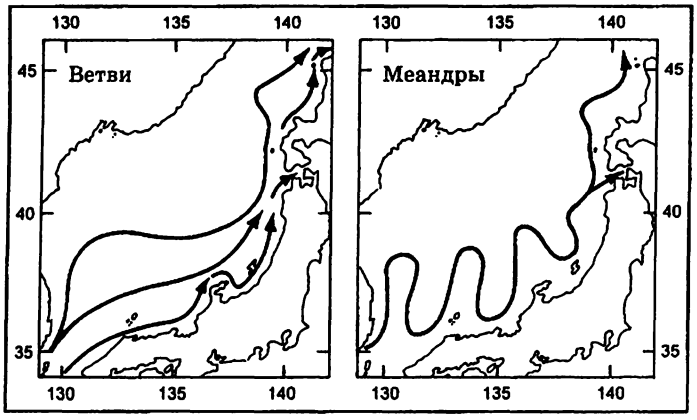


Рис. 32.3. Варианты представления Цусимского течения [59]

геострофических течений при использовании пространственно осредненных характеристик выявляли лишь ветви этого течения.

В японских климатических атласах [51, 52] представлены схемы геострофических течений, полученные по средним многолетним японским данным. Вдоль побережья Приморья на них во все сезоны показан поток северо-восточного направления.

В 1980 г. в ДВНИГМИ была создана [36] обобщенная схема поверхностных течений (рис. 32.4). Для ее построения были использованы разные элементы ранее рассмотренных схем течений (как зимних, так и летних). Большой циклонический круговорот к северу от 40° с. ш. взят из схемы Ю. В. Павловой [21], а два малых циклонических (в Татарском проливе и в Восточно-Корейском заливе) — из схемы Леонова.

Следующая по времени схема поверхностных течений [37, 38] основана на данных измерений, выполненных в разные годы (рис. 32.5). Сводка использованных для этого станций была опубликована позднее [34].

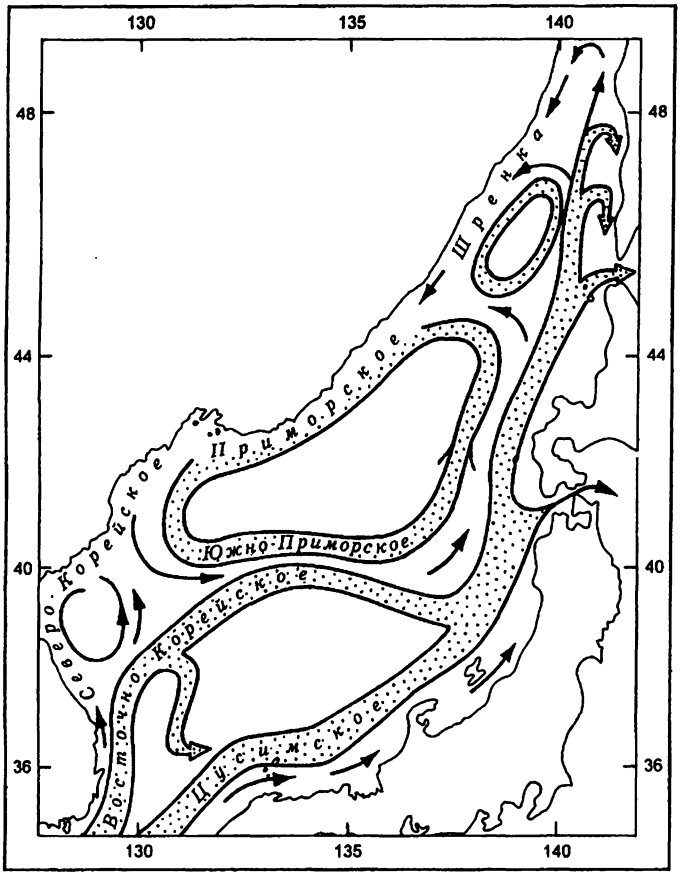


Рис. 32.4. Обобщенная схема поверхностных течений [36]

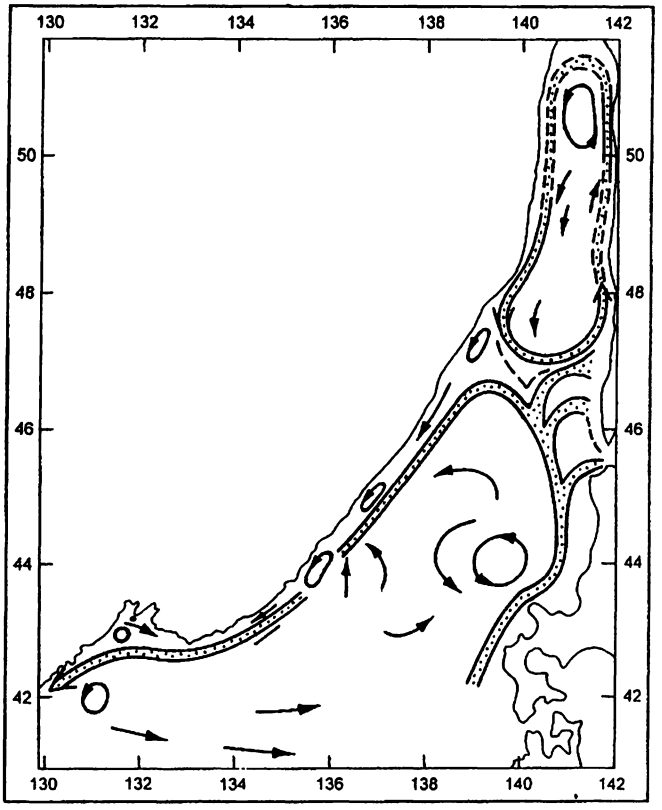


Рис. 32.5. Схема поверхностных течений по данным инструментальных измерений [37]

33. ВИХРИ И МЕАНДРЫ

Описанные выше схемы течений являются обобщенными, климатическими. Реальная картина течений в каждый момент времени значительно сложнее. Вихри и меандры могут переносить воды с определенными гидрологическими характеристиками на большие расстояния. Так, теплые воды посредством струй между теплыми вихрями могут проникать в западную часть моря, а от Хоккайдо на запад — ветвью Цусимского течения [9, 41, 55, 67] (рис. 33.1 и 33.2).

В работе [59] течения Японского моря представлены как совокупность вихрей (рис. 33.3). Между

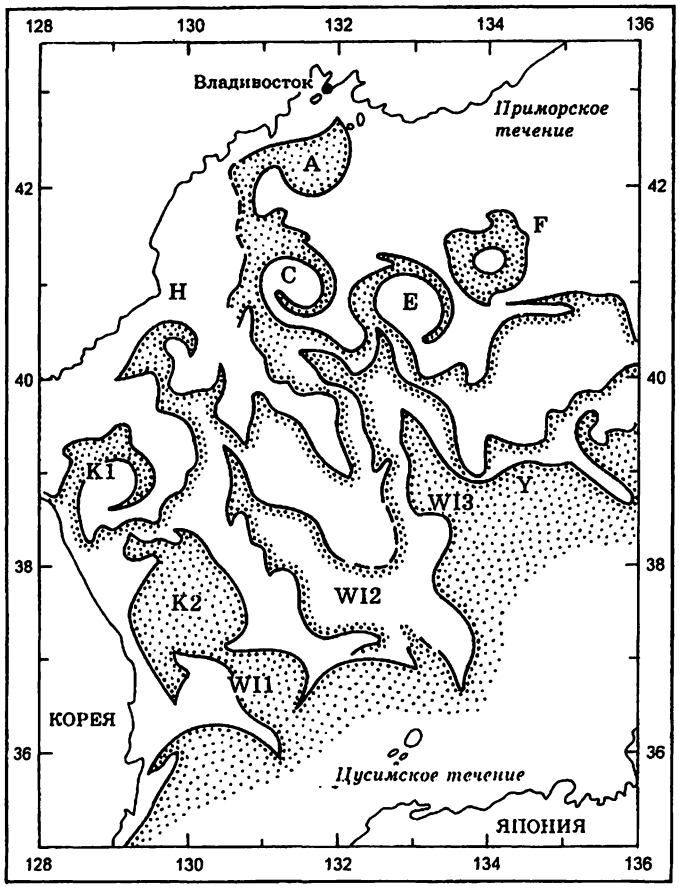


Рис. 33.1. Пути распространения теплых вод посредством вихрей в северо-западной части моря

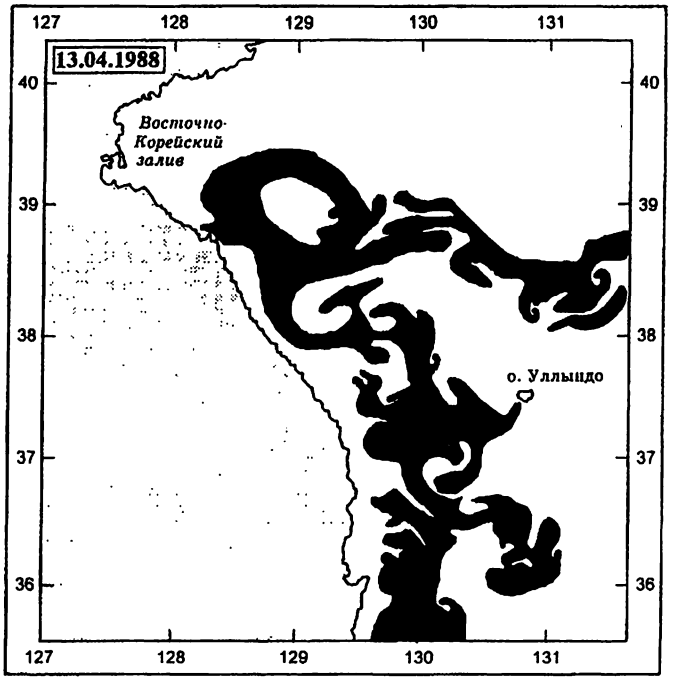


Рис. 33.2. Вихри и струи Восточно-Корейского течения [55]

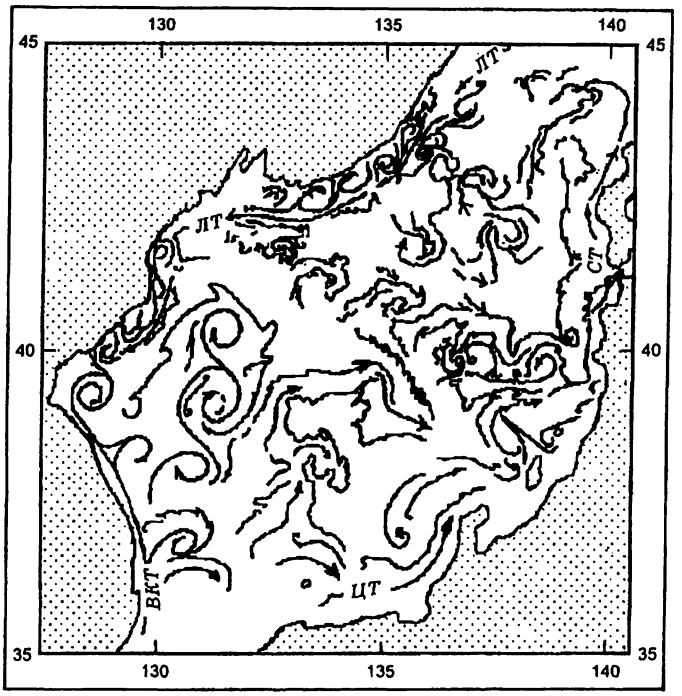


Рис. 33.3. Поверхностные течения Японского моря в сентябре 1993 г. [61]

ЛТ, СТ, ЦТ, ВКТ — Лиманское, Сангарское, Цусимское, Восточно-Корейское течения

тем, исследование вихрей (их перемещения и взаимодействие со струями) Японского моря находится в зачаточном состоянии. Стационарный антициклонический вихрь, часто встречающийся у берегов Южной Кореи, был впервые описан по схемам геострофической циркуляции [68] относительно недавно. На схемах (и летней, и осенней) М. Уда его еще нет, но после упомянутой работы он всегда представляется на обобщенных схемах [36, 59]. Кроме него обычно выделяется [46] стационарный антициклонический вихрь, расположенный на северной границе подводной возвышенности Ямато. Обобщенная схема поверхностных течений Японского моря, основанная на имеющихся данных о схемах дрейфа поверхностных буев, учитывает существование этих вихрей (рис. 33.4).

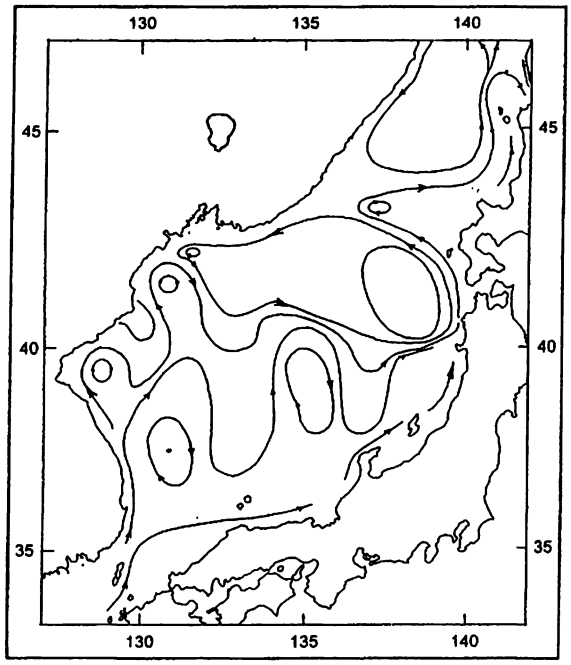


Рис. 33.4. Обобщенная схема поверхностных течений Японского моря

34. О СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Поверхностные течения Японского моря сильно изменяют направление и скорость в зависимости от сезона и года. Выявлены сезонные, двух- [44] и шестилетние [60] периоды колебаний.

На рис. 32.1 и 32.2 были приведены две схемы поверхностных течений моря в зимний период. За исключением меандра Цусимского течения у Хоккайдо, они имеют мало общего. Если на рис. 32.1 показаны три зональных течения (между 37 и 42° с. ш.), то на схеме Наганума (см. рис. 32.2) течения явно незональны — ясно выделяется меандр течения в районе поднятия Ямато. Долговременные (до 3 лет) измерения на заякоренных станциях проводились лишь в слое 1000—3500 м. Поэтому для косвенной оценки сезонных изменений поля течений на поверхности можно использовать спутниковые снимки температуры поверхности моря. По снимкам распределения температуры воды зимой (февраль 1994 г.) и летом (сентябрь 1993 г.) [42] выделяются однородная зона между 41 и 44° с. ш., меандр Цусимского течения у Хоккайдо, термический фронт вдоль 40° с. ш. и два термических фронта западнее 133° в. д.

Основные изменения в поле течений наступают при установлении в октябре устойчивых ветров южного и юго-восточного направлений [8]. Ветер обусловливает устойчивый подъем глубинных вод и перенос поверхностных вод на юг и юго-восток. В результате этого от Посьета на юго-восток устанавливается северо-западный термический фронт [42]. В течение зимы зона холодных вод в западной части моря распространяется на юг до 40° с. ш.

Как иностранные [51—53], так и отечественные климатические средние месячные схемы поверхностных течений моря не соответствуют результатам инструментальных измерений течений, проведенным в последние 10 лет. Их построение — дело ближайшего будущего. Моделирование сезонных течений [71] показало, что Восточно-Корейское течение летом становится у́же и сопровождается прибрежным направленным на юг противотечением, а зимой — шире.

По данным дрейфа многочисленных поверхностных буев в 1991—1997 гг. [49], летом выявлено резкое (в 3 раза) увеличение (относительно других сезонов) скорости Цусимского течения. Наиболее сильные сезонные изменения в направлении и скорости течений происходят в районах фронтов и крупномасштабных вихрей.

35. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕЧЕНИЙ

35.1. Инструментальные измерения течений до 1990 г.

Исследования течений моря начались с наблюдений за дрейфом судов и предметов. Случаи наблюдения заметных течений описаны в лоциях моря. В дальнейшем (1930-е годы) наблюдения проводились за дрейфом специально выпущенных бутылок. Эти данные оказались полезны лишь для описания течений в проливах. С 1960-х годов наибольшее распространение получили точечные измерения течений на заякоренных буйковых станциях. В Японском море только российскими судами было поставлено около 200 таких станций. Распределение большей части (с

1962 по 1980 г.) этих станций дано на рис. 35.1. Несмотря на то что они производились в течение небольшого времени (максимально — 14 дней, в среднем — 3 дня), а станции были неравномерно распределены в пространстве (особенно густая сеть станций в зал. Петра Великого), по ним была построена [37] осредненная схема поверхностных течений северной части моря (рис. 32.5). На всех станциях были выделены колебания с приливными (12, 24 ч), инерционным и синоптическими периодами.

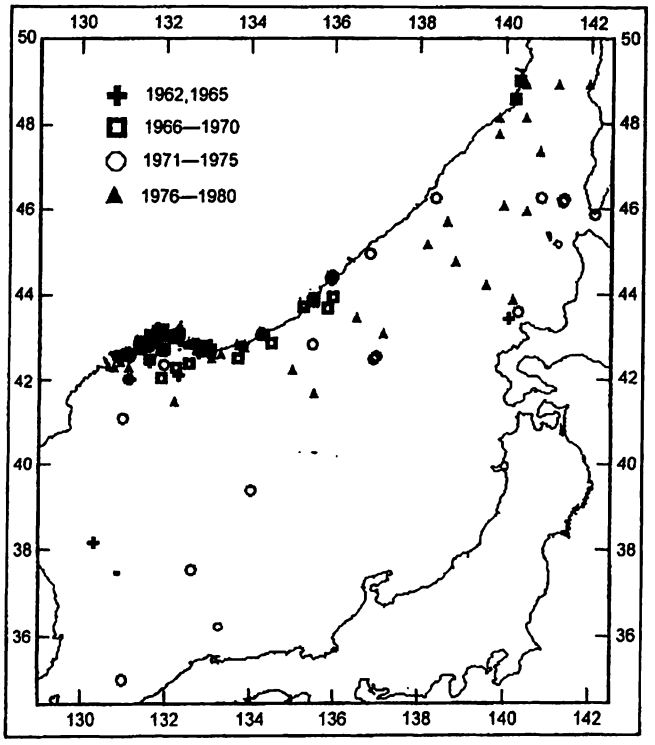


Рис. 35.1. Российские станции, на которых проводились измерения течений в 1962—1980 гг.

35.2. Современные измерения течений

При исследовании течений моря в последнее время наиболее активно используются определения трех составляющих течений (до 500 м) посредством акустического измерителя. Пример схем горизонтальных течений, построенных по таким измерениям [45] на трех разрезах, дан на рис. 35.2.

Интересные результаты были получены при использовании дрейфующих буев (поверхностных ARGOS и глубинных — ALACE). На рис. 35.3 даны схема дрейфа буев ARGOS в 1995 и 1996 гг. Дрейф поверхностных буев в 1993—1995 гг. (рис. 35.4) позволил выявить [49] Приморское течение (но лишь к югу от 45° с. ш.), течение восточного направления вдоль 40° с. ш., вихри на 131° в. д. и над поднятием Ямато, а также меандр Цусимского течения у Хоккайдо.

35.3. Измерения глубинных течений

Первые долговременные (более года) измерения глубинных течений моря были проведены Институ-

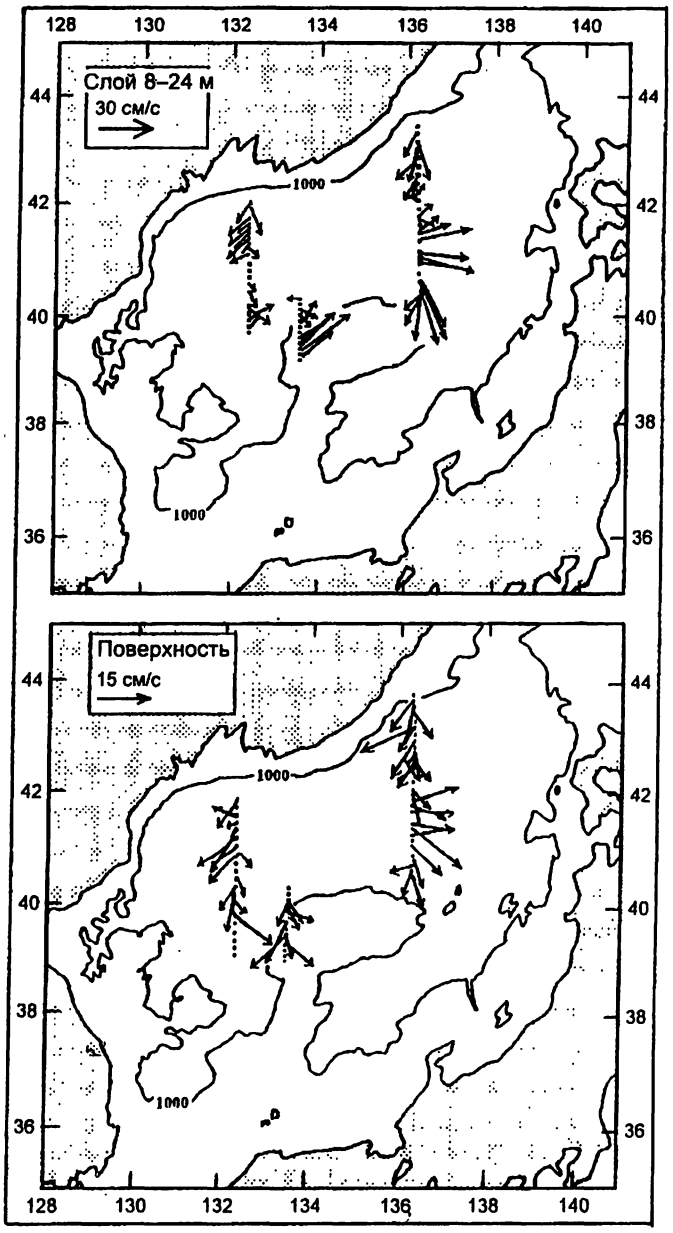


Рис. 35.2. Горизонтальные течения по данным акустического измерителя летом 1993 г.

том Японского моря Японского агентства по рыболовству. По этим данным была построена схема глубинных течений. Согласно схеме направление глубинных течений в Японской котловине (рис. 35.5) в основном совпадает с направлением поверхностных, а в Цусимской котловине обнаружено сильное глубинное противотечение [50].

Многочисленные и долговременные (более года) измерения параметров течений на заякоренных станциях были проведены в 1993—1999 гг. по программе GREAMS. Были выявлены (рис. 35.5) сильные (до 20 см/с) течения с заметными сезонными изменениями. Летом скорости глубинных течений обычно слабы. В начале зимы происходит резкое увеличение их скорости, и на протяжении нескольких месяцев на большинстве станций зафиксированы сильные и устойчивые потоки.

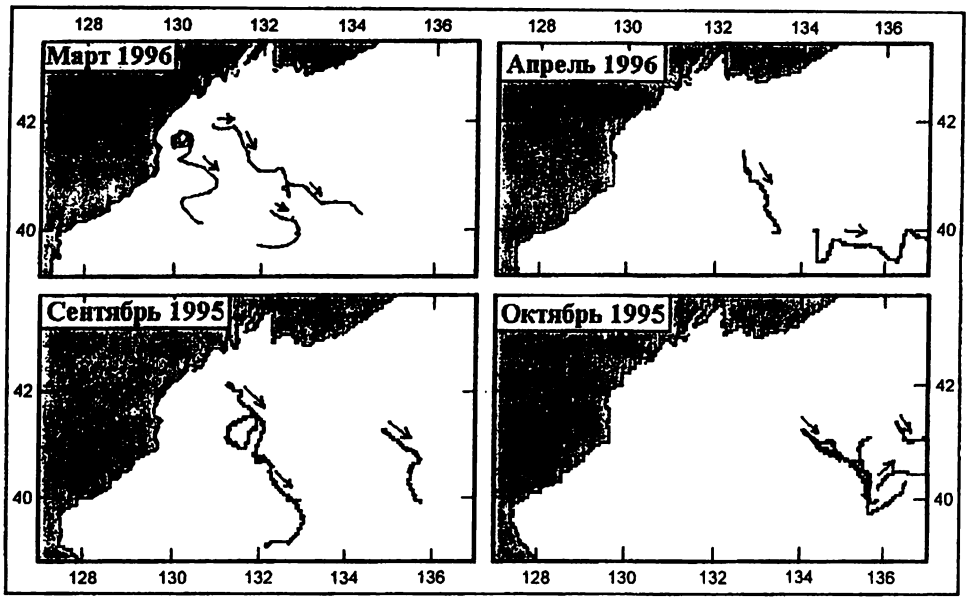


Рис. 35.3. Дрейф поверхностных буев вдоль северо-западного термического фронта [49]

На рис. 35.5 представлена сводная схема глубинных течений по данным измерений для слоя 600—1500 м. Направление течений по российским данным [34] соответствует горизонту 1000 м. Данные измерений Института Японского моря [48] взяты для горизонтов 600—750 м (на рисунке указан точный горизонт), а измерений по программе GREAMS — для горизонтов 1000—1500 м.

Недавно (1999—2001 гг.) полученные данные глубинного (600—800 м) дрейфа поплавков RALACE позволили выявить устойчивые глубинные течения не только на южной границе Японской котловины (на восток), но и вдоль 42° с. ш. (на запад). Эти течения являются звеньями крупномасштабного круговорота (рис. 35.6). Последнее течение переносит относительно теплые и соленые воды от о. Хоккайдо к зал. Петра Великого и является важным элементом циркуляции вод моря. В восточной части круговорота расположен стационарный циклонический вихрь (рис. 35.7).

От зал. Петра Великого глубинные поплавки дрейфовали, как и поверхностные, на юго-восток. Скорость глубинных течений вдоль северо-западного фронта оказалась сравнимой (до 30 см/с) со скоростью поверхностных течений.

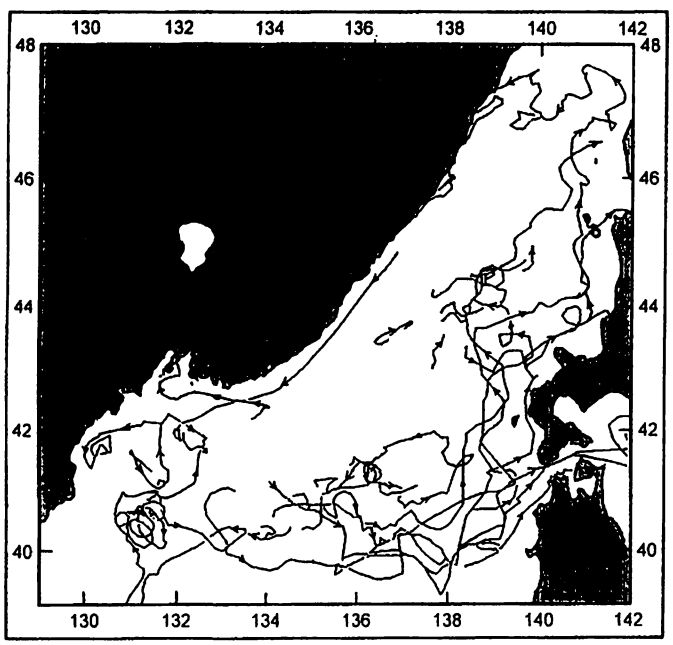


Рис. 35.4. Траектории дрейфа поверхностных буев ARGOS в 1993—1995 гг.

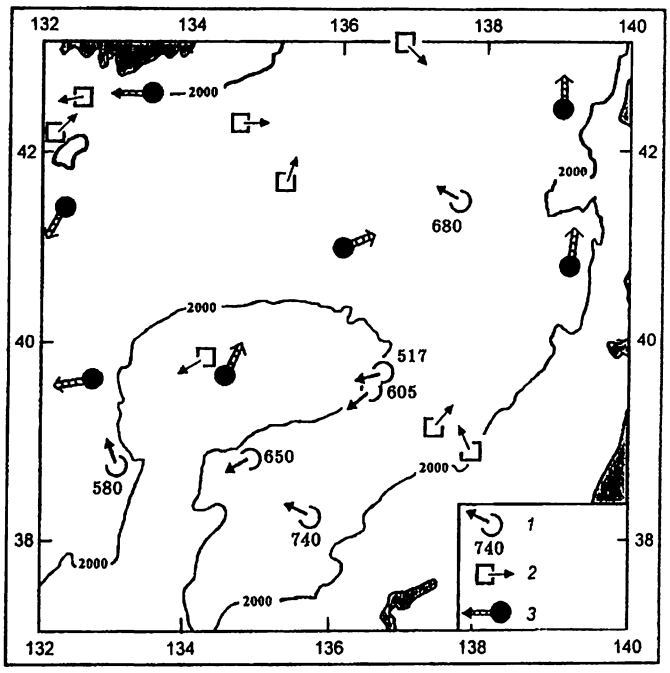


Рис. 35.5. Сводная схема глубинных течений
1 — Kitani, 1989; *2* — [34]; *3* — [64]

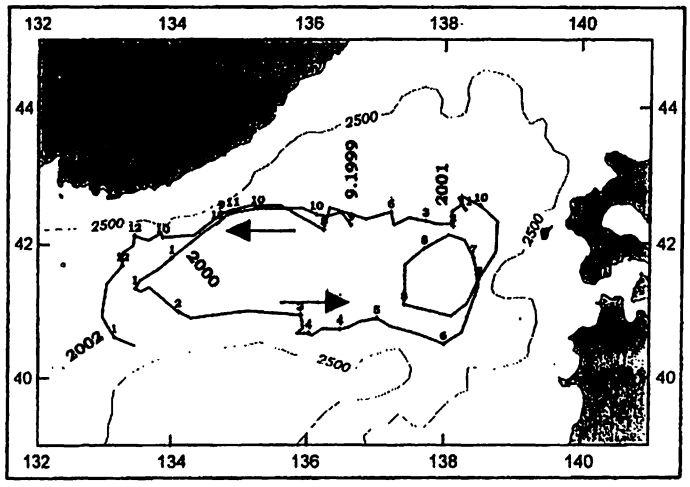


Рис. 35.6. Схема дрейфа глубинного (800 м) буя в Японской котловине в 1999—2002 гг.

1—12 — месяцы года

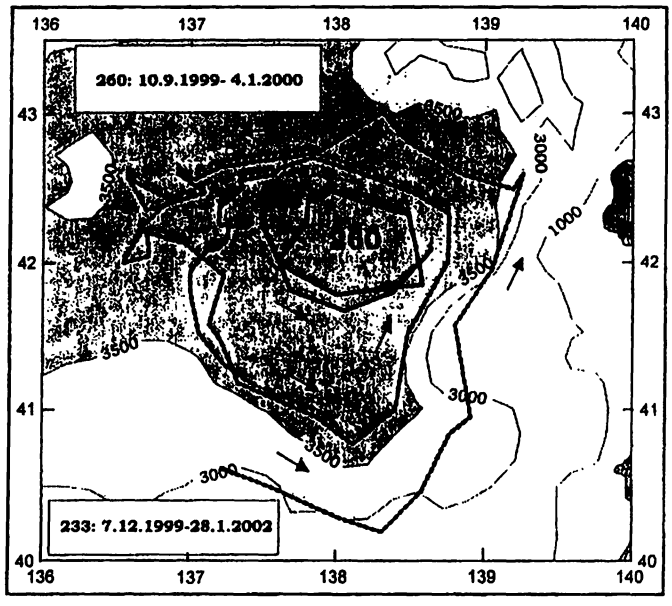


Рис. 35.7. Схема дрейфа двух глубинных буев вокруг стационарного вихря в восточной части моря 1999—2002 гг.

1 — 10 сентября 1999 г. — 4 января 2000 г.; *2* — 7 декабря 1999 г. — 28 января 2002 г.

36. ТЕЧЕНИЯ В ПРОЛИВАХ

Японское море связано с другими морями и Тихим океаном четырьмя проливами: Корейским (Цусимским), Сангарским (Цугару), Лаперуза (Соя), Невельского (Мамия). Несмотря на то что обычно перенос вод через них считается направленным в одну сторону (вток через проливы Корейский и Невельского и сток через проливы Сангарский и Лаперуза), течения в проливах имеют сложную структуру и значительную временную изменчивость. Считается, что все субтропические воды, вошедшие в море через Корейский пролив, покидают его через проливы Сангарский и Лаперуза (в соотношении 3:2). Но кроме этих путей, субтропические воды проникают в значительном объеме в район Посьета и в Татарский пролив.

Течения в *Корейском проливе* исследованы лучше, чем в других. По японским измерениям течений в проливе с 1924 по 1974 г. перенос вод в море через западную часть пролива (исток Восточно-Корейского течения) был определен в 1,7—1,9 Св, а через восточную (исток собственно Цусимского течения) — в 1,6—1,7 Св [54]. Обычно [57] соотношение объемов вод, входящих через западный и восточный проходы пролива, принимают равным 3:1. Перенос значительно меняется в течение года. Зимой он составляет в среднем менее половины от летнего. Вместе с теплым течением, входящим через пролив, отмечено устойчивое существование относительно холодного течения, выходящего из него.

Двадцатикилометровый *Сангарский пролив* между Хонсю и Хоккайдо имеет пороговую глубину около 130 м. Перенос вод из моря в океан здесь также изменчив в течение года (от 3 Св в сентябре до 1 Св в марте). Кроме теплого течения, выходящего в океан, отмечено (по данным измерений) устойчивое холодное течение, входящее в пролив из океана.

Несмотря на то что площадь сечения *прол. Лаперуза* примерно равна площади сечения Сангарского пролива (при вдвое меньшей пороговой глубине ширина пролива Лаперуза вдвое больше), объем вод, выходящих через него, в несколько раз меньше. Зимой поступление теплых вод почти прекращается. И на поверхности становится заметным течение, переносящее льды из пролива в Японское море. Но и летом, при преимущественном переносе из Японского моря в Охотское, в северной части пролива отмечалось холодное течение из Охотского моря. Его называли Крильонским течением [17, 19] или ветвью Северо-Охотского течения [16]. Однако уже более полувека это течение не исследовалось.

Перенос вод через узкий (8 км) и неглубокий (менее 14 м) *прол. Невельского* из-за небольшого объема обычно не учитывают. Летом преобладает сток пресных вод из Амурского лимана в Японское море, зимой — наоборот.

37. ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Цусимское течение — поток теплых и соленых субтропических вод от Цусимского пролива на юге до середины Татарского пролива на севере. В формировании вод Цусимского течения принимают участие и теплые воды Желтого моря, но обычно его рассматривают лишь как ветвь Куросио, отде-

лившуюся от основного потока в районе о. Кюсю. Его воды отличаются от окружающих прежде всего высокой (более 34,3 ‰) соленостью. Ядро течения обычно прослеживается около горизонта 100 м.

Это течение слабое по сравнению с Куросио. Его скорость в среднем в 20 раз меньше скорости Куросио. Средний перенос (через Цусимский пролив) составляет около 2 Св, но считается что в течение года он меняется от минимума (менее 1 Св) в феврале до максимума в августе (более 5 Св). Из-за небольшой скорости течение сильно меандрирует, отделяются теплые вихри, ветви и струи. Две основные ветви течения заметны уже в проливе. Соотношение переноса в западной и восточной частях пролива составляет 3:1 [58].

Течение иногда представляют меандрирующим, либо состоящим из двух ветвей: вдоль побережья Японии (Цусимское течение) и вдоль побережья Кореи (Восточно-Корейское течение), — либо выделяют еще одну (безымянную) ветвь между ними. Примерно у 38° с. ш. вторая ветвь отрывается от берега. Несмотря на то что причина отрыва Куросио и Восточно-Корейского течения одна и та же (неравномерность вращения Земли на разной широте), отрыв Восточно-Корейского течения отстоит от отрыва Куросио на сотни километров. Ветви течения не всегда существуют одновременно. Например, в 1973 г. первая ветвь отмечалась только с марта по август, вторая — с июня по август, и лишь третья существовала в течение всего года (хотя известны сезоны и годы, когда и она отсутствовала). Первая ветвь проникает в море только через восточную часть Цусимского пролива, а две другие — через западную. Температура воды, переносимой течением уменьшается от 28 °С летом (14 °С зимой) в Цусимском проливе до 17 °С (8 °С) в районе Хоккайдо. Концентрация растворенного кислорода в субтропических водах течения никогда не превышает 5,0 мл/л, а условная плотность — 27,20.

Приморское течение — поток холодных опресненных вод вдоль побережья континента от северной части Татарского пролива до зал. Петра Великого. Характеристики его вод по разным источникам весьма противоречивы. Наиболее достоверны сведения о солености (всегда менее 34 ‰), так как воды Татарского пролива всегда отличались низкой соленостью и высокой концентрацией растворенного кислорода (обычно более 6 мл/л). Отмечалось [43], что «холодные течения Японского моря существенно слабее теплых». Так как в Японском море и теплые течения довольно слабы, Приморское течение заметно лишь зимой, когда над Приморьем преобладают северные и северо-западные ветры. В это время многочисленные струи отходят от течения [12].

Северо-Корейское течение — направленный на юг поток холодных вод от зал. Петра Великого по крайней мере до 38° с. ш. Из-за того что это течение искусственно отделено от Приморского, район его образования лишь условно отнесен к зал. Петра Великого. Часто это течение не выделяется. Течение расположено в исключительной экономической зоне Северной Кореи, и особые условия океанографических работ обусловили его крайне низкую океанографическую изученность. Об этом течении известно крайне мало. М. Уда заметил, что Северо-Корейское течение сильнее, чем Приморское. Ширина этого течения, по расчетам М. Уды, составляет 100 км, толщина переносимого им слоя — 50 м, а средняя скорость — 25 см/с.

Восточно-Корейское течение — ветвь Цусимского течения вдоль побережья Кореи. Особенностью течения является его отрыв от берега, который заметен обычно на 38° с. ш. Эта ветвь Цусимского течения более мощная, чем две другие. Теплые воды, переносимые посредством ее на север, встречаются с холодными и образуют субарктический фронт.

От этой ветви отходят многочисленные вихри и струи, так что взаимодействие холодных субарктических и теплых субтропических вод происходит не по узкой линии, а в большой фронтальной зоне; 80—90 % вод возвращаются на юг в виде противотечения и только небольшая их часть проникает на север и северо-восток (в основном посредством вихрей и струй).

Соленость и концентрация растворенного кислорода в водах, переносимых Восточно-Корейским течением, аналогичны характеристикам вод Цусимского течения (34,1—34,4 ‰ и менее 5 мл/л соответственно). Температура воды как летом, так и зимой никогда не бывает ниже 12 °С. Наибольшие значения скорости течения отмечены в зоне, расположенной между изотермами 4—8 °С на горизонте 100 м [68]. Средняя скорость течения — 9 см/с, а средняя ширина потока — 30 миль. Но характеристики течения изменчивы: например, объемный перенос течением меняется от 0,3 до 3,2 Св. Считается [68],что скорость течения больше летом (47 см/с), чем зимой (17 см/с), а межгодовая изменчивость больше, чем внутригодовая [66].

Сахалинское течение — одно из неисследованных течений Японского моря. В работе [37] это имя присвоено сразу двум, противоположно направленным течениям. Еще в прошлом веке Э. В. Майдель и затем С. О. Макаров показали, что из прол. Лаперуза вдоль юго-западного берега Сахалина распространяется опресненная холодная вода из Охотского моря и что это направленное на север течение является одной из характерных особенностей океанографии района.

В советских лоциях у юго-западного побережья Сахалина показывали сразу два течения (у берега — на север, вдали от берега — на юг или наоборот).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахматов В. В. Океанография // Тихий океан. История русских научных исследований. Л.: Изд-во АН СССР, 1926. С. 87—102.

2. Баталин А. М. Атлас поверхностных течений Японского моря. Владивосток, ГС ТОФ, 1941. 24 с.

3. Белинский Н. А., Истошин Ю. В. Приморское течение по данным экспедиции на судне «Росинант» в 1936 г. // Тр. ЦИП. 1950. № 17. С. 132—143.

4. Бубнов В. К. Гидрологические условия Японского моря. Л., ГС ВМФ. 1939. 13 с.

5. Визе В. Ю. Температура поверхности воды в Японском море по японским исследованиям // Изв. Центрального гидрометбюро. 1923. Вып. 2. С. 44—47.

6. Гомоюнов К. А. Гидрология Амурского залива и реки Суйфун // Тр. конф. «Производительные силы Дальнего Востока». Владивосток. 1927. № 2. С. 73—91.

7. Гомоюнов К. А. Гидрологическая съемка в заливе Петра Великого в связи с общими условиями Японского моря // Тр. конф. «Производительные силы Дальнего Востока». 1927. № 2. С. 93—99.

8. Гончаренко И. А., Федеряков В. Г., Лазарюк А. Ю., Пономарев В. И. Обработка AVHRR-данных на примере прибрежного апвеллинга // Исследование Земли из космоса. 1993. № 2. С. 97—107.

9. Данченков М. А., Обри Д. Г., Лобанов В. Б. Пространственная структура вод северо-западной части Японского моря зимой // Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: Оценка воздействия на морскую среду. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 92—105.

10. Жданко М. К. К вопросу об исследовании морских течений // Записки по гидрографии. 1913. Т. 36. С. 97—108.

11. Зуев А. Наблюдение температуры воды в северной части Японского моря // Записки по гидрографии. 1887. № 2. С. 53—59.

12. Истошин Ю. В. Течения Японского моря по данным бутылочной почты // Тр. ЦИП. 1950. № 17. С. 88—131.

13. Леонов А. К. Водные массы Японского моря // Метеорология и гидрология. 1948. № 6. С. 61—78.

14. Леонов А. К. О некоторых особенностях термики и течений Японского моря // Известия ВГО. 1958. Т. 90, № 3. С. 244—264.

15. Леонов А. К. О летних течениях Японского моря // Вестник ЛГУ. 1958. № 18. С. 125—142.

16. Леонов А. К. Японское море // Региональная океанография. М.: Гидрометеоиздат, 1960. С. 292—463.

17. Майдель Э. В. Магнитные и гидрологические работы в Восточном океане // Морской сборник. 1877. № 10. 24 с.

18. Майдель Э. В. Дополнительные заметки о холодном течении в Лаперузовом проливе // Морской сборник. 1879. № 4. С. 47—53.

19. Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан. СПб., 1894. Т. 1. 337 с.; Т. 2. 511 с.

20. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 218 с.

21. Павлова Ю. В. Циркуляция вод Японского моря // Тр. ИОАН. 1958. Спец. выпуск. С. 21—25.

22. Покудов В. В., Манько А. Н., Хлусов А. Н. Особенности гидрологического режима Японского моря зимой // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 60. С. 74—115.

23. Покудов В. В., Супранович Т. И. Развитие океанографических исследований ДВНИГМИ за 25 лет его существования // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 3—10.

24. Покудов В. В., Тунеголовец В. П. Новая схема течений Японского моря в зимний период // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 24—32.

25. Рудовиц Л. Ф. Океанографические работы Японии // Метеорологический вестник. 1927. № 10. С. 221.

26. Рудовиц Л. Ф. Океанографические исследования в Японском море (1926—1928) // Бюл. Тихоокеанского комитета АН СССР. 1929. № 2. С. 1—4.

27. Рудовиц Л. Ф., Уда М. Гидрологические исследования Японского моря в мае—июне 1932 г. // Записки по гидрографии. 1934. № 2. С. 138—145.

28. Румянцев А. И. Новые случаи нахождения редких рыб // Известия ТИНРО. 1951. Т. 35. С. 185—186.

29. Танфильев Г. И. Моря Каспийское, Черное, Балтийское, Ледовитое, Сибирское и Восточный океан. М.: Главнаука, 1931. 247 с.

30. Таранец А. Я. О новых находках южных элементов в ихтиофауне северо-западной части Японского моря // Вестник ДВФ АН СССР. 1938. № 28. С. 113—130.

31. Юрасов Г. И. Сезонное изменение температуры воды Японского моря // Исследования океанологических полей Индийского и Тихого океанов. Владивосток. 1977. С. 62—69.

32. Юрасов Г. И. Исследование трехмерной циркуляции вод Японского моря численными методами // Гидрофизические исследования в северной части Тихого океана и дальневосточных морях. Владивосток, 1979. С. 83—97.

33. Юрасов Г. И. О вычислении водообмена через проливы Японского моря // Метеорология и гидрология. 1987. № 8. С. 116—118.

34. Юрасов Г. И., Яричин В. Г. Течения Японского моря. Владивосток, 1991. 176 с.

35. Шренк Л. И. О течениях Охотского, Японского и прилегающих морей // Записки Российской Императорской Академии наук. 1874. Т. 23, № 3. 112 с.

36. Яричин В. Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 80. С. 46—61.

37. Яричин В. Г. Некоторые особенности горизонтальных движений вод Японского моря к северу от 40° с. ш. // Тр. ДВНИГМИ. 1982. Вып. 96. С. 111—120.

38. Яричин В. Г., Покудов В. В. Формирование структурных особенностей гидрофизических полей в северной глубоководной части Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1982. Вып. 96. С. 86—95.

39. Danchenkov M. A., Aubrey D. G. Scheme of surface water circulation of the northern Japan Sea // Proc. PICES Eighth Ann. Meeting. Vladivostok. 1999. P. 130.

40. Danchenkov M. A., Aubrey D. G., Hong G. H. Bibliography on the Oceanography of the Japan/East Sea. Sidney: PICES. 2000. No. 13. 99 p.

41. Danchenkov M. A., Lobanov V. B., Nikitin A. A. Mesoscale eddies in the Japan Sea, their role in circulation and heat transport // Proc. CREAMS Int. Symposium. Fukuoka. 1997. P. 81—84.

42. Danchenkov M. A., Nikitin A. A., Volkov Yu. N., Goncharenko I. A. Surface thermal fronts of the Japan Sea // Proc. CREAMS Int. Symposium. Fukuoka. 1997. P. 75—79.

43. Hidaka K. The Japan Sea // The Encyclopedia of oceanography / Ed. R. W. Fairbridge. N. Y. Reinhold Publ. Corp. 1966. P. 417—424.

44. Hirose N., Ostrovskii A. Quazi-biennial variability in the Japan Sea // J. Geoph. Research. 2000. Vol. 105, No. 6. P. 14011—14027.

45. Isobe A., Isoda Yu. Circulation in the Japan Basin, the northern part of the Japan Sea // Proc. CREAMS Int. Symposium. Fukuoka. 1997. P. 43—45.

46. Isoda Y., Naganobu M., Watanabe H. A warm eddy above the Yamato Rise // Mem. Fac. Engineer. Ehime University. 1992. Vol. 12, No. 3. P. 355—365.

47. Kawai H. Transition of current images in the Japan Sea // Tsushima Warm Current-Ocean Structure and Fishery. Tokyo, Fish. Soc. Japan. 1974. P. 7—26.

48. Kitani K. Direct measurements of the Japan Sea Proper Water // News of the Japan Sea Nat. Fish. Res. Institute. 1987. Vol. 341. P. 1—6.

49. Lee D. K., Lee J. C., Lee S. R., Lie H. J. A circulation study of the East Sea using satellite-tracked drifters. 1. Tsushima Current // J. Korean Fish. Society. 1997. Vol. 30, No. 6. P. 1021—1032.

50. Lie H. M., Suk S., Kim C. H. Observations of southeastward deep current off the east coast of Korea // J. Oceanol. Soc. Korea. 1989. Vol. 24, No. 2. P. 63—68.

51. Marine environmental atlas. Tokyo. Japan. Hydrographic Association. 1975. 164 p.

52. Marine environmental atlas. Tokyo. Japan. Hydrographic Association. 1978. 157 p.

53. Marine environmental atlas of Korean waters. Seoul, Hydrographic. Office. 1982. Publ. No. 1451. 41 p.

54. Miita T. The Tsushima Current viewed in the short-term moored current-meter data // B. Japanese Soc. Fish. Oceanography. 1976. Vol. 28. P. 33—58.

55. Min D. H., Lee J. C., Shim T. B., Lee H. S. Eddy distribution off the east coast of Korea derived from satellite infrared imagery // J. Korean Fisheries Society. 1995. Vol. 28, No. 2. P. 145—156.

56. Miyazaki M. The heat budget of the Japan Sea // B. Hokkaido Reg. Fish. Res. Laboratory. 1952. No. 49. P. 1—54.

57. Miyazaki M. On the water masses of the Japan Sea // B. Hokkaido Reg. Fish. Res. Laboratory. 1953. No. 7. P. 1—65.

58. Naganuma K. The oceanographical conditions in the Japan Sea // Handbook on fishery oceanography. Zengyoren Gyokaikyo Center. 1972. P. 32—38.

59. Naganuma K. On the discussion on the existence of the third branch of the Tsushima Current // Ann. Rep. Japan Sea Reg. Fish. Res. Laboratory. 1973. No. 266. P. 1—3.

60. Naganuma K. The oceanographic fluctuations in the Japan Sea // Kaye Kagaku. 1977. Vol. 9, No. 2. P. 137—141.

61. Ostrovskii A., Hiroe Y. The Japan sea circulation as seen in satellite infrared imagery in Autumn 1993 // Proc. CREAMS'94 Symposium. Fukuoka. 1994. P. 75—88.

62. Ponomarev V. I., Salyuk A. N., Bychkov A. S. The Japan Sea water variability and ventilation processes // Proc. Fourth CREAMS Workshop. Vladivostok, 1996. P. 63—68.

63. Ponomaryev V. I., Yurasov G. I. The Tatar (Mamiya) Strait currents // J. Korean Soc. Oceanogr. 1994. Vol. 6, No. 4. P. 335—339.

64. Senjyu T., Nagano Z., Yoon J. H. Deep flow field in the Japan Sea deduced from direct current measurements // Oceanography of the Japan Sea / Ed. M. A. Danchenkov. Vladivostok: Dalnauka. 2001. P. 21—24.

65. Seung J. H., Kim K. J. A multi-layer model for dynamics of upper and intermediate layer circulation of the East Sea // J. Korean Soc. Oceanogr. 1995. Vol. 30, No. 3. P. 227—236.

66. Shuto K. A review of sea conditions in the Japan Sea (1) // Umi to sora. 1982. Vol. 57, No. 2—3. P. 157—169.

67. Sugimoto T., Tameishi H. Warm core rings, streamers and their role on the fishing ground formation around Japan // Deep Sea Research. 1992. Vol. 39, Suppl. N. P. 183—201.

68. Tanioka K. On the East Korean Warm Current (Tosen Warm Current) // The Oceanogr. Magazine. 1968. Vol. 20, No. 1. P. 31—38.

69. Uda M. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932 // J. Imp. Fisheries Experimental Station. 1934. Vol. 5. P. 57—190.

70. Yarichin V., Ryabov O. Current field structure of the Japan sea in February—March 1990 // Proc. CREAMS'94 Symposium. Fukuoka, 1994. P. 99—101.

71. Yoon J. H. The seasonal variation of the East Korean warm current // Reports of RIAM. 1991. Vol. 38, No. 108. P. 23—36.

ЧАСТЬ VIII. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

38. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Имеющиеся в настоящее время исследования, посвященные изучению волнения Японского моря, представлены в виде справочников, карт и атласов. Это результаты либо статистических обобщений судовых наблюдений, либо расчетов синоптическим методом.

Выпущенный в 1964 г. «Атлас волнения и ветра Японского моря» [1] составлен на основании архива синоптических карт (четыре сроки в сутки) за 1952—1961 гг. Для этого типизировались синоптические ситуации с пороговым уровнем скоростей ветра, превышающим 10 м/с. Выделено восемь основных типов полей ветра по преобладающему направлению над большей частью акватории моря. Расчет полей ветра проводился с учетом продолжительности действия ветра. Установлено, что в условиях Японского моря достаточно 18 ч, чтобы волнение установилось практически для любой синоптической ситуации. В зал. Петра Великого достаточно 7 ч для развития установившегося волнения. Наибольшая для Японского моря высота волн 5 %-ной обеспеченности составила 12 м, а наибольший средний период — 11 с. Такие значения элементов волн подтверждаются наблюдениями, несмотря на то что максимальные волны фиксируются наблюдениями очень редко: даже крупные суда во время жестоких штормов, как правило, укрываются от шторма и уходят из зоны их влияния. Наиболее часто штормы наблюдаются на юге Татарского пролива, в северной и центральной частях моря, особенно в районе, прилегающем к о. Хоккайдо. Относительно более спокойной является южная часть моря. В то же время следует иметь в виду, что возникновение волн высотой 9,5 м возможно почти на всей акватории.

Ветровой режим Японского моря в целом характерен для морей умеренных широт. В южной части моря по данным буйковых измерений в 1979—1998 гг. в точке с координатами 37° 55′ с. ш.; 134° 32′ в. д. скорость ветра, возможная 1 раз в 50 лет (V_{50}), составляет около 32 м/с в тайфунах и около 27 м/с в муссонах [21]. На этой широте в порту Вадзима скорость ветра V_{50} равна 29 м/с [20]. Продолжительность штормов в среднем для всей акватории моря более 1 сут, на севере — около 2 сут, иногда штормы северных румбов могут продолжаться 7 сут и более. С июля по сентябрь преобладает летний муссон с ветром южных румбов. Скорости ветра более 14 м/с имеют повторяемость 4—5 %.

По мнению авторов [6][1], «Японское море может быть бурным в зимний период и относительно спокойным в остальные сезоны, имея свои вариации в пределах типовых районов (рис. 38.1 *в*). Зимой в открытом море преимущественно наблюдаются волны высотой менее 3 м, их повторяемость составляет 70—75 %, а волн высотой более (6 м — 3 м) — 5 %. В исключительных случаях могут наблюдаться волны высотой около 12 м. В большинстве районов волнение от С до СЗ. Летом волнение высотой менее 2 м имеет повторяемость в центральных районах 70 %, а в прибрежных — до 80 %. Волны зыби могут достигать 7 м». Как можно заключить из сведений, приведенных в [6], высоты волн более 12 м в первом районе зимой имеют обеспеченность около 0,3 %. Во втором районе высоты волн могут превышать 12 м в течение всего года с максимальной обеспеченностью зимой (0,25 %) и минимальной летом (0,03 %). В третьем районе высоты волн не выходят за пределы 12 м зимой, летом и осенью. Весной повторяемость таких значений высот волн не превышает 0,03 %. Максимальные периоды волн могут достигать 17 с.

Выпущенные в 1979 г. атласы [2, 3] характеризуют преимущественно шельфовую зону акватории, прилегающей к Приморскому краю и о. Сахалин. Для составления атласа [2] использован архив синоптических карт за 1966—1975 гг., а для атласа [3] — за 1955—1964 гг.

В 1980 г. выпущен атлас опасных и особо опасных гидрометеорологических явлений [4], содержащий результаты статистической обработки попутных судовых наблюдений за 1950—1974 гг. Как можно заключить из этого пособия, зона самого интенсивного штормового волнения с ноября по апрель находится в юго-восточной части моря, примыкающей к Сангарскому проливу. Высоты волн 1 %-ной обеспеченности в январе—феврале достигают 7 м. Зона штормового ветра ($V \geq 15$ м/с) расположена на востоке моря, вблизи о. Хоккайдо и южной оконечности о. Сахалин. Здесь максимальная повторяемость штормовых ветров достигает в декабре—январе 14 %.

Летом (июнь—июль) высоты волн 1 %-ной обеспеченности не превышают 4 м. В августе—сентябре в период выхода тайфунов высоты волн увеличиваются до 5 м, преимущественно в южных и центральных частях моря. Сравнительно небольшая площадь акватории Японского моря, замкнутость береговой линии, а также муссонный характер атмосферной циркуляции не благоприятствуют развитию ледяного покрова. В наиболее бурный период (с ноября по март) максимальная обеспеченность волн $h \geq 4$ м в центральной и южной частях моря составляет 7—10 %, а $h \geq 6$ м — 1—2 % [4].

[1] В этом справочном пособии приведены высоты волн 3 %-ной обеспеченности, которые больше средних высот в 2,1 раза. — Прим. ред.

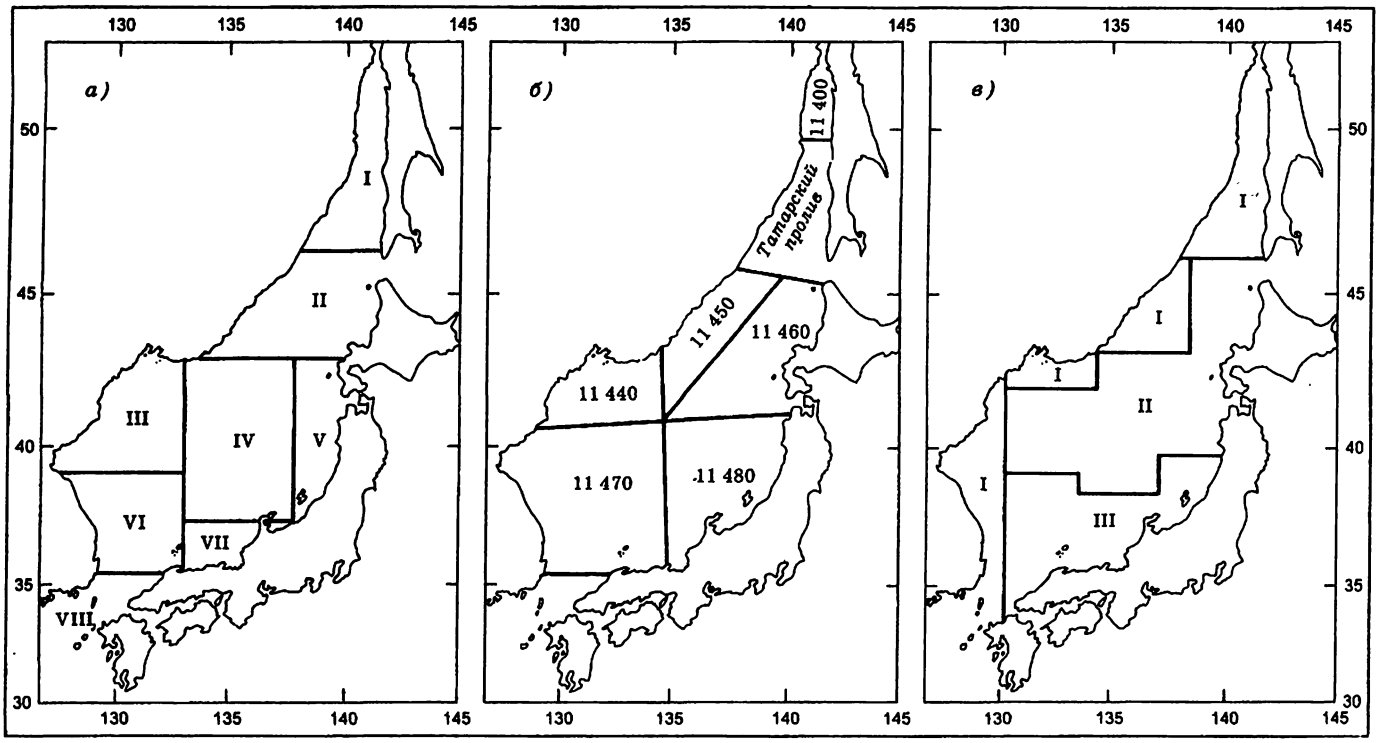


Рис. 38.1. Типовые районы Японского моря по ветро-волновым условиям
а — по данным [15], *б* — прогностические районы, *в* — по данным [6]

В работе [7] приводятся следующие значения скоростей ветра высот волн 3 %-ной обеспеченности и средних периодов волн 50 %-ной режимной обеспеченности на акватории Японского моря:

Характеристика	$V_{0,5}$ м/с	$h_{0,5}$ м	$\tau_{0,5}$ с
Зима	8,8	2,6	6,0
Лето	5,5	1,8	5,0

Изданные в 1989 г. гидрометкарты [15] являются результатом обработки материалов попутных судовых наблюдений за 1900—1985 гг. Акватория моря разбита на восемь районов (рис. 38.1*а*), для каждого из которых построены розы волнения. Границы типовых районов близки к прогностическим (рис. 38.1*б*). Следует отметить, что наибольшая высота волн в марте во II, IV, V, VII районах может составлять 16 м, а в остальных — 12—14 м (табл. 38.1). Скорости ветра практически во всех районах могут почти круглый год достигать 30 м/с, максимальные — 45 м/с.

Приведенные в данной работе сведения о ветре и волнах получены в результате обобщения ранее выполненных и проведенных дополнительно исследований. Режимные характеристики ветра и волн рассчитаны по атласам [1—3]. Сведения об особо опасном волнении составлены на основании технических отчетов об особо опасных явлениях за 1966—1989 гг., а также путем анализа синоптических и гидрометеорологических карт за весь имеющийся период. Впервые для Японского моря проведены расчеты полей ветра и волн в исторических штормах на базе архива синоптических карт за 1942—1990 гг.

Следует отметить, что в данной работе выявлены только главные особенности ветро-волнового климата Японского моря. Для уточнения полученных результатов нужны инструментальные наблюдения как на акватории моря, так и в прибрежной зоне. Необходимо также выполнить дополнительные расчеты ветра и волн для южной части моря по синоптическим картам.

Таблица 38.1

Максимальные высота волн (м), по судовым донесениям

Номер района	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	10	10	12	12	9	7	8	8	12	12	14	14
II	13	14	16	12	10	9	9	9	13	12	14	14
III	14	12	12	11	14	12	13	15	13	15	13	13
IV	13	15	16	12	11	10	10	14	12	11	14	14
V	10	15	16	12	11	9	10	11	12	12	14	14
VI	14	12	12	11	15	10	14	12	14	15	15	13
VII	14	14	16	12	14	11	11	9	14	13	15	15
VIII	13	14	14	13	12	15	11	15	15	13	15	13

39. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕТРО-ВОЛНОВОГО РЕЖИМА

Японское море находится в зоне муссонной атмосферной циркуляции, для которой характерна периодическая смена преобладающего направления ветра. Зимний муссон с ветром северных румбов устанавливается в октябре и длится до апреля. В апреле начинается переход от зимнего муссона к летнему. В это время наблюдаются ветры переменных направлений. Летний муссон с ветрами южных румбов действует с мая по сентябрь. В южной части моря муссонный режим циркуляции искажается фенами.

В бухтах, заливах и проливах искажение муссонной циркуляции связано с характером движения воздуха с моря на сушу и с суши на море. При движении воздуха с суши на море береговые ветры имеют то же направление, что и ветры над сушей, а изменение значения отклонения ветра от изобар происходит уже над морем, в некотором удалении от берегов, где наблюдается отклонение ветра на 30° вправо [14]. Еще большее различие заметно, когда ветер направлен с моря на сушу и непосредственно к берегу примыкает высокая горная гряда, как это имеет место на многих участках побережья. Движущийся воздух обычно не переваливает через горную цепь, а обтекает ее, т. е. ветер принимает параллельное берегу направление. Если, например, движение воздуха направлено перпендикулярно к берегу, то у берега ветер может отклониться на 90° от этого направления. Такое явление постоянно наблюдается в летний период у северо-западных берегов Японского моря. При общем восточном потоке в открытом море у северо-западных берегов ветры имеют северо-восточное направление, в восточной части зал. Петра Великого — юго-восточное направление, в западной части залива — вновь северо-восточное направление [14]. При ветрах южных румбов в открытом море у северо-западного побережья Японского моря направление меняется на юго-западное, а в зал. Петра Великого — на юго-восточное. В северной части зал. Петра Великого не наблюдаются восточные ветры. Ветры здесь обычно имеют северное или северо-северо-восточное направления.

Сильное искажение ветрового потока характерно почти для всех бухт, заливов и проливов. Поэтому характеристики ветра и волн нельзя распространять на эти участки моря.

Почти для всего побережья Японского моря скорости ветра, рассчитанные по наблюдениям прибрежных ГМС, 1 раз в 50 лет превышают 40 м/с, а на мысовых станциях, таких, как Мыс Гамов, Сосуново и Золотой, могут превысить 60 м/с, согласно сведениям, приведенным в [17].

Японское море находится в зоне интенсивного прохождения циклонов. В холодное полугодие штормовое волнение развивается при выходе континентальных, морских или местных циклонов, летом — при выходе тайфунов.

39.1. О циклонической активности

В ДВНИГМИ был обработан архив синоптических карт за 1955—1968 гг. В результате анализа путей движения циклонов по акватории Японского моря за этот период было выделено 13 типовых траекторий (рис. 39.1).

Тип 1. Циклоны, выходящие из районов Тихого океана, которые прилегают к Японским островам (южнее 30° с. ш.), и перемещающиеся на северо-восток.

Тип 2. Циклоны, выходящие из района Южно-Китайского моря (подтип 2а — идущие на Берингово море, 2б — идущие на Охотское море).

Тип 3. Циклоны, идущие с запада на восток, южнее Японских островов.

Тип 4. Циклоны, выходящие с Восточно-Китайского моря и проходящие над Японским морем в северо-восточном направлении.

Тип 5. Циклоны, выходящие из районов Желтого моря и Китая и пересекающие Японское море с запада на восток (вдоль 40° с. ш.)

Тип 6. Циклоны, выходящие из районов Северного Китая и Монголии на северо-восточную часть Японского моря и Татарский пролив.

Тип 7. Западные циклоны, пересекающие Японское море вдоль 45° с. ш. (7а — идут на восток, 7б — круто поворачивают на Охотское море).

Тип 8. Циклоны, идущие из районов Забайкалья на центральную часть Японского моря и далее на восток.

Тип 9. Континентальные циклоны, проходящие с запада на восток.

Тип 10. Циклоны, выходящие из районов Желтого моря и Китая и над Японским морем круто поворачивающие на северо-восток.

Тип 11. Континентальные циклоны, идущие из районов Забайкалья вдоль 50° с. ш. на Охотское море.

Тип 12. Циклоны, выходящие из районов Забайкалья на центральную часть Японского моря с последующим поворотом на северо-восток.

Тип 13. Ныряющие циклоны выходят из районов Якутии и прилегающих районов и смещаются на север Японского моря.

Кроме того, как уже упоминалось, большую группу составляют местные циклоны, зарождающиеся над Японским морем.

Большое влияние оказывают на штормовой режим стационирующие над Охотским морем и Тихим океаном циклоны, не выходящие непосредственно на Японское море. В течение холодного (октябрь—март) и теплого (апрель—сентябрь) полугодий повторяемость смещения циклонов по перечисленным траекториям различна. Минимум приходится на траектории *9*, *1*, *3* и местные циклоны, что в сумме составляет около 6 %.

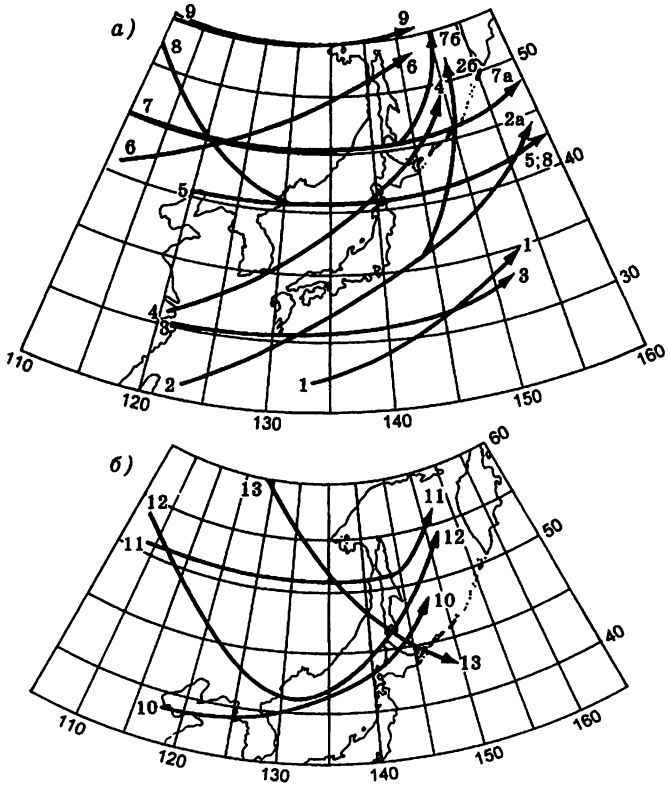


Рис. 39.1. Типовые траектории циклонов
а — холодное полугодие, *б* — теплое полугодие

Общее число штормовых циклонов составило 50 за 14 лет, из них континентальных только 6. В теплое полугодие повторяемость штормов силой 10 баллов с мая по сентябрь мала. Циклогенез над дальневосточными морями затухает, континентальные циклоны приходят недостаточно развитыми. За исследуемый период (14 лет) наблюдался только один случай выхода континентального циклона, вызвавшего десятибалльный шторм.

Анализ позволяет сделать вывод, что наиболее штормовыми в течение года являются центральный и северо-восточный районы Японского моря. Средняя продолжительность существования штормовых циклонов на Японском море одинакова для холодного и теплого полугодий и составляет 0,9 сут. Наибольшая она у циклонов, пересекающих море с юго-запада на северо-восток — 1,2—1,4 сут (траектории *2*, *4*, *10*). Средняя продолжительность штормов при выходе тайфунов достигает 1,5 сут, максимальная — 2,3 сут. Длительное сохранение штормовых ветров над Японским морем чаще всего обусловлено существованием на Дальнем Востоке высотной депрессии с большим числом замкнутых изобар и высотной ложбиной. Прекращению шторма над Японским морем предшествует появление высотного гребня и циклонической деятельности у Земли на долготе Прибайкалья.

Практически ежемесячно в Японском море наблюдается 3—4 дня с устойчивым и неустойчивым циклоническим образованием. Как видно из табл. 39.1, в среднем за год наблюдается 44 дня с циклоническими образованиями. Но межгодовая изменчивость этого процесса довольно велика (рис. 39.2). Так, в начале 1960-х годов число циклонических образований превышало 50, а в 70-е и 80-е годы прослеживается затухание процесса. В то же время число штормовых циклонов ($V > 15$ м/с) в Японском море имеет другой годовой ход. Как видно из рис. 39.2 *б* в 1974—1984 гг. наблюдалось повышение активности штормовых циклонов. Следует отметить, что процесс чередования повышенной и пониженной циклонической активности в различных районах моря проявляется неодинаково.

39.2. Межгодовая изменчивость штормов и штилей

В результате анализа ранее выполненных типизаций составлена обобщенная схема однородных по ветро-волновым условиям районов Японского моря (рис. 39.3). Для каждого района проведена оценка распределения штормов и штилей. В качестве шторма принималась барическая ситуация, при которой более 2/3 района занято однонаправленным ветровым потоком со скоростью ветра $V > 15$ м/с. Как видно из табл. 39.2, штормовые процессы наиболее интенсивны в районах II—IV, где продолжительность штормовых ветров в течение года в общей сложности может превысить 1 мес, а в отдельные годы (1962 г.) достигнуть 1,5 мес. Наибольшей изменчивостью штормовые процессы обладают на юге моря, где в некоторые годы они практически полностью прекращаются (район VIII, 1962 г.). Наиболее устойчивы эти процессы на севере в I—III районах.

Внутригодовое распределение штормов имеет на акватории моря хорошо выраженный сезонный ход, как видно из табл. 39.3, с затуханием от зимы к лету. Зимой и осенью штормы на севере моря наблюдаются одинаково часто, а в центральных и южных частях преобладают зимние штормовые процессы. Весенние процессы довольно активны, но пространственно однородны, как и летом.

Как можно заключить из сведений, приведенных в табл. 39.4, наибольшей межгодовой изменчивостью процессы обладают на севере моря (район I), где наблюдается нисходящий тренд. На остальной акватории 1944—1955 гг. были годами пониженной штормовой активности с небольшими отклонениями в некоторых районах. Семидесятые годы были преимущественно годами умеренной штормовой активности. В северо-восточной части моря с восьмидесятых годов наблюдается затухание штормовых процессов.

Таблица 39.1

Продолжительность (N сут) нахождения циклонов над акваторией Японского моря и среднее квадратическое отклонение (σ)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
N	4,2	3,3	3,9	3,6	3,4	3,3	3,6	3,6	3,9	3,4	4,1	4,2	44,5
σ	1,7	1,6	1,4	1,6	1,2	1,2	1,4	1,3	1,6	1,1	1,3	1,1	6,5

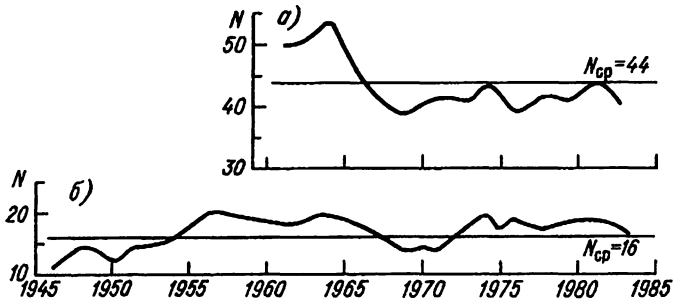


Рис. 39.2. Межгодовая изменчивость числа циклонов (N), осредненного по скользящим пятилетиям

а — общее число циклонов, *б* — число штормовых циклонов

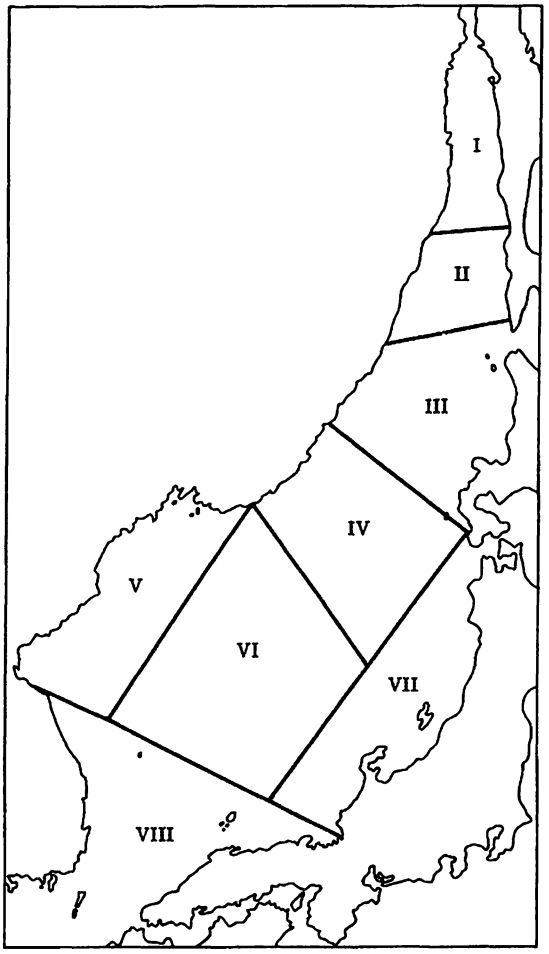


Рис. 39.3. Схема районирования Японского моря

Наиболее тихой зоной моря можно считать его южную часть (табл. 39.5). Продолжительность штилей за год здесь составляет в среднем 3—3,5 мес (к штилям отнесены все неустойчивые ветры со скоростями, не превышающими 5 м/с). В отдельные годы она может увеличиваться до 5 мес. Наибольшей неустойчивостью штили обладают на севере моря, где годовая продолжительность может изменяться от 5,3 мес до 6—7 дней. Такая неустойчивость присуща преимущественно Татарскому проливу.

Внутригодовой ход штилей имеет менее выраженный сезонный ход, чем при штормовых процессах. По данным табл. 39.6 можно заключить, что осенью наиболее стабильна тихая погода на юге моря

Таблица 39.2

Статистические характеристики годовых значений числа штормов (1942—1989 гг., сроки 03 и 15 ч мск)

Район согласно рис. 39.3	N	M	σ	N_{max}	N_{min}
I	74,6	71,5	36,6	190 (1946)	12 (1978)
II	105,2	100,5	41,7	214 (1962)	29 (1989)
III	131,8	114	62,2	287 (1962)	30 (1988)
IV	104,6	101	53,5	270 (1966)	23 (1988)
V	63,9	63,5	29,3	154 (1964)	5 (1988)
VI	68,5	67,5	42,6	181 (1966)	4 (1988)
VII	66,6	60	35,2	167 (1966)	10 (1988)
VIII	43	38	25,7	115 (1962)	2 (1988)

Примечание. N — среднее многолетнее значение, M — медиана, σ — среднее квадратическое отклонение. В скобках — год явления.

Таблица 39.3

Распределение (%) числа штормов по сезонам

Район	Зима	Весна	Лето	Осень
I	36,5	22	9	32,5
II	34,5	24	10	30,5
III	36	22	12	30
IV	43,5	24,5	9,5	22,5
V	44	20,5	10	25,5
VI	46	24	9	21
VII	46	27	8	19
VIII	40	24	13	23
Все море	35	24	14	27

Таблица 39.4

Цикличность штормовой активности, осредненная по скользящим пятилетиям

Район	Период повышенной активности	Период пониженной активности	Период с активностью, близкой к средней
I	< 1944—1965	1966—1988 >	
II	1956—1970	1944—1955	
		1971—1988 >	
III	1956—1967	< 1944—1955	1969—1981
IV	1957—1968	< 1944—1955	1969—1983
V	1959—1967	< 1944—1957	1968—1981
		1982—1988 >	
VI	1958—1968	< 1944—1957	1969—1973
	1974—1984		1985—1988 >
VII	1956—1968	< 1944—1955	1969—1975
	1976—1983	1984—1988 >	
VIII	1960—1970	< 1944—1959	
	1977—1986	1971—1976	
		1987 >	
Все море	1958—1970	< 1944—1957	1971—1988 >

Примечание. Знак «>» означает, что цикл продолжается, знак «<» — что цикл начался ранее.

Таблица 39.5

Статистические характеристики годовых значений числа штилей при 4-срочных наблюдениях

Район	N	M	σ	N_{max}	N_{min}
I	342	332	135,3	638 (1984)	25 (1942)
II	304	308	113,4	566 (1984)	37 (1942)
III	237	258	100	399 (1950)	35 (1942)
IV	261	236	100,2	467 (1952)	51 (1942)
V	412	419	88,8	570 (1943)	100 (1942)
VI	358	325	108,2	608 (1952)	158 (1942)
VII	402	400	88	598 (1952)	113 (1942)
VIII	424	425	80,8	594 (1952)	142 (1942)

Примечание. N — среднее годовое значение, M — медиана, σ — среднее квадратическое отклонение. В скобках — год явления.

Таблица 39.6

Распределение (%) числа штилей по сезонам

Район	Зима	Весна	Лето	Осень
I	20	25,5	32	22,5
II	18,5	26	34	21,5
III	15	26	37	22
IV	12	22,5	39	26,5
V	17,5	24,5	31,5	26,5
VI	15	24	34	27
VII	15	24	33	28
VIII	19	24	30	27
Все море	21	26	28	26

Таблица 39.7

Цикличность (годы) числа штилей, осредненного по скользящим пятилетиям

Район	Большое число штилей	Малое число штилей	Число штилей, близкое к норме
I	1965—1985	1944—1964, 1986	
II	1947—1956, 1973—1986	1957—1972	
III	1944—1955, 1974—1987	1956—1973	
IV	1944—1956, 1983—1985	1957—1982, 1986	
V	1946—1956	1985	1957—1984
VI	1944—1956	1959—1987	
VII	1945—1957	1958—1969	1970—1984
VIII	1945—1957	1985	1963—1984

и в центральной части, а весной — на севере моря. Летом, в период антициклонической циркуляции, прослеживается пространственная однородность с небольшим минимумом на юго-западе моря. Наиболее тихо летом в районе, примыкающем к о. Хоккайдо.

Межгодовая изменчивость штилей подвержена циклическим колебаниям. В первом районе наблюдается низкочастотный тренд. На всей акватории моря, за исключением первого района, большое число штилей наблюдалось с 1944 по 1955 г. с небольшими отклонениями в различных районах моря (табл. 39.7). Этот процесс в разных районах моря идет с различным временным сдвигом.

В морях велика межгодовая изменчивость волн. Бывают «тихие» и «бурные» годы, причем наблюдается определенная цикличность в их чередовании. Продолжительность этих циклов в Японском море близка к 12 и 80 годам [25]. Но нередко и регистрируемые в смежные годы наибольшие высоты волн могут заметно различаться, что объясняется известной особенностью анемобарических процессов, формирующихся в результате взаимодействия между сушей и океаном. Двухлетнюю изменчивость можно проиллюстрировать следующим примером. В Японском море на широте Владивостока наибольшие высоты волн (фиксированной квазистационарной обеспеченности) в два любые года, в том числе и смежные, могут различаться в 1,5 раза и иногда еще больше.

39.3. Общая характеристика волнения

Согласно обобщенным за период 1900—1985 гг. материалам попутных судовых наблюдений, в Японском море [15] на всей акватории наблюдаются высоты волн до 14—16 м (см. табл. 38.1). Даже летом этот процесс может быть очень интенсивен при прохождении тайфунов. Зимой на всей акватории преобладает волнение северных румбов. Весной трудно выделить преобладающее направление, хотя волнение с севера в апреле еще достаточно устойчиво, но довольно часто волны распространяются с запада и юго-запада. В мае повторяемость южного и юго-западного направления в сумме составляет 20—25 %. Летом в 30 % случаев по-прежнему наблюдается южное и юго-западное волнение. В сентябре ветры неустойчивы и преобладающее направление выделить трудно.

В центральной части моря отличительной особенностью является наличие стабильного волнения с северо-востока, повторяемость которого примерно одинакова с повторяемостью южного и юго-западного; его ежемесячный вклад в волновой режим — около 12 %. На западе моря зимой северные румбы составляют 40—50 %, но к концу зимы намечается поворот от северного к западному и северо-западному направлениям. Весной здесь, как это присуще всей акватории, равновероятны практически все румбы с увеличением к маю повторяемости южных направлений ветра. Эта тенденция сохраняется вплоть до осени.

В восточной части моря в течение всего холодного периода западные румбы имеют большую повторяемость, достигая своего максимума в декабре (20 %). В целом для района сохраняется режим волнения, присущий муссонной циркуляции. На юге моря в связи с быстрой перестройкой барики весной, в апреле, уменьшается повторяемость волнения с севера (до 15 %) и возрастает — с юга (до 45 %).

Таким образом, режим волнения в Японском море соответствует муссонной циркуляции ветра. Возмущения возникают при выходе циклонов, когда направление волнения может резко отклониться от характерного.

39.4. Ветровые условия в северной части Татарского пролива

Район I (см. рис. 39.3) имеет свою специфику режима ветров. Годовое распределение скоростей ветра иное, чем в прилегающей акватории. Как можно заключить из гистограмм (рис. 39.4), здесь преоблада-

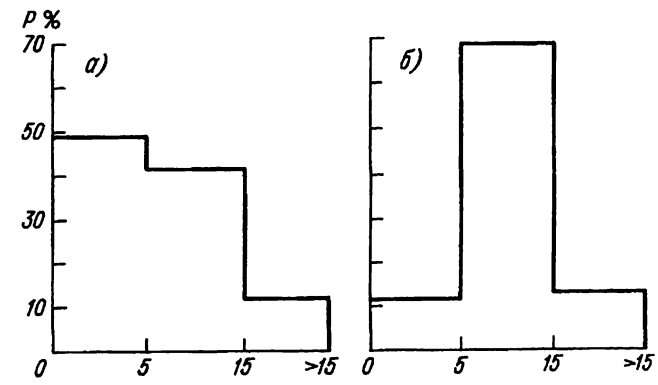


Рис. 39.4. Гистограмма годового распределения повторяемости скоростей ветра (м/с)
а — район I, *б* — район II

ет антициклоническое поле. Штормовые и «тихие» годы здесь идут не только в противофазе по отношению друг к другу (рис. 39.5), но и по отношению ко всей акватории моря. Наблюдается нисходящий и восходящий тренд в годовом ходе штилей. Сложный характер вдольбереговых ветров связан как с орографией береговой черты, так и с тем, что здесь осуществляется климатическая связь между Японским и Охотским морями. Вопрос о ветро-волновом режиме этой акватории нельзя решать без специальных экспедиционных исследований. Инструментальные наблюдения в этом районе отсутствуют, а визуальные прибрежные и судовые обладают недостаточной достоверностью. Поэтому ветро-волновой режим первого района в данной работе не рассматривался.

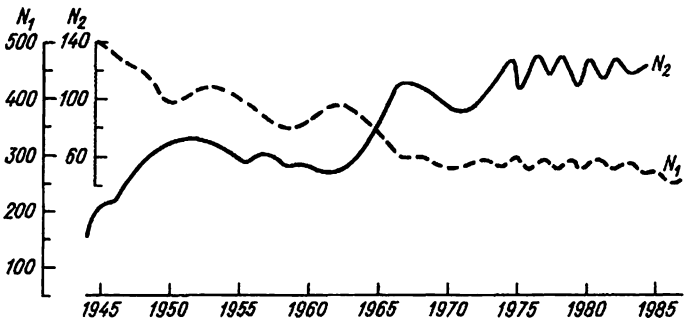


Рис. 39.5. Число штормов (N_1) и штилей (N_2) по наблюдениям за 03 и 15 ч мск (данные получены методом осреднения по скользящим пятилетиям). Район I

40. РЕЖИМ ВЕТРА И ВОЛН

Под режимом волнения понимается совокупность волновых условий на данной акватории за некоторый промежуток времени (обычно не меньше 10 лет). В данной работе режимные характеристики ветра и волн получены синоптическим методом по ранее составленным атласам [1—3]. Для этого вся акватория Японского моря поделена на восемь типовых по ветро-волновым условиям районов. Районирование выполнено на основе анализа архива синоптических карт (1938—1990 гг.), архива гидрометеорологических карт, составленных за 1970—1990 гг. в Гидрометцентре ПУГМС, и с учетом выполненных ранее типизаций. Положение типовых районов соответствует рис. 39.3, номера расчетных точек — рис. 40.1.

Для каждого типового района (за исключением района I) выполнены расчеты характеристик ветра и волн и проведена их статистическая обработка по методике ГОИНа [9] для четырех сезонов года. Район I из расчетов исключен в связи со специфическими условиями ветроволнового режима в Татарском проливе: наличия ледяного покрова, перепада глубин, сильных мысовых эффектов и ряда других, сопутствующих ветровому волнению факторов, требующих специальных исследований.

Результаты расчетов средних высот волн, периодов и скоростей ветра для районов II—VIII помещены в табл. 40.1.

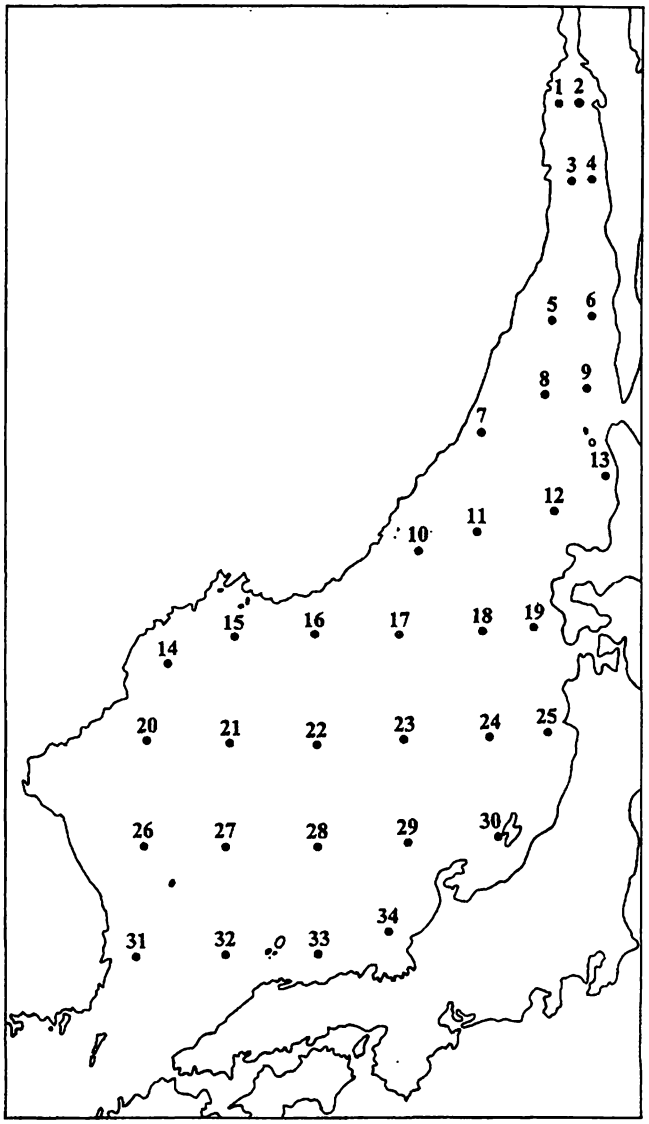


Рис. 40.1. Номера точек сеточной области для расчета средних высот волн по типовым полям ветра

Таблица 40.1

Значения средних высот ($\bar{h}$ м), периодов волн ($\bar{\tau}$ с) и скоростей ветра (V м/с)

Режимная обеспеченность, %	Зима			Весна			Лето			Осень		
	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$
Район II												
50	9	0,9	4,5	9	1,1	4,8	8	0,9	4	7	0,8	4,1
20	14	1,6	6,0	13	1,7	6,0	12	1,4	5,2	13	1,4	4,5
5	17	2,3	7,0	17	2,2	7,0	16	1,8	6,1	21	2,2	4,8
1	20	3,1	8,1	21	2,7	8,0	18	2,3	7,0	23	3,0	8,0
Западный шельф												
50	4	0,4	3,1	3	0,4	2,8	4	0,3	2,0	4	0,4	2,3
20	10	0,7	4,3	6	0,7	3,6	7	0,7	3,3	9	0,9	3,6
5	17	1,3	5,4	11	1,2	4,5	13	1,3	4,6	17	1,6	5,1
1	28	1,8	6,4	16	1,7	5,1	20	1,9	5,9	24	2,3	6,6
Восточный шельф												
50				3	0,3	2,2	4	0,2	1,8	7	0,5	2,4
20				7	0,5	3,0	9	0,6	3,0	12	1,0	3,8
5				11	0,9	3,9	16	1,1	4,3	17	1,7	5,1
1				16	1,3	4,7	18	1,7	5,4	22	2,4	5,2
Район III												
50	10	1,8	5	9	1,8	5	10	1,8	4,5	9	1,8	4,4
20	17	2,7	6,8	15	2,5	6,8	15	2,3	6,1	15	2,5	6,0
5	22	3,8	8,5	20	3,0	8,2	21	3,2	7,9	21	3,4	8,0
1	30	4,5	10	25	3,8	9,5	25	3,8	8,8	25	4,0	9,0
Западный шельф												
50	4	0,5	3,0	5	0,6	3,4	3	0,5	3,0	2	0,3	1,7
20	8	1,1	4,5	9	1,2	4,7	8	1,4	4,4	5	0,8	3,2
5	14	1,9	6,0	12	1,9	6,1	14	1,7	5,8	11	1,6	5,2
1	20	2,7	7,1	20	2,5	7,1	21	2,5	7,0	18	2,6	7,1
Восточный шельф												
50	5	0,4	2,8	6	0,5	2,8	5	0,3	2,2	6	0,6	2,8
20	9	0,8	4,1	10	1,0	4,2	9	0,7	3,4	11	1,1	4,2
5	14	1,4	5,3	15	1,7	5,6	14	1,1	4,8	16	1,7	5,8
1	19	2,1	6,3	20	2,5	6,7	18	2,0	5,9	20	2,3	6,8
Район IV												
50	11	0,5	5,5	10	0,4	4,9	7	0,6	4,4	8	0,7	4,5
20	15	1,1	6,8	12	0,6	6,1	11	1,0	5,9	12	1,8	5,8
5	21	1,5	8,0	17	1,2	7,1	16	1,8	7,1	17	2,2	7,1
1	26	3,0	8,9	19	1,8	8,1	19	2,3	8,5	22	3,5	7,8
Западный шельф												
50	3	0,3	2,4	5	0,5	3,5	2	0,4	2,6	2	0,3	2,4
20	7	0,8	4,0	9	1,1	4,6	7	0,9	4,1	7	0,6	3,7
5	13	1,6	4,6	15	1,7	5,7	13	1,6	5,6	13	1,5	5,2
1	21	2,6	7,0	20	2,4	6,6	20	2,4	7,0	21	2,5	6,6
Восточный шельф												
50	10	0,8	4,5	8	0,8	4,5	8	0,9	4,5	10	0,8	4,9
20	15	1,5	4,4	12	1,4	5,8	12	1,4	5,3	14	1,5	6,0
5	21	2,2	6,5	17	1,9	5,8	17	1,8	5,8	18	2,0	7,0
1	26	3,4	7,0	20	2,5	7,5	20	2,0	6,5	22	3,0	7,9
Район V												
50	8	1,5	4,9	9	1,1	4	8	1,0	4,8	8	0,8	4,2
20	13	1,8	6,3	14	1,6	5,5	12	1,6	5,9	14	1,5	5,8
5	16	2,1	8,0	18	2,0	7,0	17	2,2	6,9	21	2,3	7,0
1	25	3,6	8,6	21	2,3	7,1	19	2,7	7,9	26	3,3	8,1
Залив Петра Великого												
50	8	0,7	3,2	8	0,8	3,8	6	0,6	3,0	8	0,5	3,0
20	11	1,0	4,1	11	1,3	4,6	10	1,0	4,1	11	0,9	3,9
5	15	1,4	4,9	14	1,7	5,3	14	1,4	5,0	15	1,4	4,7
1	18	1,8	5,6	16	2,1	5,9	18	1,8	5,9	20	1,7	5,5

Окончание табл. 40.1

Режимная обеспеченность, %	Зима			Весна			Лето			Осень		
	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$	V	$\bar{h}$	$\bar{\tau}$
Район VI												
50	6	1,5	3,8	6	1,1	3,2	7	1,1	3,6	6	1,2	3,2
20	12	2,3	5,8	10	1,7	4,2	11	1,8	5,0	10	2,0	5,0
5	18	3,3	7,5	15	2,2	5,3	17	3,2	6,8	15	2,8	7,0
1	22	4,2	9,0	20	2,7	6,2	21	3,4	8,0	20	3,7	8,9
Район VII												
50	6	1,5	4	6	1,4	3,0	6	1,1	2,8	6	1,3	3,5
20	11	2,4	5,3	9	1,8	4,5	9	1,6	4,7	12	2,3	5,0
5	16	3,6	6,8	12	2,3	5,8	14	2,2	6,5	15	3,0	6,5
1	22	4,6	8,0	15	2,7	7,0	17	2,6	8,0	19	4,0	8,0
Район VIII												
50	8	1,4	3,5	6	0,5	2,4	6	0,4	2,5	8	1,2	3,3
20	17	2,2	5,2	10	10,9	4,2	9	0,8	4,0	14	2,0	5,0
5	19	3,0	6,9	14	1,4	6,0	12	1,3	5,3	20	2,7	6,5
1	23	3,8	8,2	17	1,9	7,5	15	1,8	6,4	26	3,5	8,0

Примечания. 1. Зима: декабрь—март, весна: апрель—май, лето: июнь—сентябрь, осень: октябрь—ноябрь. 2. Экстраполяция приведенных в таблице данных на малые значения обеспеченности не рекомендуется ввиду их малой достоверности.

41. ШТОРМОВОЕ ВОЛНЕНИЕ

Как было отмечено, направление ветровых потоков и волнения отражают характер муссонной циркуляции над Японским морем. Распределение скоростей ветра и высот волн в диапазоне 1—60 %-ной вероятности хорошо подтверждает этот факт.

41.1. Особо опасное волнение

К опасным и особо опасным относятся такие явления, которые представляют угрозу для народного хозяйства, относительно редко встречаются в данном географическом районе, необычны по размерам, интенсивности, срокам наблюдений, продолжительности и площади распространения [10]. Особо опасные явления (ООЯ) могут наносить ущерб народному хозяйству, населению, вызывать стихийные бедствия. Для всех морей особо опасным считается волнение, при котором высоты волн равны или превышают 8 м. В прогнозах сообщается высота наиболее крупных волн с обеспеченностью 5 %, которые будут наблюдаться за время действия прогноза [11].

С 1968 г. в региональных УГМС составляются ежегодные отчеты об особо опасных явлениях, в том числе о ветровом волнении. На основании этих отчетов, журналов регистрации особо опасного волнения, а также анализа архива гидрометеорологических и синоптических карт составлены хронологические таблицы штормов (табл. 41.1). За 22 года исследуемого периода (1969—1990 гг.) на акватории Японского моря наблюдалось 56 циклонов, вызвавших особо опасное волнение общей продолжительностью в 56 сут. Следует отметить, что в этот перечень вошли не все штормы, так как судовые донесения поступали не всегда.

Возникновение особо опасного волнения (ООВ) редко обусловлено выходом континентальных циклонов, которые обычно не обладают достаточной мощностью. Основная зона образования глубоких циклонов, выходящих на акваторию Японского

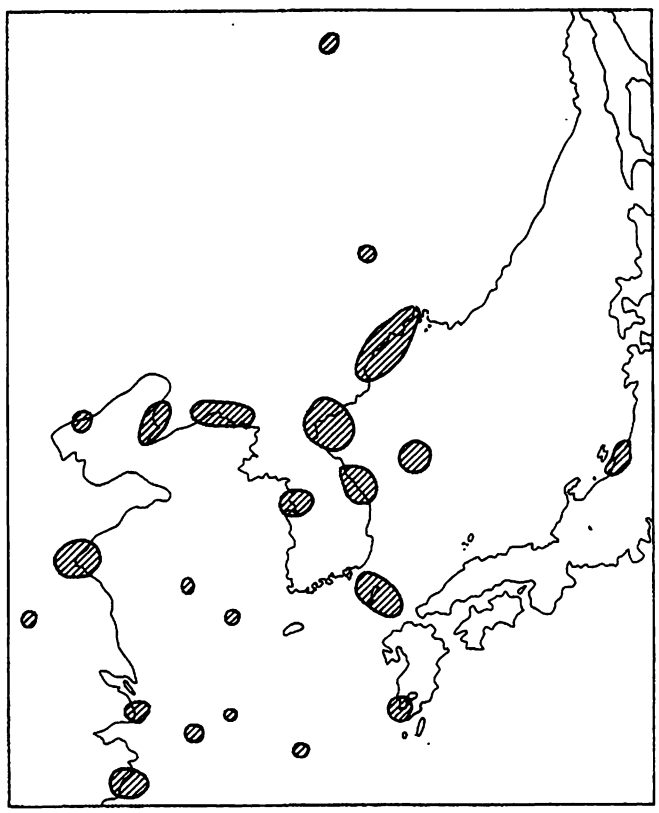


Рис. 41.1. Зоны зарождения циклонов, вызывающих особо опасное волнение

Таблица 41.1

Сведения о стихийном волнении (высота волн по судовым донесениям) на акватории Японского моря

Год	Начало явления		Окончание явления		Продолжительность, ч	Высота волн, м	Координаты или район моря	Характеристика ветра	
	число	ч (мск)	число	ч (мск)				скорость ветра, м/с	направление
1969	5.02	03	6.02	21	42	9,6	48° с. ш., 139° з. д.	25—30	ССЗ
1969	22.03	03	22.03	21	18	10,5	Центр, север	20—25	СЗ
1969	2.10	21	3.12	21	24	8,0	38° с. ш., 138° з. д.	20—25	З
1970	30.1	21	31.1	15	18	10,0	39—42° с. ш., 131—139° з. д.	30	СЗ
1970	6.03	21	7.03	03	6	8,0	40° с. ш., 134° з. д.	20	ССЗ
1970	16.03	09	17.03	21	36	11	Север, центр	40	СЗ
1970	11.11	03	12.11	03	24	10	44—47° с. ш., 136—140° з. д.	35	СЗ
1970	12.12	21	14.12	21	24	9,0	Юго-восток, центр	20—25	СЗ
1971	3.12	21	4.12	03	6	8,0	44° с. ш., 138° з. д.	20	СЗ
1971	26.02	03	27.02	18	39	8,0	38—42° с. ш., 134—135° з. д.		
1972	19.02	21	21.02	03	30	8,0	Север, центр	35	ССЗ
1972	27.02	03	29.02	03	48	9,0	42° с. ш., 134—135° з. д.	25—30	СВ
1972	31.03	21	2.04	03	30	8,5	Север, центр	20—25	С, СЗ
1972	17.09	03	19.09	00	45	10	Все море	20—25	З, С, СЗ
1972	22.11	03	22.11	18	15	8,0	Север, восток	25	В, СЗ
1972	27.11	21	28.11	21	24	8,0	Центр	15—20	СЗ
1973	24.03	03	24.03	21	18	8,0	43° с. ш., 137° з. д.	25	СЗ
1973	24.04	03	24.04	15	12	8,0	Центр	20—25	СЗ
1973	21.12	03	23.12	03	48	9,0	»	35	З
1974	1.04	03	2.04	21	42	8,0	Север, центр	25—35	СЗ
1974	21.04	09	22.04	09	24	7—8	»	20—25	ЮЗ
1974	22.10	21	23.10	15	18	9	»	30—35	СЗ
1974	18.11	21	19.11	15	18	8,5	Центр	22	СЗ
1974	25.12	21	26.12	03	6	8,0	Север, центр	25	С, СЗ
1975	9.01	15	11.01	03	36	7—8	38° с. ш., 135° з. д.	20—25	СЗ
1975	25.02	03	25.02	21	18	8,0	Центр, юг	25	С, СЗ
1976	13.09	09	14.09	15	30	8,0	43—46° с. ш., 136° з. д.	40	СВ
1976	28.10	21	29.10	15	18	8,0	Центр, юг	30	З
1978	01.01	21	02.01	03	6	9,0	»	20—25	С, СЗ
1978	22.01	03	22.01	15	12	9,0	»	25	СЗ
1978	01.03	03	01.03	12	9	9,0	34—44° с. ш., 139° з. д.	35	ССЗ
1979	10.01	15	11.01	12	21	9,0	41—42° с. ш., 136—139° з. д.	30	С, СЗ
1979	30.01	03	30.01	15	12	8,0	40° с. ш., 134° з. д.	22	С, СВ
1979	11.01	03	11.02	21	18	8,0	Север, центр	26	С, СЗ
1979	11.03	03	12.03	03	24	8,0	»	20	СЗ
1979	09.04	03	09.04	15	12	7—8	38° с. ш., 131° з. д.	22	ЮЗ
1980	31.01	03	02.02	03	48	7—9	42—48° с. ш., 139° з. д.	30	СЗ
1980	04.12	03	04.12	15	12	9,0	Юг, центр	20	С, СЗ
1980	12.12	15	15.12	09	66	8—9	Юг, восток	20	СЗ
1980	31.10	03	01.11	15	36	9,0	Все море	26	СЗ
1981	02.01	15	05.01	03	60	7—8	Юго-запад	25	С, СЗ
1981	26.02	09	26.02	21	12	10	Юг	25	СЗ
1981	15.03	03	17.03	21	66	11	Юго-восток	25	СЗ
1981	26.03	21	27.03	03	6	11	38—40° с. ш., 138—140° з. д.	25—30	СВ
1981	23.08	04	24.08	04	24	8	Центр	25	З, СЗ
1981	23.10	03	24.10	09	30	8—10	45—54° с. ш., 140° з. д.	35	ЗСЗ
1982	27.08	21	28.08	21	24	7—8	Юго-запад	30	В
1983	09.01	21	10.01	03	6	7—8	Центр	35	СЗ
1983	18.02	03	19.02	15	36	8,0	43° с. ш., 136° з. д.	25	СВ
1985	16.01	03	16.01	09	6	7—8	Центр	27	СЗ
1985	05.10	09	07.10	09	48	9,0	40—42° с. ш., 135—138° з. д.	25	С, СЗ
1988	24.01	03	25.01	15	42	9,0	Центр, юго-восток		
1988	03.02	03	04.02	15	36	10	Юг, центр		
1990	10.11	03	11.11	09	36	9—10	Центр		
1990	26.12	15	27.12	15	24	9	Юг		

моря, это Желтое, Восточно-Китайское моря и прилегающая часть Тихого океана (рис. 41.1). Особую трудность при прогнозировании волнения представляют местные циклоны, которые образуются на акватории Японского моря подобно мыльным пузырям — сразу несколько. Трудно предугадать, какое из этих барических образований разовьется, а какое затухнет. И тот и другой процесс развивается быстро. Иногда все центры сливаются в один. Чаще всего первая изобара на приземной карте прослеживается в прибрежной зоне. Не исключено, что ключ к зарождению циклонов следует искать именно в разности метеорологических и электромагнитных характеристик на стыке воздушных масс над сушей и водой.

Процесс развития ООВ возможен с августа по апрель включительно. В июле при выходе тайфунов волнение обычно не достигает опасных размеров. Генеральное направление смещения циклонов — западное и северо-западное. Наблюдается тенденция к смещению траектории в апреле к северо-запа-

Таблица 41.2

Повторяемость (P), средняя ($\bar{t}$) и максимальная (t_{max}) продолжительность ООВ

Характеристика	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
P %	19,6	16,1	16,1	7,1	—	—	—	3,5	3,5	9	9	16,1
$\bar{t}$ ч	26	30	19,5	22,5	—	—	—	24	37,5	30	21	26,2
t_{max} ч	60	42	66	42	—	—	—	24	45	48	24	66

ду, а в марте — к юго-востоку (рис. 41.2). В остальные месяцы траектории занимают промежуточное положение. Наблюдаемые случаи аномального смещения штормовых циклонов связаны с их блокированием областями давления, превышающего 1030—1040 гПа. Почти все циклоны, вызывающие ООВ, имеют точку поворота и резкого углубления в районе, заключенном между южной оконечностью о. Сахалин и Сангарским проливом. Каждый третий циклон, вызывающий ООВ, зарождается на акватории Японского моря, а каждый седьмой — в Корейском заливе, на стыке водной массы с прибрежной зоной полуострова. Средняя продолжительность особо опасного волнения составляет 24 ч, минимальная — 6 ч, максимальная — 66 ч. Максимальная высота волн по судовым донесениям (по данным за 1900—1985 гг.) — 16 м [15]. Как можно заключить из данных, приведенных в табл. 41.2, чаще всего ООВ наблюдаются в январе.

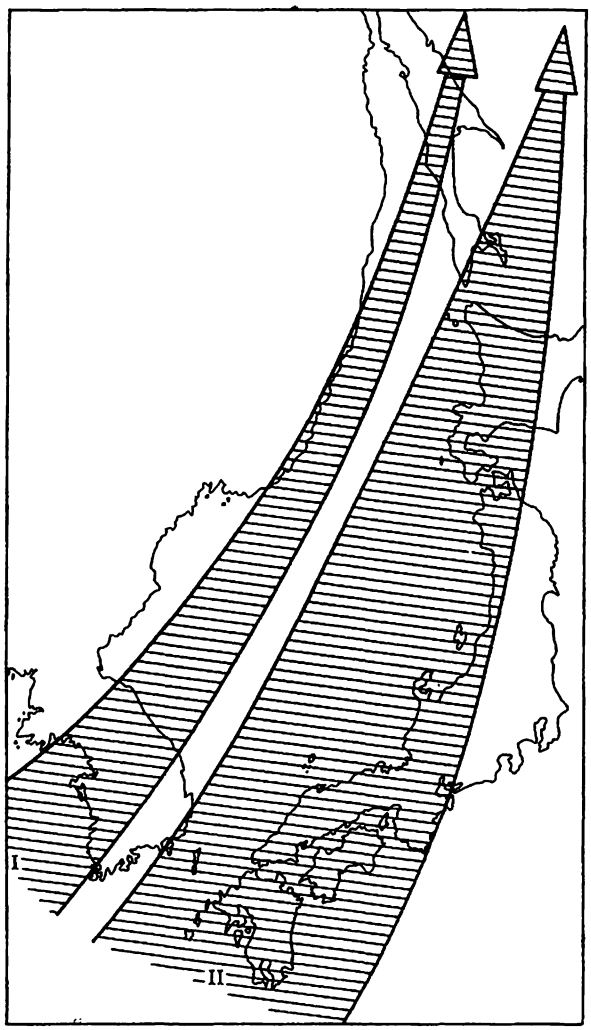


Рис. 41.2. Генеральное направление смещения штормовых циклонов в апреле (*1*) и марте (*2*)

Обычно особо опасное волнение развивается при выходе циклонов глубиной 980—990 гПа. Максимальная глубина циклона 960 гПа отмечалась 30 января 1970 г. Средняя скорость смещения составляет 30—40 км/ч, но, как правило, при углублении циклон замедляет движение, либо стационирует и в это время идет интенсивный рост волн. Скорость смещения циклонов зависит в большой степени от прилегающего к Японскому морю барического рельефа. Чаще всего в Татарском проливе располагается область высокого давления 1020—1025 гПа и штормовые циклоны выходят через южную оконечность о. Сахалин. Скорость смещения резко увеличивается, когда в тыл циклона движется антициклон. Так, в апреле 1974 г. особо опасное волнение развивалось при смещении циклона со скоростью 90 км/ч.

Градиент давления при особо опасном волнении в Японском море чаще всего достигает 8—10 гПа/°д. Минимальный градиент, при котором возможно ООВ, составляет 5—7 гПа/°д., но такие случаи редки. Обычно при таких градиентах область ООВ образуется на локальном участке акватории, когда неглубокий циклон стационирует в результате блокирования областью высокого давления; циклон как бы сплющивается, создавая узкую область интенсивного развития волнения с большими разгонами.

Выход в течение одного года на акваторию моря большого количества жестоких штормов не всегда совпадает с общим повышением штормовой активности. Например, хотя после 1969 г. штормовая активность по всей акватории моря была чуть ниже средней, но в это же время (1969—1977 гг.) число жестоких штормов было максимальным (рис. 41.3). Исходя из вышеизложенного и принимая во внимание сказанное о недостатках имеющихся атласов,

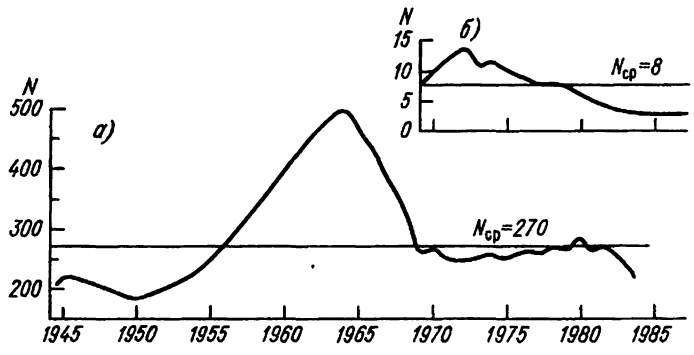


Рис. 41.3. Число случаев штормового ветра (*а*) и особо опасного волнения (*б*) с осреднением по скользящим пятилетиям по 4-срочным наблюдениям

для уточнения значений предельно возможных высот волн проведен анализ жестоких штормов за 1942—1990 гг.

41.2. Экстремальные расчетные характеристики волнения Японского моря

Волны экстремальных размеров формируются под влиянием двух типов метеорологической обстановки — муссонной атмосферной циркуляции и внетропических и тропических тайфунов (циклонов). Физические механизмы образования и перемещения тайфунов (зарождающихся не в Японском море) и размеры генерируемых ими волн отличаются от аналогичных характеристик внетропических циклонов и тем более штормов, возникающих в муссонах. Японские исследователи выделяют тайфуны в отдельную группу источников появления экстремальных волн. В качестве второй группы рассматриваются штормы, обусловленные муссонной циркуляцией (без выделения циклонических штормов) [21, 22].

Экстремальные характеристики волн (прежде всего их высота), возможные 1 раз в заданное число лет, в целом нарастают в направлении с юго-запада на северо-восток. Лучше всего изучен волновой климат в полосе вдоль западного побережья Японии и в юго-западном районе моря. На побережье расположены 10 прибрежных метеостанций, на которых измерения волн осуществляются с помощью акустических датчиков на глубине 20—50 м. На глубокой воде для измерения ветра, волн и других гидрометеорологических элементов применяется глубоководный океанографический дискообразный буй (№ 21002) (диаметр диска 10 м, масса буя 50 т, высота метеомачты 7 м [23]). Он был установлен в 1976 г., в настоящее время находится в точке с координатами 37° 55′ с. ш., 134° 32′ в. д., где глубина моря составляет 2675 м. Согласно данным [21], характерные высоты волн h_s ($h_s = 1{,}6\bar{h}$), возможные здесь 1 раз в 50 лет, при прохождении тайфунов равны 10,8 м, в муссонные сезоны (с учетом волн, порождаемых внетропическими циклонами) — 10,1 м. Соответствующие скорости ветра составляют 31,8 и 26,9 м/с (зарегистрированная за период измерений скорость ветра в тайфунах составила 31,8 м/с). Согласно расчетам, 1 раз в 5 лет значение h_s равно в тайфунах 7,7 м, в муссонах 9,1 м; средние высоты 4,8 и 5,7 м. Высоты волн в тайфунах при этой повторяемости меньше, чем в муссонах, по той причине, что изменчивость волн (описываемая многолетней функцией распределения) в первом случае выражена ярче. В муссонах же процессы более устойчивы по времени.

Для оценки вклада внетропических циклонов в формирование волнового климата были выполнены расчеты полей ветрового волнения в наиболее сильных штормах этой группы за 1943—1991 гг. Расчетами охвачено 128 штормов. Их продолжительность — от полусуток до нескольких суток. Временной промежуток между картами — 3 ч, что дает наиболее достоверную информацию о полях ветра. Применялась самосогласованная модель пограничного слоя атмосферы и ветрового волнения (INDAM) [8, 10, 19]. Размеры ячеек 1 × 1°.

Полученные для всех точек сетки высоты волн анализировались для северных районов моря при помощи вероятностной модели POT [18]. Результаты расчета средней высоты волн повторяемостью 1 раз в 5 лет, приведены на рис. 41.4. Эти высоты заметно меньше, чем полученные по данным волномерного буя для муссонного периода, так как при расчетах учитывались штормовые ситуации, реализующиеся только во внетропических циклонах. Сильное волнение, создаваемое муссонными ветрами, в расчет не принималось.

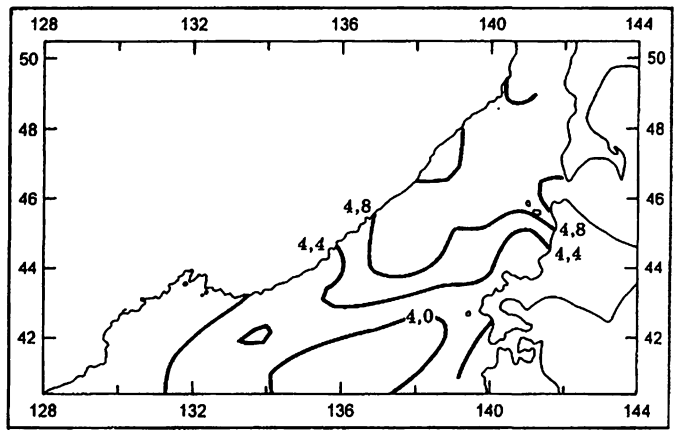


Рис. 41.4. Средние высоты волн, возможные 1 раз в 5 лет, в циклонах умеренных широт на севере Японского моря

Изменение высот волн с приближением к берегу иллюстрируется результатами измерений на взморье порта Вадзима (глубина около 50 м). Высота h_s, возможная 1 раз в 50 лет, составляет на этой глубине 7,1 м (без разделения на тайфуны и муссоны [24]). На глубокой воде, по данным волномерного буя, — в 1,5 раза выше.

41.3. Волнение в тайфунах

Тропические циклоны (ТЦ), или тайфуны, — явление для Японского моря довольно частое. Свое название тайфуны получили от японского словосочетания «тай-фу» — сильный ветер. Они выходят на Японское море в мае—октябре, но достаточной интенсивностью для развития штормового волнения могут обладать только в августе—октябре. Тайфуны обладают специфическими особенностями и при изучении барических образований выделяются в самостоятельную группу.

Тайфун — это глубокий циклонический вихрь большой интенсивности и малого диаметра, без фронтальной системы, значительно меньше циклонов умеренных широт. Средний диаметр интенсивного тайфуна составляет 300—400 км, диаметр глаза бури — 40—50 км. Для волн, образованных полем ветра тайфуна, характерно большое разнообразие высот, периодов и направлений распространения. В центральной области тайфуна возникает

интерференция различных систем волн. Наиболее опасные высоты волн, по мнению некоторых исследователей, образуются в правой по отношению к траектории движения тайфуна половине шторма, где направление ветра совпадает с направлением его перемещения.

В работе [5] приводятся подробные сведения о характеристиках тайфунов, выходящих на акваторию Японского моря. Один из наиболее мощных тайфунов «Phyllys» наблюдался в Японском море 12 сентября 1976 г. Рассчитанная в нем максимальная средняя высота волн составила 8,4 м, следовательно, предельно возможная в этом шторме — 25 м. Тайфун «Thad» прошел северный отрезок траектории между о. Сахалин и дальневосточным побережьем Татарского пролива 22 августа 1981 г. В этом тайфуне на подходе к Татарскому проливу наибольшее значение средней высоты волн составило 6 м, соответственно максимальная — 18 м [5]. В ГОИНе составлена карта траекторий смещения наиболее сильных ТЦ, вышедших за 1965—1984 гг. на акваторию Японского моря (рис. 41.5).

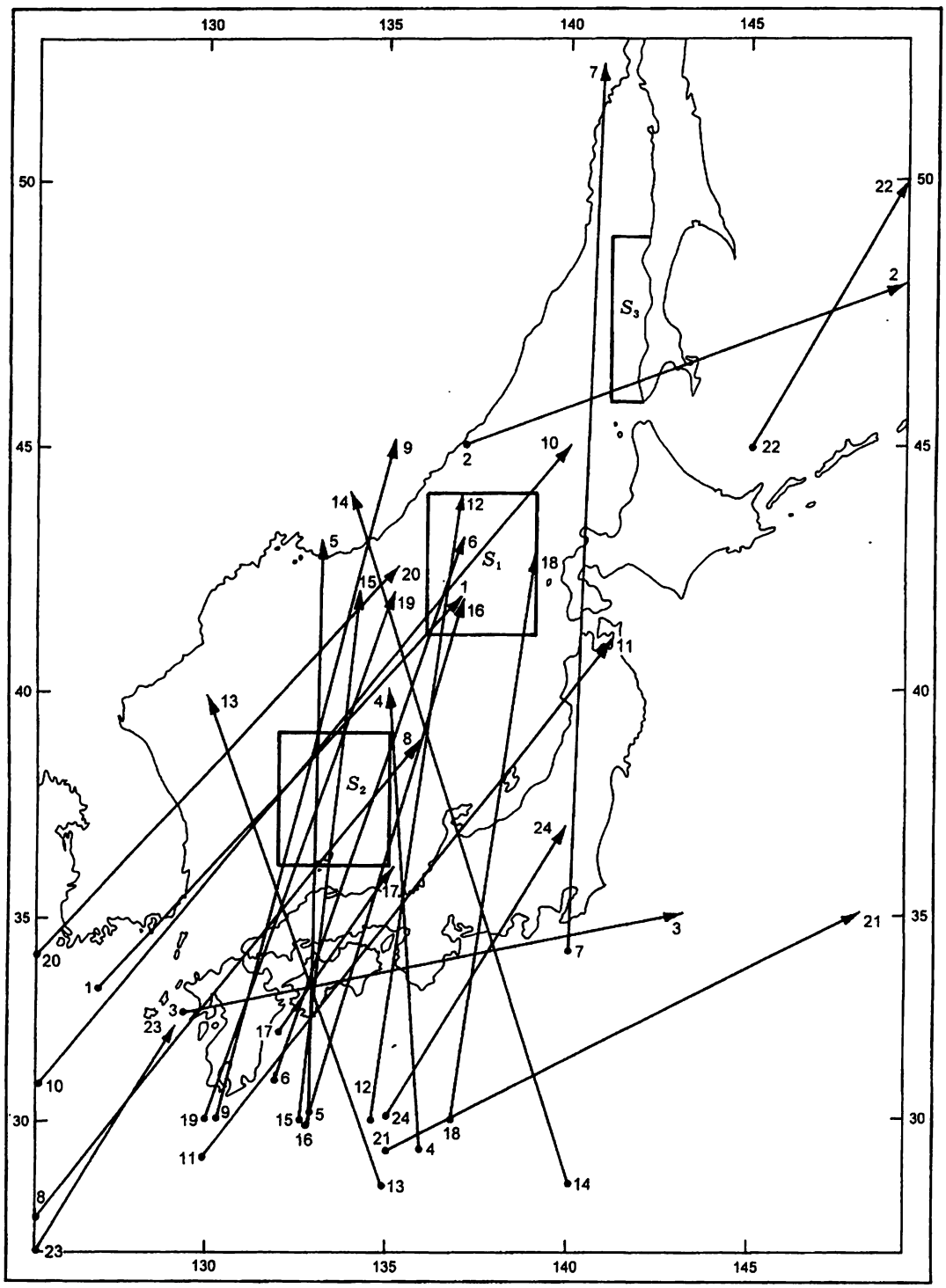


Рис. 41.5. Траектории наиболее сильных тайфунов, вышедших на Японское море в 1965—1984 гг.

В табл. 41.3 приведены характеристики наиболее глубоких тайфунов, вызвавших в Японском море штормовое волнение, за 1970—1990 гг.

На акваторию Японского моря 16 сентября в 21 ч мск 1959 г. через Корейский пролив вышел тайфун. Он оказался блокирован столь мощным антициклоном, что очень медленно, в течение 36 ч, смещался в северо-восточном направлении, имея практически все время давление в центре 975 гПа. Только в 15 ч мск 18 сентября, подойдя к Сангарскому проливу, тайфун начал заполняться. Наибольшая из расчетных средних высот волн составила 7,4 м, что позволяет говорить о максимально возможной высоте волны в 21 м.

Одна из крупных аварий, с большим количеством человеческих жертв, произошла в сентябре 1954 г. с пассажирским судном «Тойя-мару» (4337 рег. т), курсировавшим через Сангарский пролив на линии Аомори — Хакодате. Капитан судна, дождавшись, когда пройдет ураган, поспешил в рейс при слабом ветре и ясном закате солнца. Но это спокойствие было обманчивым — судно попало в глаз тайфуна и затонуло; 1719 человек погибли.

Некоторые результаты измерений на буе № 21002 приведены в табл. 41.4. Указаны экстремальные значения атмосферного давления, скорости ветра и характерных высот волн в тайфунах за 1979—1996 гг.

В заливах ветро-волновой режим может быть существенно иным, чем в прилегающей акватории из-за искажений, вызванных орографией. Различия ветро-волнового режима в проливах и в прилегаю-

Таблица 41.3

Каталог тропических циклонов Японского моря

Дата, название ТЦ	Место образования и заполнения		Давление в центре, гПа	Радиус 1-й изобары, ...° д.	Фоновое давление, гПа	Радиус изобары фонового давления, ...° д.	Максимальный градиент давления, гПа/...° д.	Максимальная скорость ветра в центре ТЦ, узлы	Направление, скорость смещения ТЦ, м/с
	° с. ш.	° в. д.							
1971, 4—6.VIII	30	130	935	2	1005	7	5	90	ССЗ, 6
Ту «Oliive»	42	134,5							
1971, 10—12.VIII	33	124	985	1	1005	4	5	45	ССВ, 14
Ту «Pol»	42	135							
1971, 28—30.VIII	27	132	955	1	1010	6	5	75	ССВ, 10
Ts б /н	33	131							
	36	140							
1972, 15—16.VII	32	132	985	0,5	1005	5	6	70	ССЗ, 10
Ту «Phyllys»	36	135							
1972, 15—18.VIII	22	126	910	1	1005	7	5	110	ЗСЗ, 10
Ту «Betti»									
1972, 16—19.IX	34	136	960	1	1010	5	5	80	ССВ, 25
Ту «Hellen»	43	139							
1972, 23—24.IX	28	141	935	1	1010	7	5	95	С, 17
Ту «Ida»	36,6	142							
1973, 14—18.VIII	25	132	970	0,5	1010	7	5	80	ССЗ, 10
Ts «Iris»	42	134							
1973, 10. IX	37	132	990	2,5	1015	20	5	35	—
Ts б /н	42	137							
1974, 30.VIII—3.IX	28	140	955	0,5	1005	7	5	80	ССЗ, 12
Ту «Polly»	44	134							
1975, 15—18.VIII	28	135	935	1	1010	1	6	100	ССЗ, 16
Ту «Phyllys»	40	130							
1975, 22—23.VIII	31	133	970	1,5	1005	5	5	70	ССВ, 8
Ts «Rita»	40	140							
1976, 12—14.IX	44	137	920	1,5	1010	10	2,5	110	ЗСЗ, 15
Ту «Fyau»	44	137							
1977, 23—24.VIII	26	124	990	2	1010	10	5	40	СВ, 12
Ts «Amy»	32	129							
1977, 16—20.X	27	144	975	2	1010	10	5	50—65	С, 13
Ts «Emma»	40	145							
1977, 10—11.IX	31	122	955	1,5	1010	8	5	80	ЗСЗ, 15
Ту «Baby»	31	120							
1978, 12—15.IX	26	123	980	2,5	1010	6	5	55	СВ, 6
Ts «Irma»	35	133							
1979, 16—18.VIII	30	124	955	3	1010	7	5	95—105	С, 12
Ту «Irving»	45	140							
1979, 29.IX—1.X	29	130	950	1,5	1010	7	5	70	ССВ, 6
Ts «Oven»	41	141							
1979, 18—19.X	25	128	945	1,5	1010	7	5	95—105	СВ, 5
Ts «Tip»	42	143							
1980, 10—12.IX	29	130	960	2	1010	7	5	70	С, 15
Ts «Orchid»	45	135							
1979, 12—14.X	26	126	925	2,5	1010	5	5	100	С, 10
Ту «Winny»	31	133							
1981,22—23.VIII	34	140	975	1	1005	10	5	65	ССВ, 9
Ту «Thad»	52	140							

Окончание табл. 41.3

Дата, название ТЦ	Место образования и заполнения		Давление в центре, гПа	Радиус 1-й изобары, ...° д.	Фоновое давление, гПа	Радиус изобары фонового давления, ...° д.	Максимальный градиент давления, гПа/...° д.	Максимальная скорость ветра в центре ТЦ, узлы	Направление, скорость смещения ТЦ, м/с
	° с. ш.	° в. д.							
1981, 31.VIII—4.IX	28	125	950	1,5	1010	7	5	80	ССЗ, 10
Ту «Agnes»	39	136							
1981, 30.IX—2.X	23	132	910	3	1010	8	2,5	129—145	ССВ, 9
Ту «Elsiie»	38	153							
1981, 21—23.X	24	129	955	3	1010	8	5	85—105	С, 10
Ту «Gay»	49	148							
1982, 1—2.VIII	29	136	960	1	1010	8	6	85—105	С, 16
Ts б/н	40	135							
1982, 25—28.VIII	27	130	945	2	1010	7	6	80	ССЗ, 6
Ts «Ellise»	43	133							
1982, 5—7.IX	35	141	970	2,5	1015	7	6	60	СВ, 25
Ts «Gordon»	35	141							
1982, 21—22.IX	45	137	990	3	1015	15	5	35	—
Ts б/н	50	160							
1982, 24—26.IX	31	132	970	2,5	1010	12	5	70	ССВ, 17
Ts б/н	43	137							
1983, 13—18.VIII	27	133	920	1,5	1005	15	6	100	ВСВ, 7
Ту «Abby»	30	135							
	37	140							
1983, 23.IX	19	132	885	1	1010	7	5	110	ЗСЗ, 12
Ту « Forest»									
1983, 28—29 IX	33	129	940	2,5	1010	7	5	85	СВ, 11
Ts , б/н	35	143							
1983, 10—12.X	29	135	980	1,5	1015	6	5	45	ССВ, 14
Ts « Ida»	35	148							
1984, 20—22.VIII	33	127	980	2	1005	8	5	45	10
Ts б /н	42	137							
1984, 26.IX	55	150	975	2,5	1015	15	5	50—60	10
Ts б/н									
1984, 4—9.X	45	145	975	1,5	1010	7	5	50	—
Ts б/н	50	150							
1984, 15—16.X	55	157	970	3,5	1015	4	17	5	
Ts б/н	63	160							
1985, 10.VIII	27	134	960	1	1005	12	—	76	СВ, 22
Ту «Kit»	39	130							
1985,31.VIII—1.IX	22	127	955	1,5	1010	15	—	74	ССВ, 25
Ту «Pat»	42	140							
1985, 5.X	16	130	955	1	1010	15	—	86	ССВ, 29
Ту «Brenda»	41	133							
1985, 28.VIII	19	129	975	0,5	1005	10		90	ССВ, 22
Ту «Vera»	38	128							
1987, 15—16.VII	16	141	975	0,5	1005	10	—	100	ССВ, 27
Ту «Thelma»	41	131							
1987, 31.VIII	11	144	960	0,5	1010	22	—	100	ССВ, 36
Ту «Dina»	41	136							
1987, 16—17.X	14	138	955	975	1	15	—	76	ССВ, 32
Ту «Kelly»	40	139							
1989, 24.VI	21	126	990	990	1	8	—	46	С, 32
Ту «Ellis»	37	133							
1989, 28.VII	16	138	980	2	1015	5	6	86	ССЗ, 15
Ту «Judy»	37	127							
1989, 6.VIII	21	151	985	2	1005	5	5	80	ССЗ, 22
Ту «Mac»	42	137							
1989, 27—28.VIII	26	125	980	1	1015	4	6	56	ССВ, 32
Ту «Roger»	46	145							
1990, 22.VIII	20	144	970	1	1010	9	10	76	С, 24
Ту «Zola»	41	137							
1990, 19—20.IX	18	140	970	2	1015	9	6	106	СВ, 16
Ту «Elo»	41	149							
1990, 8.X	17	146	980	1	1015	7	7	80	СВ, 22
Ту «Hattie»	35	138							
1991, 29—30.VII	14	132	955	1	1010	4	10	80	ССВ, 22
Ту «Caitlin»	41	135							
1991, 13—14.IX	19	136	980	2	1020	7	3—4	80	ССВ, 27
Ту «Kinna»	36	134							
1991, 12.X	19	137	965	1	1010	8	5	90	СВ, 6
Ту «Orchid»	43	152							

Примечание. Ту — тропический ураган, Ts — тропическая депрессия, б/н — без названия.

Таблица 41.4

Экстремальные значения атмосферного давления P, скорости ветра V и характерных высот волн h_s в тайфунах за 1979—1996 гг.

Станция	Дата (гмд / ч)	P гПа	Номер ТЦ	Дата (гмд / ч)	V м/с	Номер ТЦ	Дата (гмд / ч)	h_s м	Номер ТЦ
B21002	92 01 01 / 00	979		87 08 31 / 15	31,8	8712	80 10 26 / 15	10,7	
	91 09 27 / 21	979	9119	97 01 02 / 00	25,3		87 08 31 / 15	10,6	8712
	79 08 18 / 09	981	7910	83 12 23 / 06	25,2		80 00 13 / 10	8,8	
	84 08 22 / 03	982	8410	83 03 17 / 18	24,4		91 02 16 / 15	8,8	
	96 06 18 / 15	982		87 02 03 / 12	24,3		82 11 24 / 12	8,5	

Примечание. г — год, м — месяц, д — день месяца, ч — время.

щей акватории обусловлены в основном скоростями течений, которые в проливах намного выше.

41.4. Примеры особых условий развития ветровых волн

В качестве первого примера рассмотрим случай формирования поля волн в устойчивом ветровом потоке [26]. Именно такими идеализированными ситуациями иллюстрируются самые простые случаи развития волн в теоретических моделях, а в природе они наблюдаются редко. Этот природный эксперимент реализовался в сезон зимнего муссона над морем в феврале 1997 г.

Северо-западный ветровой поток охватил всю акваторию моря, некоторое искажение наблюдалось только в районе о. Сахалин. Однородным над морем было не только направление ветра, но и его модуль (15—18 м/с). был произведен расчет характерной высоты волны по модели установившегося волнения вдоль выбранного разгона. Его длина измерялась от подветренного берега (Приморья) вдоль соответствующих линий тока и составляла от 100 км на 45° с. ш. до 750 км на 37° с. ш. Характерные высоты волн при этом росли от 2 м в первой точке до 6 м во второй. Измерения с борта ИСЗ ERS-2 с помощью наносекундного альтиметра вдоль подспутникового следа совпали с рассчитанным по модели высотами, среднеквадратическая разность 0,3 м.

Второй пример иллюстрирует появление в Японском море так называемых необычных волн (freak waves), знакомых мореплавателям с библейских времен. Их также называют аномальными волнами, монстрами, волнами-убийцами. Под всеми этими терминами понимаются волны значительной высоты (12—20 м), которые отличаются необычной формой. Они имеют крутые передние склоны гребней и глубокие плоские ложбины, бегущие впереди гребня. На встречном курсе корабль неожиданно зарывается носовой частью в крутой гребень и весь удар приходится на палубные надстройки. Детальное описание таких волн приведено в [27—29]. В [28] описана такая волна по измерениям на глубине 43 м. На глубокой воде ее высота, вероятно, еще больше. Обычное отношение максимальной высоты волны к характерной не превышает 1,85, в рассматриваемом случае оно составило 2 (по литературным данным, наибольшее значение достигало 2,67).

42. ПОГРЕШНОСТИ ПРОГНОЗА ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА АКВАТОРИИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Среди явлений, составляющих общий комплекс гидрометеорологических параметров, по своей значимости для проектирования, эксплуатации судов и разработки нормативных документов, особенно важен прогноз ветра и ветрового волнения. Анализ погрешностей ветрового волнения на акватории Японского моря выполнен по 10-летнему архиву данных (1980—1989 гг.). В качестве исходных данных использованы ежедневные значения прогностических высот волн с суточной заблаговременностью и максимальные из наблюденных высот волн, выбранные из всех судовых донесений для каждого прогностического района, границы которых соответствуют рис. 38.1 *б*.

В настоящее время на дальневосточных морях (Японское, Охотское, Берингово) составляются преимущественно суточные прогнозы волнения по единой методике, разработанной в Гидрометцентре РФ [1]. Влияние на качество прогноза оказывает степень опытности прогнозистов и количество и качество исходной информации. Двух-пятисуточные прогнозы составляются только для северо-западной части Тихого океана. Для Японского, Охотского и Берингова морей эпизодически составляются спецпрогнозы с двухсуточной заблаговременностью. Суточный прогноз применяется как наиболее надежный, так как он лучше учитывает адаптивный процесс. Считается, что поле ветра адаптируется к

полю барики за 6—12 ч, а поле волн подстраивается к полю ветра примерно за такой же интервал. Отсюда вытекает наибольшая оправдываемость суточного прогноза.

Методика прогноза представлена простой и удобной номограммой [13], которая получена путем анализа более десяти методов расчетов волнения как отечественных, так и зарубежных. Прогностические градации, утвержденные Международной океанографической комиссией, являются стандартными и соответствуют принятым во всем мире. В пределах прогностических градаций доля близости прогностических высот волн к натурным данным при расчетах по разным методикам может варьировать [13].

В данной работе по имеющемуся ансамблю ежедневных синхронных прогностических и фактических значений высот волн рассчитаны средние квадратические отклонения разности этих величин и их стандарт по принятым в статистике формулам. Расчетные значения приведены в табл. 42.1 и 42.2. Расчеты выполнены для каждого из семи прогностических районов, границы которых соответствуют рис. 38.1 *б*.

При построении графика связи между фактическими и прогностическими высотами волн обнаруживается некоторая нелинейность. При этом для малых высот (менее 3 м) прогностические высоты волн оказываются заниженными, а в области больших высот (более 6 м) — завышенными. Для уточнения результатов прогноза была введена поправка, учитывающая эту нелинейность. Она имеет вид:

$$h_y = kh_p^{3/2},$$

где h_y — уточненная высота волн; h_p — рассчитанная высота волн; k — коэффициент, изменяющийся от 0,4 до 0,5 для различных судов погоды [7].

Согласно требованиям, предъявляемым к точности прогноза ветровых волн [11], допустимая погрешность принимается равной 30 % действительной высоты волн, наблюдавшихся в прогностическом районе. Полученные в данной работе значения соответствуют этому требованию. При этом, как показал анализ, прогностические значения высоты волн, как правило, превышают наблюденные в допустимых пределах при значениях выше 6 м (табл. 42.1). Прогностические значения высоты волн для Японского моря меньше наблюденных отмечаются только в интервале высот 0,5—1 м для районов 11 540, 11 460, 11 480, что соответствует прогностическим требованиям [2], так как допустимая погрешность не устанавливается для оценки прогнозов волн высотой до 1 м в открытых морских районах.

Таблица 42.1

Среднее значение разности (Δh) прогностического ($h_{п\,3\,\%}$) и фактического ($h_{ф\,3\,\%}$) значений высоты волн

Прогностический район	Градация высоты волн, м							
	0,5—1	1,5—2	2,5—3	3,5—4	4,5—5	5,5—6	> 6	6—8
Зал. Петра Великого	0,20	0,68	0,16	0,95	1,8			
Поворотный — Золотой	0,15	0,47	0,12	0,88	1,3			
11440	0,07	0,37	0,43	0,92	1,1		1,1	
11450	−0,4	0,3	0,4	0,9	1,1	0,5		
11460	−0,22	0,37	0,35	0,86	0,85	0,52	1,2	
11470	0,01		0,3		0,85	0,43	1,25	
11480	−0,26		0,35		0,79	(0,75)		(0,46)

Таблица 42.2

Среднее квадратическое отклонение разности ($\sigma_{\Delta h}$) прогностического ($h_{п\,3\,\%}$) и фактического ($h_{ф\,3\,\%}$) значений высот волн

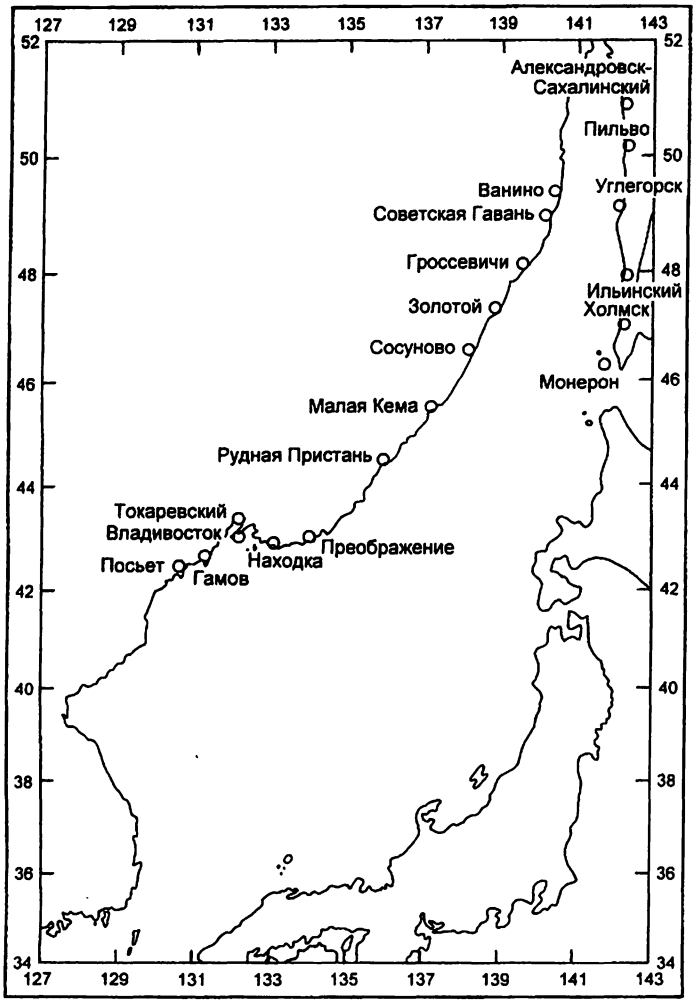
Прогностический район	Градация высоты волн, м							
	0,5—1	1,5—2	2,5—3	3,5—4	4,5—5	5,5—6	> 6	7—8
Зал. Петра Великого	0,36	0,42	0,43	0,51	0,52			
Поворотный — Золотой	0,12	0,21	0,23	0,36	0,75			
11440	0,43	0,53	0,61	0,76	0,97	1,1	(0,65)	
11450	0,54	0,53	0,58	0,78	0,85	0,96	(0,5)	
11460	0,47	0,52	0,58	0,75	0,87	(0,95)	(0,41)	
11470	0,42		0,58		0,87	0,74		0,93
11480	0,74		0,78		0,78	0,79		0,80

Примечание. Значения, приведенные в скобках рассчитаны по малому ряду данных.

43. ВЕТЕР И ВОЛНЫ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

43.1. Репрезентативность прибрежных наблюдений

В 1992—1994 гг. в ДВНИГМИ выполнена работа по оценке репрезентативности наблюдений за волнением на прибрежных ГМС ПУГМС. На всех ГМС ПУГМС (рис. 43.1) волнение в настоящее время наблюдается визуально. Анализ прибрежных наблюдений за все годы показал, что имеется устойчивая тенденция к занижению высот волн при визуальном наблюдению. На ГМС, где ранее наблюдение проводилось с помощью волномеров-перспектометров,



43.1. Схема расположения прибрежных ГМС Японского моря

высоты волн при одном и том же ветре были значительно выше, чем наблюденные визуально. Большинство ГМС расположены в изолированных бухтах и заливах и не отражают волновой режим прилегающей акватории моря.

На ГМС Посьет наблюдения за волнением ведутся с причала. Район наблюдения — бухта Посьет. Сектор свободного подхода волн — от северо-востока через юг до юго-запада. Глубина в районе наблюдения около 10 м.

ГМС Гамов расположена на берегу, на расстоянии 500 м до места наблюдения, глубина которого составляет 60—70 м. Район наблюдения — зал. Петра Великого. Сектор свободного подхода — от северо-северо-востока через восток до западо-юго-запада.

На ГМП Токаревский наблюдения проводятся либо с северной оконечности кошки м. Токаревский, либо у створного знака. Сектор свободного подхода волн — от юго-запада до северо-северо-востока через запад. Район наблюдения — Амурский залив. Глубина в районе наблюдения 8—10 м.

На ГМС Находка наблюдения за волнением ведутся с метеоплощадки, расположенной в 200 м от берега на высоте 32 м. Район наблюдений — бухта Находка. Сектор свободного подхода волн от северо-северо-востока до юго-запада через восток. Глубина в районе наблюдения 6 м.

На ГМС Рудная Пристань пункт наблюдения за волнением расположен в 60 м к юго-юго-западу от метеоплощадки. Сектор свободного подхода волн — от востоко-северо-востока до западо-юго-запада через юг. Волнение наблюдается на расстоянии 700 м от пункта наблюдения. Глубина в месте наблюдения 8 м.

На ГМС Малая Кема пункт наблюдений расположен в 1,5 км от метеостанции, на мысе высотой около 15 м. Сектор свободного подхода волн — от северо-северо-востока до юго-юго-запада через юг.

На ГМС Белкин пункт наблюдений за волнением находится на обрывистом берегу на высоте 18 м. Волнение определяется в 150 м от берега, глубина в месте наблюдений 8 м. Сектор свободного подхода волн — от северо-северо-востока до юго-юго-востока через восток. Район наблюдения — бухта с прилегающей частью акватории моря.

На ГМС Сосуново волнение наблюдается с обрывистого берега моря, находящегося на высоте 18 м. Волнение определяется в 150 м от берега, глубина в месте наблюдения 8 м. Сектор обзора — от северо-северо-востока до юго-юго-востока через восток. Район наблюдения — бухта с частью прилегающей акватории моря.

На ГМС Золотой пункт визуальных наблюдений за волнением находится в 220 м к северо-северо-востоку от метеоплощадки, на высоте 15 м над ур. м. Район наблюдения — Татарский пролив, сектор свободного подхода волн — от северо-северо-востока до юго-запада через восток.

Как показал анализ прибрежных наблюдений за волнением в зоне перечисленных ГМС, только некоторые из них могут считаться репрезентативными для прилегающей глубоководной акватории Японского моря, остальные ведут наблюдения за волнением на локальном мелководном участке.

Для зал. Петра Великого только наблюдения на ГМС Гамов могут считаться репрезентативными для направлений волнения от восточного до юго-западного. Наблюдения на ГМС Посьет можно распространять только на бухту Новгородскую, на ГМП Токаревский — на Амурский залив, на ГМС Находка — только на акваторию зал. Находка. Наблюдения на ГМС Рудная Пристань репрезентативны только для восточного направления волнения, в то время как на прилегающей акватории максимального развития (более 5 м) волнение может достигать при юго-западных ветрах, которые экранируются мысом Бринера.

ГМС Сосуново достаточно репрезентативна, но одно из наиболее волноопасных для прибрежной зоны направлений волн (ЮЗ) экранируется мысом Сосуново.

ГМС Золотой имеет достаточную степень открытости для наблюдения за волнением. Но все же и здесь опасное для прибрежной зоны юго-западное волнение экранируется изгибом прибрежной полосы.

43.2. Стихийное волнение в прибрежной зоне

«К стихийным гидрометеорологическим явлениям относятся такие, которые представляют опасность для народного хозяйства...» [12]. Для гидрометеорологических характеристик устанавливается пороговый уровень, достижение которого является сигналом для оповещения об СГЯ. Критические значения высоты волн, соответствующие СГЯ, устанавливаются сотрудниками ГМЦ региональных УГМС для акватории каждой станции. За критическую высоту наиболее крупных волн принимают округленную до 0,5 м среднюю из максимальных высот волн, полученную для данной ГМС из ряда наблюдений за 5—10 лет.

В настоящее время для высоты волн на прибрежных ГМС ПУГМС установлены следующие критерии СГЯ: Посьет, Владивосток, Находка — 1,5 м; Токаревский — 1,5 м; Рудная Пристань — 3 м; Белкин — 7,5 м; Золотой, Гамов, Сосуново — 4 м; Малая Кема — 6 м. В табл. 43.1 приведены сведения о СГЯ в прибрежной зоне Японского моря за период 1960—1990 гг.

Как видно из приведенных сведений, стихийное волнение в прибрежной зоне Японского моря — явление довольно частое. Существующая сеть ПУГМС недостаточна для наблюдения за волнением как для народнохозяйственного обслуживания, так и для изучения особенностей волнового режима. При хорошем прогнозе и точном следовании ему судно, находящееся в открытом море, может избежать опасности. А вот для побережья штормовые волны — большое зло. Размещение промышленных предприятий и военных объектов без учета волнового фактора может нанести непоправимый вред прибрежной полосе, ее экологии и биоресурсам. Вся прибрежная полоса Приморья относится к зоне повышенного риска по ветро-волновым условиям. Выходящие сюда глубокие циклоны и тайфуны могут генерировать практически в любой сезон года ветры со скоростями более 30 м/с, а высота волн может достигать 16 м.

Таблица 43.1

Сведения о стихийном волнении в прибрежной части Японского моря

Станция	Год	Начало явления		$h_{5\%}$	α	τ
		дата	срок (ч мск)			
Гамов	1968	20.08	09	4,5	В	4,7
	1972	10.08	03	4,8	ЮВ	8,1
	1972	15.09	09	4,0	В	6,7
	1972	04.10	09	4,0	ЮЗ	7,8
	1972	29.10	03	4,0	В	6,2
	1972	04.11	03	4,4	СВ	4,6
	1973	22.10	03	4,2	В	6,1
	1974	31.05	03	4,6	В	—
	1986	29.08	03	4,0	В	—
	1990	24.12	03	4,5	З	—
Токаревский	1979	18.08	03	2,0	С	
	1982	28.08	03	2,0	ЮВ	
Находка	1968	10.03	03	1,5	СЗ	
	1969	23.08	07	1,5	ЮВ	
	1969	27.09	09	2,0	С	
	1973	24.04	03	2,0	В	
	1982	28.08	03	1,5	ЮЗ	
	1983	29.04	03	1,5	Ю	

Окончание табл. 43.1

Станция	Год	Начало явления		$h_{5\%}$	α	τ
		дата	срок (ч мск)			
Рудная Пристань	1968	14.01	03	3,6	З	10,2
	1968	15.05	09	3,3	В	6,9
	1968	26.05	03	3,1	В	8,9
	1968	16.06	09	3,0	В	7,3
	1968	17.08	09	4,0	В	—
	1968	21.08	09	3,6	В	9,5
	1968	26.10	03	3,0	В	8,2
	1971	15.2	09	3,3	СЗ	9,3
	1971	27.09	03	3,3	СВ	9,9
	1972	18.09	03	5,1	З	12,6
	1973	25.03	03	3,3	Ю	7,5
	1974	01.06	03	3,0	В	10,1
	1974	22.06	09	3,2	ЮВ	8,9
	1974	15.09	03	3,5	ЮВ	11,5
	1976	14.09	03	4,5	СВ	7,1
Малая Кема	СГЯ не наблюдалось					
Белкин	1972	21.11	03	7,5	ЮВ	7,8
Сосуново	1974	01.06	03	7,5	ВСВ	7,7
	1968	11.11	03	5,1	СВ	7,5
	1969	26.09	03	4,0	СВ	7,3
	1969	09.10	03	4,6	СВ	7,5
	1970	09.02	03	4,0	СВ	7,3
	1970	16.08	03	4,3	СВ	7,3
	1970	18.09	03	5,0	СВ	8,8
	1971	28.05	03	4,2	СВ	6,9
	1971	05.06	03	4,4	СВ	6,9
	1971	07.08	03	4,5	С	7,7
	1972	17.09	09	4,6	С	8,1
	1972	22.10	03	4,8	ЗЮЗ	8,2
	1972	21.11	03	5,1	СВ	9,9
	1972	24.11	03	4,3	СВ	8,4
	1972	28.11	03	4,4	СВ	8,8
	1973	19.05	09	4,8	СВ	10,5
	1973	11.09	03	4,6	СВ	5,5
	1974	22.04	03	4,7	ЮВ	7,7
	1974	15.05	09	4,1	ЮВ	8,1
	1974	01.06	03	4,4	СВ	7,4
	1974	04.09	03	4,4	СВ	7,5
	1974	04.10	03	4,4	СВ	7,1
	1975	09.04	03	4,8	ЮВ	7,4
	1975	05.05	03	4,0	СВ	5,5
	1977	12.06	03	4,6	С	7,2
	1977	19.08	03	4,8	ЮВ	9,3
	1980	07.01	03	4,6	ЮВ	8,7
	1980	12.09	03	5,0	СВ	—
	1980	22.10	03	4,0	СВ	9,9
	1980	26.10	03	4,5	ЮВ	10,1
	1981	03.01	03	4,0	С	—
	1983	12.11	03	4,0	ССВ	—
	1984	10.09	03	5,0	СВ	—
	1984	23.08	03	4,5	СВ	—
	1984	18.09	03	4,5	В	—
Золотой	1973	11.09	09	4,0	СВ	7,9
	1973	22.12	03	4,0	СВ	9,9
	1974	22.04	03	5,9	ЮВ	—
	1974	01.06	03	5,4	СВ	8,0
	1974	02.06	03	4,3	СВ	6,4
	1974	23.10	09	4,9	СВ	9,0
	1976	27.12	03	4,5	СВ	—
	1980	22.10	03	6,0	СВ	6,3
	1980	13.11	03	4,1	ЮЗ	7,7
	1980	03.12	03	5,1	Ю	7,3
	1983	11.11	09	4,0	СВ	—
	1983	11.12	03	5,0	СВ	—
	1984	10.09	09	5,0	СВ	—
	1989	20.09	03	5,5	СВ	—
	1989	27.12	03	4,0	СВ	—
	1990	25.08	03	4,51	СВ	—
	1990	01.12	03	4,5	СВ	—

Примечание: $h_{5\%}$ — высота волны 5 %-ной обеспеченности, м; τ — период, с; α — направление распространения, румб.

При изучении штормового волнения наиболее пристальное внимание следует уделить зал. Петра Великого и особенно Уссурийскому заливу. Сильные прижимные ветры и связанные с ними штормовые волны в сочетании с мощными источниками загрязнения могут в скором времени сделать эту часть побережья непригодной для отдыха, несмотря на мощную промывку Приморским течением. Развивающаяся здесь ветровая зыбь с большой длиной волны при подходе к узким пальцевидным маленьким бухточкам создает при подходе к берегу огромный вал, что нередко является причиной гибели купающихся людей от удара о камни при его обрушении. А необычайная сила отката волн зыби может не выпустить на берег. Об этом свидетельствуют эпитафии на прибрежных скалах.

Прошедший непосредственно над зал. Петра Великого тайфун «Эллис» в августе 1982 г. повредил практически все причалы и портовые сооружения от бухты Лазурной до Славянки, в том числе и причалы Спортивной гавани. Высоты волн достигали 7,5 м, а продолжительность явления составила около 30 ч.

Большой опасности со стороны штормовых волн подвергается побережье на участке Находка — Рудная Пристань. На прилегающей к ГМС Рудная Пристань акватории 18 сентября 1972 г. была зафиксирована высота волны 5 м. Прибрежной зоне был нанесен колоссальный ущерб: разбита часть пирса комбината, размыт весь заготовленный песок, частично размыто береговое укрепление химкомбината. С пирса смыты многотонные (до 5 т) будки с насосами и компрессорами. А в ноябре этого же года было выброшено на мель судно Приморрыбпрома теплоход «Мария Мельникайте».

В настоящее время все наблюдения за волнами ведутся визуально в связи с тем, что старые волномеры-перспектометры пришли в негодность, а новые не выпускаются.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения и ветра Японского моря. Владивосток, Прим. УГМС. 1964. 153 с.
2. Атлас типовых полей ветра Японского моря. Владивосток, Прим. УГМС. 1979. 189 с.
3. Атлас типовых полей ветра шельфовой зоны о. Сахалин. Южно-Сахалинск, Ю-Сах. УГМС. 1979. 113 с.
4. Атлас опасных и особо опасных для мореплаванья и рыболовства гидрометеорологических явлений. Японское, Охотское и Берингово море. Л., ГУНиО МО. 1980. 251 с.
5. Воронин Л. М. Расчет характеристик ветра и волн в морях с тропическими циклонами // Тр. ГОИН. 1989. Вып. 188. С. 112—122.
6. Ветер и волны в океанах и морях / Под ред. И. Н. Давидана, Л. И. Лопатухина, В. А. Рожкова. Л.: Транспорт, 1974. 360 с.
7. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 256 с.
8. Кабатченко И. М., Матушевский Г. В., Резников М. В., Заславский М. М. Моделирование ветра и волн во вторичных термических циклонах на Черном море // Метеорология и гидрология. 2001. № 5. С. 61—71.
9. Методические указания. Расчет режима морского ветрового волнения // М., ГОИН. 1979. Вып. 42. 92 с.
10. Матушевский Г. В., Кабатченко И. М. Параметрическая интегральная модель ветрового волнения, согласованная со всесоюзным ветровым СНИПом // Морской гидрофизический журнал. 1989. № 1. С. 24—29.
11. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. 1982. С. 41.
12. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 307 с.
13. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 524 с.
14. Справочник по климату СССР. Вып. 26. Ч. 3. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 188 с.
15. Справочное пособие «Гидрометкарты». Японское море. Л., ГУНиО МО. 1989. 12 с.
17. Труды ДВНИГМИ. 1984. Вып. 35, № 8. Японское море. 449 с.
18. Petrauskas C., Aagaard P. Extrapolation of historical storm data for estimating design-wave heights // J. Soc. Petroleum Eng. 1971. Vol. 11, No. 1.
19. Zakharov V. E., Zaslavskii M. M., Kabatchenko I. M., Matushevskii G. V., Polnikov V. G. Conceptually new wind-wave model // The wind-driven air-sea interface electromagnetic and acoustic sensing, wave dynamics and turbulent fluxes. 1999. P. 159—164
20. Yamaguchi M., Ohfuki M., Hatada Y. Statistics of duration of waves and winds // Memoirs of the Faculty of Eng., Ehime Univ., XIII, Feb. 1994. P. 218—219.
21. Nonaka H., Yamaguchi M. et al. Estimation of extremes of sea-level pressure wind speed and wave height in the sea area around Japan based on the analysis of oceanographic buoy data // Ehime daigaky kogakuby kiyo. Met. Fac. Eng. Ehime Univ. 2000. Vol. 19.
22. Yamaguchi M., Hatada Y. Estimating area distribution of maximum wave height in the west region of the inner Japan sea by hindcasting // Ehime daigake kogakube kiyo. Met. Fac. Eng. Ehime Univ. 1987. Vol. 11.
23. Guide to moored buoys and other ocean data acquisition systems // Aut. Hamilton G., WMO. 1990. No. 750.
24. Yamaguchi M. et al. Statistics of duration of waves and winds // Ehime daigaky kogakuby kiyo. Met. Fac. Eng. Ehime Univ. 1994. Vol. 2.
25. Goda Y. A review on statistical interpretation of wave data // Rep. of Port and Harb. Res. Inst. (Japan), 1979. Vol. 18, No. 1.
26. Ebuchi N. Growth of wind waves with fetch in the sea of Japan under winter monsoon investigated waves using data from satellite altimeters and scatterometer // J. of Oceanography. 1999. Vol. 55, No. 5.
27. Faulkner D. Defining the ocean environment for the safe design and operation ships // Provision and Engineering./ Operational Application of Ocean wave Data. Rep. No. 42 of WMO/TD. 1998. No. 938.
28. Tomita H., Kawamura T. Statistical analysis and inference from the in-site data of the sea of Japan with reference to abnormal and for freak waves // Proc. of the 10th International Offshore and Polar Engineering Conf., Seattle, USA, May—June 2000.
28. Mori N., Yasuda T., Nakayama Sh. Statistical properties of freak waves observed in the sea of Japan // Proc. of the 10th International Offshore and Polar Engineering Conf., Seattle, USA, May—June 2000.

ЧАСТЬ IX. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ

44. ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Первое описание ледовых условий выполнено Л. И. Шренком [76] в 1869 г., оно касалось только Татарского пролива. В основу исследований были положены наблюдения на поверхности моря за температурой воды и льдом. Разрозненные материалы наблюдений дали возможность Шренку выявить только качественную зависимость распространения льда в проливе под влиянием преобладающих ветров. Он определил, что осенью, когда усиливаются северные и северо-западные ветры, кромка льда в проливе располагается в широтном направлении. Зимой ветры меняют свое направление на северо-восточное и восточное, в результате чего происходит переформирование ледяного массива и лед распространяется преимущественно вдоль материка, а ледовые условия у Сахалинского побережья становятся значительно легче. Имеются указания о том, что припай в проливе не имеет большого распространения и при сильных южных ветрах взламывается. Помимо этого в работе [76] рассматриваются условия замерзания, ледостава и вскрытия по всему северо-западному побережью Японского моря от м. Лазарева до зал. Посьет включительно.

По материалам Л. И. Шренка, записям М. Клыкова и отчетам Главного гидрографического управления [16] С. О. Макаров [32] составил таблицы дат вскрытия и замерзания для отдельных районов Японского моря за период с 1852 по 1885 г. Он определил, что начало замерзания происходит в среднем при понижении температуры морской воды до −1,8 °С (а в некоторых распресненных районах, как например зал. Де-Кастри, до −1,3 °С). Это позволило Макарову, используя некоторые наблюдения за температурой воды зимой в открытом море, обработать их поквадратно и получить карты изохрон замерзания льда в Татарском проливе. Поскольку в поверхностных слоях льда к концу зимы остается сравнительно небольшое количество рассола, то вскрытие льда происходит при температуре воды около 0 °С. Используя это положение, Макаров составил карту изохрон вскрытия льда на весенние месяцы (как и замерзания осенью). Эти результаты, хотя и полученные по косвенным данным, оказались близки к действительным изохронам появления и исчезновения льда для суровых зим.

Гидрографическое и гидрометеорологическое исследование прибрежных районов позволили К. Р. Де-Ливрону и М. Клыкову в 1907—1914 гг. составить лоцийное описание северо-западной части Восточного океана в четырех частях. В первой и второй частях в навигационных целях детально описано побережье Японского моря и указана продолжительность периода замерзания, вскрытия и наличия льда в отдельных бухтах.

Весьма интересные данные о льдах Японского моря собрал Н. Н. Алексеев [3], плававший на ледоколах «Давыдов» и «Добрыня Никитич» во льдах Татарского пролива. В работе [3] рассматривается дрейф льда и ледоколов в ледовых условиях Татарского пролива. Правда, Алексеев допускает ошибочный вывод о движении льда в проливе против часовой стрелки; он указывает, что у берегов Сахалина лед под действием течения Куросио дрейфует на север, а у побережья материка — на юг. В действительности движение льда в Татарском проливе в основном подвержено действию ветра и направлено на юг. Эффект течения не является превалирующим и может только уменьшать или увеличивать скорость дрейфа льда в зависимости от степени разнонаправленности векторов за счет ветра и течений. Впоследствии (1936 г.) Алексеев указывает на преобладающую роль ветра при движении льда в южном направлении по Татарскому проливу, вместе с тем у сахалинского побережья постоянные и приливные течения задерживают движение льда на юг. В этой работе рассматриваются особенности распределения льда в отдельных районах моря, а также обобщаются данные о толщине льда по прибрежным станциям на весь период ледостава. Интересно отметить выделение северо-восточного участка пролива вдоль западного берега Сахалина в особый район, где отмечаются частые сжатия и сильные торошения льда, препятствующие навигации при действии даже слабого северо-западного ветра. Анализ распределения температуры воздуха над Японским морем позволил Алексееву сделать весьма важный, на наш взгляд, вывод, остающийся до сих пор малоизвестным. Значительная неравномерность температурного поля северных и южных районов создает условия, когда происходит одновременное образование льда в северной части пролива и его таяние на юге в течение всего периода ледостава. Наши исследования полностью подтверждают выводы Алексеева.

В дальнейшем, до конца 1940-х годов, существенных исследований по ледовым условиям Японского моря не велось.

С развитием интенсивного судоходства возникла острая необходимость в получении систематизированных данных о льдах Японского моря. В 1940 г. А. М. Баталиным и Т. А. Боголюбовой составлен

ледовый атлас Японского и Охотского морей, при работе над которым наряду с береговыми наблюдениями привлекались рейсовые донесения с судов. Карты атласа построены в общем виде для среднего и максимального развития ледяного покрова на 1-е и 15-е число каждого месяца.

С 1937 г. на Дальнем Востоке начали составлять краткосрочные и долгосрочные ледовые прогнозы с использованием известных методов В. Ю. Визе, основанные на нахождении асинхронных связей сроков ледовых фаз с датами перехода температуры воздуха через 0 °С. Их оправдываемость обычно составляла около 50 %.

В период Великой Отечественной войны в Центральном институте прогнозов разрабатывались методы прогнозов ледовых фаз для дальневосточных морей. В результате анализа гидрометеорологических условий, влияющих на образование ледяного покрова, И. А. Бенашвили [8] приходит к выводу, что прогностические зависимости ледовых фаз следует искать с факторами, определяющими тепловой баланс моря. Главными из них являются: максимальное теплосодержание моря в рассматриваемом году, интенсивность расхода тепла через поверхность моря, характер атмосферной циркуляции в осенние месяцы, влияние местных орографических гидрометеорологических условий. Ввиду отсутствия необходимых данных, он предлагает заменить теплосодержание моря разностью температур воды летом по станциям Владивосток и Жонкиер, средней температурой воды или эффективным теплонакоплением за летний сезон по какой-либо станции. Интенсивность расхода тепла Бенашвили предлагает оценивать косвенным методом, например, по средним температурам воздуха в осенние месяцы на Евразийском континенте, скорости движения нулевой изотермы по разности дат перехода температуры воздуха через ноль на выбранных станциях (Якутск — Владивосток) или ходу среднего атмосферного давления в период предзимья (Верхоянск). В комплексное прогностическое уравнение входят не менее двух преобладающих факторов, один из которых характеризует атмосферные процессы (x), второй — теплосодержание моря (y). Основное прогностическое уравнение даты появления той или иной ледовой фазы (z) имеет вид:

$$z = Ax + By + C,$$

где A и B — коэффициенты пропорциональности и C — свободный член.

Ю. В. Истошин [21], как и И. А. Бенашвили [8], полагает, что на ледовый режим моря влияют время смены летнего муссона на зимний, устойчивость зимних муссонных ветров, термические свойства континентальных воздушных масс, термическое состояние водных масс. Первые три фактора оцениваются по дате установления северо-западного переноса воздушных масс, температуре воздуха в районе сибирского антициклона или датам перехода температуры воздуха через 0 °С. Термическое состояние водных масс (теплозапас) подсчитывается косвенным методом, предложенным Бенашвили, или путем подсчета средней температуры воды по стандартным гидрологическим разрезам. Истошин доказывает, что теплосодержание моря особой роли в наступлении ледовых фаз не играет. Корреляция дат появления льда с теплосодержанием Цусимского течения отрицательна. В этой связи Истошин приходит к выводу, высказанному ранее Н. Н. Алексеевым (1936 г.), что при увеличенном теплосодержании водных масс происходит более быстрая смена летнего муссона на зимний, результатом чего является интенсивный вынос холода с материка и раннее льдообразование. Общий вид прогностических уравнений аналогичен приведенному выше; исходными аргументами являются даты перехода температуры воздуха через ноль по некоторым выбранным станциям в районе Сибири и средняя температура гидрологического разреза через Корейский пролив в летний период.

Главный недостаток указанных работ состоит в том, что они основаны на коротких рядах наблюдений.

Разработкой прогностических зависимостей в области ледового режима в дальнейшем занимались Ю. В. Истошин и Н. И. Чалышева. В работе Истошина приводятся конкретные уравнения для прогноза сроков первого появления льда, появления плавучего льда сплоченностью 4 балла и более для проливов Татарского и Лаперуза при учете ранее указанных факторов. Высокие коэффициенты корреляции получены при выявлении синхронных связей (до 0,94), но прогностические асинхронные зависимости имеют коэффициенты корреляции значительно меньшие, а заблаговременность прогноза не превышает одного месяца. В статье Чалышевой обосновываются положения Истошина и доказывается, что изменчивость теплосодержания цусимских вод не дает резких колебаний ледовитости и может влиять только косвенным образом на нее посредством регулирования интенсивности Приморского течения. Основным фактором, воздействующим на ледовые процессы, является атмосферная циркуляция.

Р. А. Диесперовой в 1952 г. дан анализ прибрежных материалов наблюдений за льдом Японского моря. Она рассмотрела повторяемость основных ледовых фаз по береговым пунктам и предложила использовать типы суровости зим по отдельным элементам ледового режима. Эта работа явилась основой для дальнейшей разработки ледовых прогнозов Японского моря.

В. С. Назаров, В. Л. Цуриков и А. Н. Крындин в 1951 г. проанализировали развитие и разрушение ледяного покрова Японского моря, определили сте-

пень влияния на него ветра, волнения и течений применительно к важнейшим судоходным трассам. Использование данных о толщине, сплоченности и сжатиях во льду позволили показать, что условия плавания в северо-восточной части Татарского пролива значительно сложнее, чем в других районах Японского моря. В работе приводятся карты с границами средних и максимальных положений кромки плавучего и неподвижного льда, построенные по береговым и судовым наблюдениям. Некоторые неточности положения кромки плавучего льда объясняются отсутствием надежных материалов наблюдений по открытым районам моря. Недостаточно обоснован вывод авторов о том, что в западную акваторию прол. Лаперуза выносится лед из северной части Татарского пролива. По данным авиаразведки известно, что в западную часть прол. Лаперуза попадает лед Охотского моря, и только при очень большом распространении льда в Японском море он может соединяться с льдом, вынесенным из северных районов Татарского пролива.

Исследования ледовых процессов в 1950-х годах показали, что превалирующим фактором в развитии ледовитости является атмосферная циркуляция, без учета которой прогностические зависимости имеют низкую оправдываемость. Это дало толчок к изучению атмосферных явлений и нахождению типов синоптических процессов, выраженных в численных значениях. Интересны в этом отношении работы С. М. Простякова, в первой из которых рассматриваются типы синоптических процессов по районам восточной Азии. Он осветил изменчивость квазистационарных центров действия атмосферы и характер циклонической деятельности над континентом и океаном в различные сезоны. Им же определены сроки перехода и продолжительность летнего и зимнего муссонов в районе восточной Азии. Во второй работе дается анализ ледовых условий на дальневосточных морях в зависимости от атмосферных процессов. Простяков вводит понятие показателя экстремальности ледовых условий по характеристикам появления и замерзания, разрушения и очищения ото льда каждого из дальневосточных морей России. Значения этого показателя вычислены для ледовых сезонов за зимы с 1920-21 по 1949-50 г. Показатель экстремальности определяется как для отдельно взятого моря, так и алгебраическим сложением для всех трех морей. Характер атмосферной циркуляции устанавливается с помощью построенных карт отклонений от средней повторяемости циклонов в районе восточной части Азии и северной части Тихого океана. В результате анализа связи указанных факторов Простяков делает следующие выводы. В годы малоледовитые число дней с циклонами над северной половиной Азии, а также над северным и северо-западным районами азиатской территории бывшего СССР обычно больше, чем в суровые зимы. В малоледовитые зимы число дней с антициклонами над северо-востоком Азии осенью обычно больше, чем в суровые зимы. Чем больше число дней с антициклонами над континентом зимой, тем быстрее происходит вскрытие и очищение от льда в Японском и Охотском морях.

Простяков констатирует, что тесной связи показателя экстремальности и числа дней с циклонами и антициклонами для зимнего периода не наблюдается. Следует отметить, что полученные зависимости не могут быть использованы в прогностической практике, поскольку коэффициенты корреляции в среднем колеблются в пределах 0,5—0,6. Низкие корреляционные связи вполне понятны. Простяков анализировал синоптические материалы только по данным береговых станций, количество которых в районе было незначительным. Основную же роль в изменчивости развития ледовых процессов зимой играют движущиеся вдоль Японии и Курильских островов морские циклоны, насыщенные теплом.

Физически недостаточно обоснованными являются предлагаемые Простяковым общие показатели экстремальности для трех морей, определяемые алгебраическим сложением результатов, полученных для каждого моря в отдельности. Степень весомости площади каждого моря, занятой льдом, неодинакова. Вследствие этого алгебраическая сумма показателя экстремальности не может выразить интенсивность развития ледовых условий трех дальневосточных морей. Например, при очень большом распространении льда в Беринговом море, близком к норме в Охотском и малом в Японском морях, общий показатель экстремальности будет близок к своему среднему значению, а на самом деле общая площадь льда в дальневосточном бассейне только за счет ледовитости Берингова моря может быть выше нормы.

Примерно такие же коэффициенты корреляции получены Простяковым при нахождении связи между общим показателем экстремальности и показателем аномалии температуры воздуха за год (с июля по июнь), по-видимому, по тем же причинам.

Многие исследователи доказывали непосредственное влияние муссонной циркуляции на развитие ледовых процессов. Но впервые численно охарактеризовать интенсивность и продолжительность действия муссонов над акваторией того или иного района удалось Простякову, предложившему для этой цели подсчитывать число изобар, пересекающих береговую линию моря.

Характеристика муссонной циркуляции еще не может выразить особенности состояния атмосферы, связанной с циклоническим и антициклоническим типом циркуляции. Для анализа атмосферных процессов Б. П. Мультановский в 1933 г. предложил способ построения карт повторяемости циклонов и так называемых сборно-кинематических карт. Но и они не могли дать численных значений циркуляции атмосферы. В 1946 г. Н. А. Бе-

линский предложил особые условные индексы циклонической и антициклонической циркуляции, которые легко можно подсчитать для любого района земного шара, используя только приземные синоптические карты. На основе этого метода выполнено большое количество прогностических ледовых исследований для отдельных районов морей, имеющих инерционность развития ледовых процессов.

Для некоторых береговых станций Японского моря М. А. Радзиховская в 1952 г. составила зависимости сроков появления и исчезновения льда. Ледовые фазы ставились в зависимость от индекса Белинского, сумм отрицательных температур воздуха и повторяемости ветра. Впоследствии Я. А. Тютневым [74] разработаны прогностические зависимости для дат первого появления льда (9 пунктов) и замерзания (5 пунктов) у берегов Японского моря. Построенные карты аномалий переноса воздушных масс показали, что в годы с очень ранними сроками появления льда в период, предшествующий льдообразованию (с июля по декабрь), преобладает устойчивый перенос воздушных масс с континента на море. При позднем начале льдообразования летом и осенью преобладает противоположный перенос воздушных масс. Этот вывод хорошо согласуется с результатами Простякова, но у последнего такой четкой зависимости для Японского моря не прослеживается. Замеченная закономерность позволила Тютневу найти прогностические связи сроков начала льдообразования с заблаговременностью от 23 до 50 дней, опираясь только на вычисленные индексы циркуляции по Белинскому, рассчитанные для районов, окружающих Японское море.

Аналогичная работа о результатах разработки прогноза сроков вскрытия и очищения от льда в пяти пунктах у побережья Японского моря опубликована Тютневым [75]. Им установлено, что в случае ранних сроков очищения в предшествующий период преобладает перенос воздушных масс с южной составляющей вследствие более ранней смены направления муссона и поступления на море теплого воздуха. При позднем очищении смена направления муссонного потока задерживается.

Г. А. Столяровой выполнена работа по условиям ледовитости Татарского пролива, где на основе обобщения материалов наблюдений за ледяным покровом найдены средние многолетние характеристики ледовых фаз. Методом поквадратной обработки определены ледовитость, толщина, формы, сплоченность льда и их внутрисезонные и межгодовые отклонения. В результате этих исследований Столярова показала наличие тесной связи ледяного покрова Татарского пролива с термическими и динамическими особенностями атмосферной циркуляции. Наличие инерционности процессов, протекающих в северной части Японского моря, позволило ей разработать методику фоновых прогнозов ледовитости, используя аномалии индекса циркуляции по Белинскому и аномалии температуры воздуха в Татарском проливе в осенний период. Заблаговременность прогноза составляет около 3 мес. Кроме того, в работе Столяровой излагаются результаты расчета температуры воды и кромки льда в осенне-зимний период на основе вычисления потери тепла через поверхность и трансформации температуры воздуха в северной части моря. Температура деятельного слоя моря, а также положение кромки льда в основном определяются потерями тепла через поверхность моря, а внутриводная адвекция играет второстепенную роль. Ценность этой работы заключается в том, что в ней, наряду с береговыми наблюдениями, проведен анализ ледовых характеристик по судовым и авиационным данным.

В монографии по гидрологии и геологии Японского моря общие ледовые условия моря представлены А. Н. Крындиным [36]. Ледяной покров Японского моря иностранными учеными почти не исследовался. В статье Т. Тагути [102] в популярной форме излагаются ледовые условия всех дальневосточных морей. Существуют немецкий [86] и американский [88] ледовые атласы морей Северного полушария, где весьма ориентировочно и неточно даются припайные зоны и общее распределение льда. К. Кусуноки [31] составил исторический обзор изучения морского льда в Японии.

В 1992 г. Татарским проливом заинтересовались американские исследователи [90]. Основываясь на 3-летних материалах спутниковых наблюдений за льдом и приземных картах барики, они пытаются обосновать формирование в осенне-зимний период донных вод Японского моря. Правда, по экспедиционным исследованиям такая водная масса в море не выявляется. По нашему мнению, здесь формируются не донные, а глубинные воды моря.

45. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ

История исследований показывает, что о ледовых условиях Японского моря собран весьма обширный, хотя и разрозненный материал наблюдений. Все имеющиеся материалы о льдах можно распределить на три категории: береговые наблюдения, судовые наблюдения открытого моря и результаты ледовых авиационных разведок. В последние годы широко используется спутниковая информация, получаемая через сеть Интернет. Первые две категории наблюдений помещены в соответствующих справочниках; данные проанализированы Г. А. Столяровой в 1960 г. Результаты авиаразведок хранятся в архивах организаций, которые их выполняют.

Береговые наблюдения, в отличие от остальных, имеют большие ряды стационарных наблюдений и производятся синхронно с наблюдениями других гидрометстанций. Естественно, что с их помощью легче выявить конкретные закономерности ледовых процессов вблизи берегов, что является необходимым при строительстве портов и гидротехническом строительстве. Но длинные ряды прибрежных наблюдений не отражают общие закономерности развития ледяного покрова в открытом море, а также почти бесполезны для судоходства вдали от берегов. Судовые же наблюдения позволяют получить ледовые данные непосредственно в открытом море, что позволяет в какой-то мере определить общий характер распределения льдов в море, выявить наиболее удобные трассы судов во льдах при ледокольном и безледокольном плавании и найти общие закономерности движения льдов. К недостаткам судовых наблюдений следует отнести непостоянство наблюдений, небольшой район наблюдений, а также не всегда точное определение координат судна, если прокладка курса ведется по счислению при плохих метеоусловиях. Вместе с тем судовые и береговые наблюдения дают более верную характеристику физического состояния льда, чем авиационные.

Ежегодные ледовые авиационные разведки позволяют за короткие сроки определить общую площадь морей, занятую льдом, ее колебания во времени, выявить закономерности распределения различных видов льда, определить наиболее легкие пути движения судов во льдах и решить многие другие задачи. Использование специально оборудованных самолетов позволяет проводить полеты по намеченным схемам с высокой точностью. Основным недостатком авиаразведок является невозможность их выполнения в сложных метеорологических условиях, в связи с чем может нарушиться синхронность и систематичность наблюдений. С самолетов нельзя определить толщину льда, а зоны сжатия и направление дрейфа льда определяются крайне приближенно.

В настоящее время авиаледовые наблюдения прекращены. Их заменила спутниковая информация, которая имеет много преимуществ: большой обзор наблюдений, частая их повторяемость, высокая точность привязки и оперативность использования. К сожалению, спутниковые наблюдения не могут полностью заменить визуальные самолетные: не все элементы ледяного покрова определяются с необходимой точностью, дешифрирование снимков связано с индивидуальными особенностями специалиста.

В основу исследований ледовых условий Японского моря были положены материалы авиаразведок льда, выполнявшиеся в Татарском проливе и зал. Петра Великого с осени 1950 г. по весну 1992 г. Эти авианаблюдения выполнялись практически ежедекадно с декабря по апрель. Создан архив ежегодных авиаледовых альбомов карт, по которым определяется положение кромки льда и припая, сплоченность, возраст, формы, торосистость, заснеженность и разрушенность льда. В отдельных случаях на картах отмечаются разрежения и сжатия льда, направление трещин и разводий, направление дрейфа льда и его загрязненность. Число лет с авианаблюдениями представлено в табл. 45.1.

Сроки начала льдообразования и окончательного очищения определялись по данным морских гидрометстанций с момента их открытия по 1992 г. Для этих целей было привлечено 26 гидрометстанций. В последние годы для уточнения границ распространения льда вне пределов двух вышеуказанных акваторий использовались спутниковая информация и попутные судовые наблюдений.

Цифровые данные (сплоченность, торосистость, заснеженность, разрушенность, разреженность и загрязненность льда) обрабатывались поквадратно и относились к центрам квадратов. Размер квадрата для зал. Петра Великого принимался равным $10 \times 10'$, а для Татарского пролива $30 \times 30'$. Границы кромок льда, припая, различных видов и форм льда представлены в изолиниях вероятности: 0, 25, 50,75 и 100 %. Изолиния 50 % соответствует среднему многолетнему распределению в рассматриваемую декаду. Она выбрана в виде моды из искомого ряда наблюдений. Границы 25 и 75 % соответствуют квантилям данного ряда, а линии 0 и 100 % соответствуют максимальным и минимальным положениям границ определяемого параметра льда. Например, если на чистый бланк Японского моря нанести 41 границу распространения льда по числу лет наблюдений, то получится поле изолиний. В этом поле 21-я линия является модой и принимается равной вероятности встречи со льдом 50 %, отображая среднюю границу распространения льда. Соответственно 11-я и 31-я линии являются квантилями, а крайние, 1-я и 41-я, линии представляют собой вероятности встречи со льдом 0 и 100 %; они являются предельными экстремальными положениями кромки льда за рассматриваемый ряд лет. Изолиния вероятности встречи со льдом 0 % предупреждает о том, что в данную декаду южнее нее лед за 41 год не встречался, а изолиния 100 % указывает на то, что севернее нее лед наблюдался во все без исключения годы.

Таблица 45.1

Число лет с авианаблюдениями на акваториях Японского моря в период ледостава

	Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель			Май		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Зал. Петра Великого	0	2	9	26	28	27	25	31	31	27	30	30	32	32	30	17	3	0	0	0	0
Татарский пролив	10	22	30	37	37	41	41	40	41	41	39	41	42	42	42	40	35	29	6	2	1

Примечание. В головке таблицы 1, 2, 3 — декады.

В 1964-65 гг. Сахалинским УГМС в Татарском проливе были выполнены специализированные наблюдения над дрейфом льда с помощью ведомственных радиолокационных систем и пассивных отражателей [17—19]. Наблюдения состояли в следующем. На траверзе порта Ванино с судна на лед выставлялись два пассивных отражателя на металлических понтонах. За их дрейфом велось наблюдение с помощью наземных РЛС: производились ежечасные определения координат отражателей с точностью до 0,2 мили. При выходе отражателей на чистую воду их подбирало патрульное судно, входило в лед и устанавливало в прежнем районе. С помощью этих наблюдений определялось влияние приливов и течений на дрейф льда. Иногда льдины маркировались елками или металлическими бочками. Обобщенные результаты частично опубликованы в [78—85, 104—106].

46. РЕЖИМНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

46.1. Образование, развитие и разрушение льда

Образование ледяного покрова, его распределение, мощность, дрейф и другие элементы в различных районах моря зависят от орографии береговой линии, географического положения, гидрологических условий и метеорологической обстановки. Первое появление льда повсеместно наблюдается в вершинах бухт и заливов, закрытых от ветра и волнения и имеющих опресненный поверхностный слой воды. Основными районами льдообразования в Японском море являются заливов Петра Великого и Татарский пролив.

В зал. Петра Великого первое появление льда обычно наступает во второй декаде ноября вблизи устья р. Раздольная и в зал. Угловой. Декадой раньше начинается льдообразование на участке от м. Поворотный до м. Белкина в гавани Тихая Пристань (зал. Ольги). В Татарском проливе первое появление льда обычно наблюдается в начале ноября в вершинах заливов Советская Гавань, Де-Кастри и в проливе Невельского.

В теплую осень в зал. Петра Великого и Татарском проливе лед появляется лишь в конце ноября. Раннее льдообразование в Амурском заливе наступает в начале ноября, а в Татарском проливе во второй половине октября. Амплитуда начала устойчивого льдообразования в Японском море достигает 30 дней.

В начале декабря происходит интенсивное развитие ледяного покрова, причем в первую очередь льдом покрываются прибрежные мелководные участки. У берега ледяной покров неустойчив, под действием северо-западных ветров и волнения он выносится в море и разрушается. В декабре развитие ледяного покрова вдоль о. Сахалин происходит быстрее, чем вблизи материкового берега. Количество льда в северо-восточной части Татарского пролива в это время больше, чем в северо-западной и кромка льда здесь спускается на 10—30 миль южнее, чем у материка. К концу декабря количество льда в восточной и западной частях пролива выравнивается и после достижения кромкой льда параллели м. Сюркум направление кромки меняется: ее смещение на юг вдоль сахалинского берега замедляется, а вдоль материкового берега кромка уходит на юго-запад к м. Песчаный и далее. В первой декаде января лед заполняет всю северную часть Татарского пролива примерно до широты м. Ламанон.

Ледяной покров достигает наибольшего распространения в середине февраля. Но в годы с экстремально малой ледовитостью максимум распространения льда может наступить на месяц раньше. Повторяемость (число лет, %) наступления максимальной ледовитости следующая:

Месяц	Декабрь			Январь			Февраль			Март		
Декада	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Повторяемость, %	—	—	0	2	5	10	31	26	16	10	0	—

Как видим, максимальная ледовитость может наступить в период с первой декады января по первую декаду марта, но максимум повторяемости приходится на первую декаду февраля.

На рис. 46.1 представлена карта вероятности встречи со льдом в феврале, которая построена за период 1950—1992 гг. Вероятность встречи со льдом 50 % является средней границей распространения льда; 0 % соответствует наибольшему, а 100 % наименьшему распространению дрейфующего льда. Линии вероятности 25 и 75 % соответствуют положению кромки льда при сравнительно суровых и мягких зимах.

В зимы, близкие к норме, лед в феврале покрывает северную половину зал. Петра Великого, часть Татарского пролива примерно до 48° с. ш. и полосой в 15—40 миль окаймляет приморский берег вплоть до зал. Рында. В зимы с минимальной ледовитостью лед заполняет только вершину зал. Петра Великого, северную половину Татарского пролива и распространяется вдоль материка до мысов Золотой и Сосунова. В годы с максимумом ледовитости лед заполняет почти весь Татарский пролив, спускаясь у о. Хоккайдо до м. Камуи, блокирует побережье Приморья, смыкается с льдами, занимающими весь зал. Петра Великого и распространяется вдоль берега на юг в Восточно-Корейский залив вплоть до 39°с. ш.

Процессы разрушения льда в Японском море проявляются задолго до начала его весеннего таяния. Даже в середине зимы под действием конвективного теплообмена лед в прикромочной зоне бы-

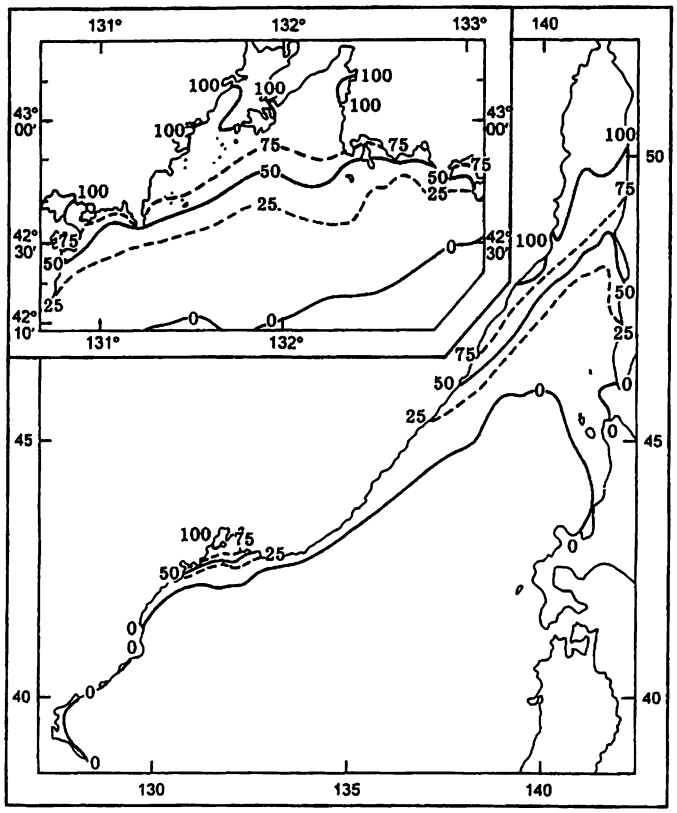


Рис. 46.1. Вероятность (%) встречи со льдом в феврале

стро разрушается. Бурное таяние льда обычно начинается в первой половине марта. Уже в середине марта от дрейфующего льда очищаются открытые районы зал. Петра Великого и все приморское побережье до м. Золотой, и лишь в вершинах Амурского, Уссурийского и ряда других глубоко вдающихся в сушу заливов и бухт сохраняется припай. В конце марта кромка льда в зал. Петра Великого разрывается, и лед встречается отдельными пятнами и полосами до середины апреля.

С середины марта кромка льда в Татарском проливе отступает на северо-запад. В первую очередь происходит очищение восточной части пролива у юго-западного побережья о. Сахалин. В начале апреля лед сохраняется в западной половине Татарского пролива, а в восточной — лишь севернее Александровска-Сахалинского. Раннее очищение Японского моря от льда наступает во второй декаде апреля, позднее — в конце мая—начале июня. Амплитуда сроков очищения моря от льда в зимы с разной ледовитостью достигает немногим более 1 мес.

46.2. Продолжительность ледового периода

Межгодовые различия в условиях образования, развития и разрушения ледяного покрова влияют на продолжительность ледового периода. Обычно его наибольшая продолжительность характерна для расположенных на севере Японского моря бухт, глубоко вдающихся в сушу. В табл. 46.1 приведены даты первого появления льда, очищения и средние продолжительности ледового периода для шести основных портов и порт-пунктов Японского моря. Как видно из таблицы, наибольшая продолжительность ледового периода наблюдается в пункте Де-Кастри, расположенном в одноименном заливе на севере моря. В южных пунктах этот период меньше на 50—60 сут.

По средним многолетним данным продолжительность периода со льдом в зал. Петра Великого составляет 130 сут, а в Татарском проливе — 190 сут. В зависимости от суровости зимы она может на месяц увеличиваться или уменьшаться по сравнению со средними многолетними сроками как по отдельным портам, так и по рассматриваемым акваториям.

46.3. Изменчивость ледовитости моря

Распределение средней и экстремальной ледовитости Японского моря представлено в табл. 46.2 и на рис. 46.2. Область от минимальной границы до нижнего пунктира соответствует малой ледовитости. Зона между верхней и нижней пунктирными линиями отображает умеренную ледовитость. Полоса между верхним пунктиром и границей максимальной ледовитости приходится на большую ледовитость. В течение холодного периода во все зимы более 90 % площади льда, образующегося в море, приходится на Татарский пролив, около 6 % — на зал. Петра Великого и еще меньше — на открытые прибрежные акватории Приморья от м. Поворотный до м. Белкина, Северной Кореи и Японии.

Таблица 46.1

Ледовые фазы и средняя продолжительность ледового периода в основных портах Японского моря

Порт	Ледовая фаза	Дата		Продолжительность, сут
		первого появления льда	очищения	
Посьет	Средняя	28.11	08.04	131
	Ранняя	17.11	29.03	
	Поздняя	13.12	22.04	
Владивосток (маяк Токаревский)	Средняя	03.12	10.04	128
	Ранняя	12.11	26.03	
	Поздняя	22.12	22.04	
Находка	Средняя	01.12	31.03	120
	Ранняя	16.11	14.03	
	Поздняя	28.12	16.04	
Ольга (гавань Тихая Пристань)	Средняя	08.11	21.04	164
	Ранняя	21.10	12.04	
	Поздняя	19.11	01.05	
Ванино	Средняя	04.12	15.04	132
	Ранняя	20.11	28.03	
	Поздняя	14.12	29.04	
Де-Кастри	Средняя	06.11	12.05	187
	Ранняя	21.10	08.04	
	Поздняя	01.12	06.06	

Таблица 46.2

Средняя и экстремальная ледовитость Японского моря, тыс. км²

Ледовитость	Октябрь			Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Минимальная					0,0	0,2	1,1	2,5	1,2	7,1	11,2	19,3	19,0	29,5	27,6
Средняя			0,0	0,8	2,5	3,3	7,4	26,9	29,7	40,9	48,3	54,1	57,4	57,8	56,0
Максимальная	0,0	0,2	1,7	3,2	13,6	17,0	28,9	42,8	55,9	87,7	77,2	84,6	108,9	91,2	89,7

Ледовитость	Март			Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Минимальная	23,6	24,3	10,5	3,7	0,6	0,0						
Средняя	53,7	48,0	37,7	22,2	9,6	3,7	0,5	0,1	0,0			
Максимальная	91,8	83,2	66,4	42,3	32,3	24,4	2,2	0,9	0,6	0,0		

Примечание. 1, 2, 3 — декады.

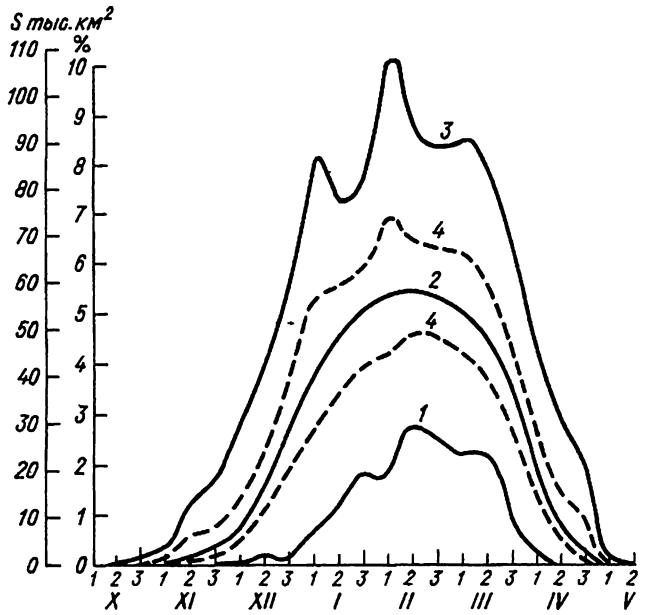


Рис. 46.2. Ледовитость Японского моря

1 — минимальная, *2* — средняя, *3* — максимальная, *4* — границы характерных зон ледовитости

Повторяемость максимумов ледовитости в Японском море — 73 % (см. раздел 46.1) — приходится на февраль. В это время льдом покрываются в среднем 52 % площади Татарского пролива и около 56 % площади зал. Петра Великого. Наибольшая ледовитость и самые сложные ледовые условия отмечаются в суровые зимы. Так, в Татарском проливе абсолютный максимум ледовитости, составивший почти 92 %, был зафиксирован в зиму 1984-85 г. В зал. Петра Великого в суровую зиму 1969-70 г. ледовитость достигала 95 % площади залива. За 100 % принята площадь Татарского пролива, равная 107,5 тыс. км², а зал. Петра Великого — 10,2 тыс. км².

Многолетний ход максимальной ледовитости показывает, что в отдельные периоды может существенно изменяться даже ее среднее значение. Так, с 1951 по 1962 г. оно составляло 78 тыс. км², а в последующие годы снизилось до 59,9 тыс. км² (рис. 46.3). В целом для Японского моря наибольшие колебания ледовитости приходятся на период наблюдений с 1983 по 1992 г. Экстремальные значения максимальной ледовитости, равные 108,9 и 29,5 тыс. км², наблюдались в феврале 1985 и 1991 гг. соответственно.

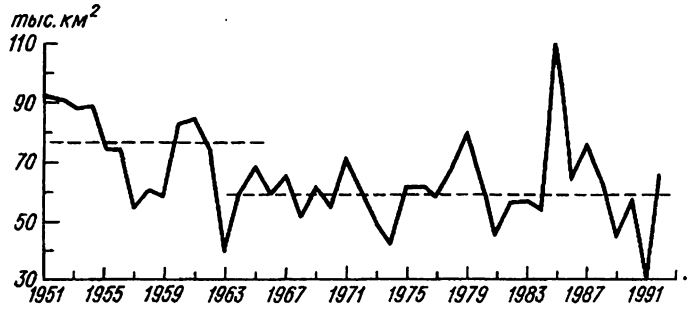


Рис. 46.3. Многолетний ход максимальной ледовитости в Японском море и ее средние значения по периодам

46.4. Сплоченность льда

Сплоченность льда определяется скоростью льдообразования, воздействием ветра и защищенностью моря от волнения. В районах интенсивного льдообразования сплоченность выше, чем в открытых районах Японского моря. Уже к середине декабря в зал. Посьет, а также в восточных и северных частях Амурского, Уссурийского заливов преобладают зоны льда со сплоченностью 7—9 баллов. В остальных районах зал. Петра Великого, за исключением некоторых небольших внутренних бухт, преобладает значительное количество чистой воды, редкий или разреженный лед. В бухтах и заливах побережья центрального Приморья, Кореи и Японии сплоченность льда не превышает 6 баллов, и только в бухте Преображения и гавани Тихая Пристань сплоченность льда может увеличиваться до 9—10 баллов. В Татарском проливе с середины ноября по январь преобладает сплоченный, а в феврале очень сплоченный лед, и лишь в узкой прикромочной полосе шириной 3—5 миль встречается разреженный лед.

В январе и феврале ледяной покров Японского моря по сплоченности разделяется на несколько зон. В зал. Петра Великого непосредственно у кромки наблюдается полоса редкого льда шириной около 5 миль. Севернее она переходит в зону преобладания разреженного льда, ширина которой около 10 миль.

Эта зона охватывает заливы Стрелок, Восток и Находка. Амурский и Уссурийский заливы в основном заполнены льдом сплоченностью 7—9 баллов. На участке вдоль побережья от м. Поворотный до бухты Рудная Пристань, у берегов Кореи и Японии преобладающая сплоченность льда не превышает 4—6 баллов, а севернее — до м. Белкина 7—8 баллов. Внутренние части заливов Ольги и Владимира в основном заполнены льдом сплоченностью 9—10 баллов.

Татарский пролив к северу от параллели 49° с. покрывается очень сплоченным льдом, а южнее, к кромке, сплоченный лед постепенно переходит в разреженный и редкий.

Сильные северо-западные ветры обусловливают образование прибрежных и заприпайных разрежений у западных берегов Амурского и Уссурийского заливов и у материкового берега в Татарском проливе. Здесь сплоченность льда временами уменьшается до 1—2 баллов, а иногда образуются обширные зоны чистой воды. В противоположность этому у наветренных берегов происходит накапливание льда. Это наблюдается в восточных районах Амурского и Уссурийского заливов и Татарского пролива, где почти ежегодно в январе и феврале можно встретить сплошной лед.

Весной в результате интенсивного таяния сплоченность льда быстро уменьшается. В середине марта сплоченный лед можно встретить только в северной половине Амурского, восточных районах Уссурийского заливов, бухтах и заливах побережья центрального Приморья и северной части Татарского пролива. Этому способствует увеличение повторяемости ветров южных румбов. За одну-две декады до окончательного очищения сплоченность льда повсеместно уменьшается до 1—3 баллов.

Для трех наиболее характерных районов на рис. 46.4 приведены графики повторяемости льда разной сплоченности. Из рисунка видно, что в Амурском (*а*) и Александровском (*в*) заливах зимой преобладает сплоченный лед. В бухте Рудная Пристань (*б*) наибольшую повторяемость имеет чистая вода, а если и встречается здесь лед, то его сплоченность не превышает 6 баллов, примерно аналогичное распределение сплоченности встречается у берегов Кореи и о. Хоккайдо. На рис. 46.5 приведена карта повторяемости сплоченности льда более 6 баллов в феврале.

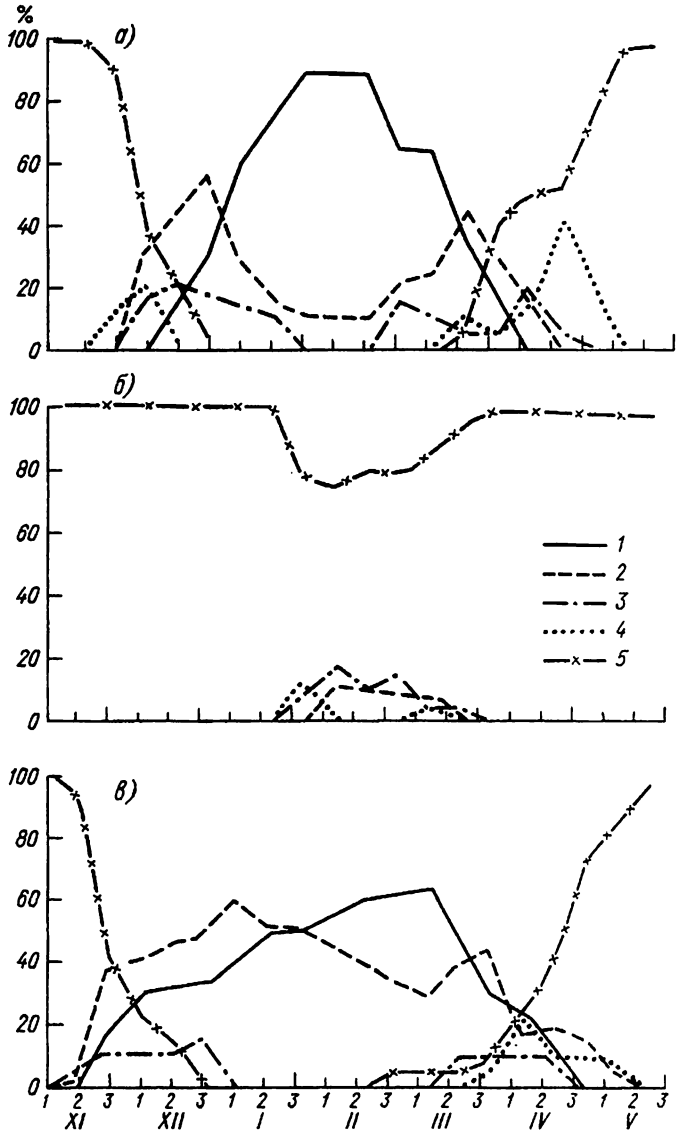


Рис. 46.4. Повторяемость (%) преобладающей сплоченности льда в трех характерных районах Японского моря: *а* — Амурский залив, *б* — бухта Рудная Пристань, *в* — Александровский залив

1—10 баллов, *2* — от 7 до 9 баллов, *3* — от 4 до 6 баллов, *4* — от 1 до 3 баллов, *5* - 0 (чистая вода)

46.5. Возрастные виды льда

Ледяной покров Японского моря имеет разнообразный возрастной состав. Повсеместно первое появление льда характеризуется образованием ледяных игл, сала, шуги и ниласа. Под влиянием низких температур воздуха начальные виды льда смерзаются и образуют блинчатый лед, светлый нилас, переходящий в серый лед.

В вершине Амурского залива серый лед появляется в конце ноября, а в первой декаде декабря он переходит в стадию серо-белого толщиной 15—30 см. Раньше всего серо-белый лед появляется у западного берега п-ова Муравьев-Амурский и в бухтах, примыкающих к п-ову Песчаный. Вторая половина декабря характеризуется быстрым увеличением количества серо-белого льда в Амурском заливе и его появлением в восточной части Уссурийского залива. В январе встреча с серо-белым льдом возможна почти везде, где отмечается наличие льда, а в северных районах зал. Петра Великого на границе с припаем и в закрытых бухтах появляется тонкий однолетний лед.

В открытых и полуоткрытых районах приморского побережья на участках между мысами Поворотный и Белкина в течение всей зимы встречаются только начальные виды льда. От м. Белкина до м. Золотой также преобладают начальные виды льда, но здесь в отдельные годы возможна встреча с молодым или однолетним льдом, дрейфующим из Татарского пролива. В бухте Преображения, север-

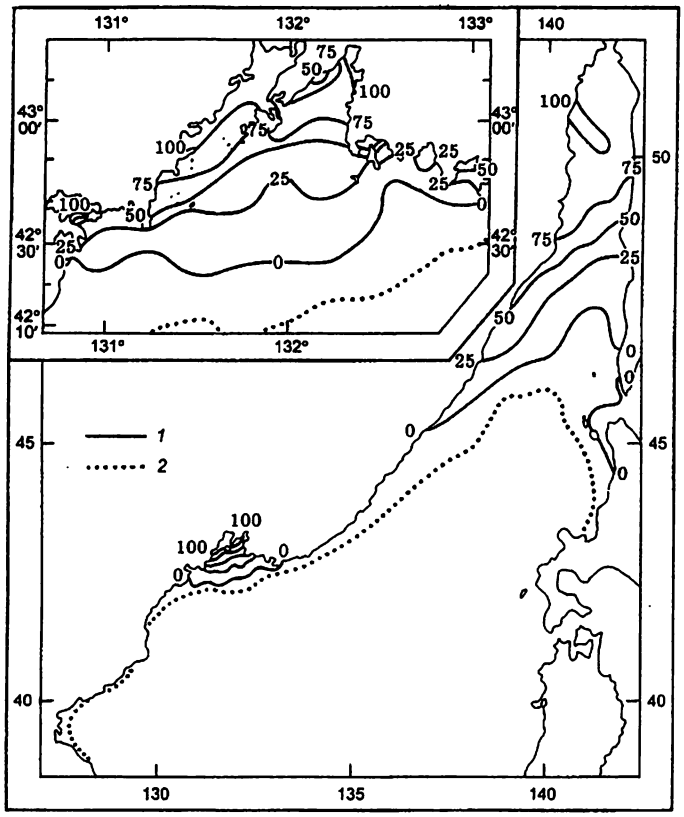


Рис. 46.5. Повторяемость (%) сплоченности льда более 6 баллов в феврале

1 — изолинии повторяемости, *2* — граница наибольшего распространения льда

ных частях заливов Ольги и Владимира начальные виды льда преобладают только до января, а в дальнейшем увеличивается повторяемость серо-белого и тонкого однолетнего льда.

У берегов Кореи и о. Хоккайдо также преобладают начальные виды льда и лишь иногда из северных районов сюда могут быть принесены более старые льды.

В Татарском проливе серый и серо-белый лед появляется в конце ноября в районе прол. Невельского. Заполнение серо-белым льдом происходит с северо-востока из районов, прилегающих к о. Сахалин. Непосредственно у западного берега Татарского пролива серо-белый лед появляется только в январе.

Низкие температуры воздуха обусловливают образование однолетнего льда в феврале на большей части акваторий зал. Петра Великого и Татарского пролива. Но если в зал. Петра Великого повторяемость однолетнего льда не превышает 25%, а толщина до момента весеннего разрушения припая редко превосходит 40 см, то в Татарском проливе ледовая обстановка значительно усложняется.

Источником появления однолетнего льда является северо-восточная часть Татарского пролива, особенно район Александровского залива, в пределах которого в течение зимы сохраняется наиболее тяжелая ледовая обстановка. Зона с однолетним — белым — льдом в Александровском заливе формируется в конце января—начале февраля, затем постепенно выходит за его пределы и к третьей декаде февраля охватывает почти всю северо-восточную и северную часть Татарского пролива до м. Сюркум. Исключение представляет район, прилегающий к зал. Чихачева, где преобладает молодой лед. В суровые зимы однолетний лед у м. Сюркум появляется уже в середине января, а в мягкие — лишь во второй половине марта. Однолетний лед в Александровском заливе преимущественно динамического происхождения. Под действием прижимного северо-западного ветра молодой лед перетирается, наслаивается и спрессовывается, а низкие температуры способствуют его смерзанию и превращению в однолетний лед толщиной более 100 см.

Несмотря на низкие температуры воздуха, средняя толщина дрейфующего льда в открытых районах Татарского пролива составляет около 40 см, она редко превышает 60—80 см, в связи с тем что ледяной покров, под воздействием преобладающих ветров северных румбов постоянно выносится в южные районы и быстро разрушается.

Различным по ледовитости зимам соответствует неодинаковое распределение возрастных зон льда. Так, в мягкие и малоледовитые зимы более тяжелый лед скапливается у западного и юго-западного берега Татарского пролива, а в зимы, близкие к норме, он концентрируется вдоль сахалинского берега. Суровым и ледовитым зимам соответствует широтное распределение возрастных зон льда: от прол. Невельского молодой лед постепенно переходит в более старый, и только вблизи кромки льда повторяемость молодого льда вновь увеличивается.

Весеннее таяние в Японском море способствует исчезновению молодого и увеличению количества более старого льда. Уже в марте в зал. Петра Великого повсеместно встречается тонкий однолетний лед, повторяемость которого в среднем достигает 40 %, а в апреле преобладает этот лед. В Амурском заливе встречается тяжелый лед толщиной до 100 см, причем в восточной части залива повторяемость более старого льда на 10—20 % выше, чем в западной. В Татарском проливе до апреля преобладающим остается серо-белый лед. Но в марте характерным в распределении ледяного покрова являются блокирование однолетним льдом зал. Советская Гавань и одновременное очищение северной части Татарского пролива. В конце апреля—мае в проливе остается только однолетний лед, образующийся в основном из разрушающегося припая. Толщина некоторых ровных льдин при этом может достигать 200 см. Но вблизи мысов создаются зоны набивного льда, смерзшегося с берегом. При отрыве такого льда от берега могут образоваться отдельные торосистые льдины, толщина которых превышает 400 см. Они иногда наблюдаются в зал. Александровском и на участке между мысами Сюркум и Красный Партизан.

По аналогии со сплоченностью льда, на рис. 46.6 приведена повторяемость возрастных видов льда по трем районам Японского моря. Как видно, в Амурском заливе (*а*) до января преобладающими являются начальные виды льда, затем в январе—февра-

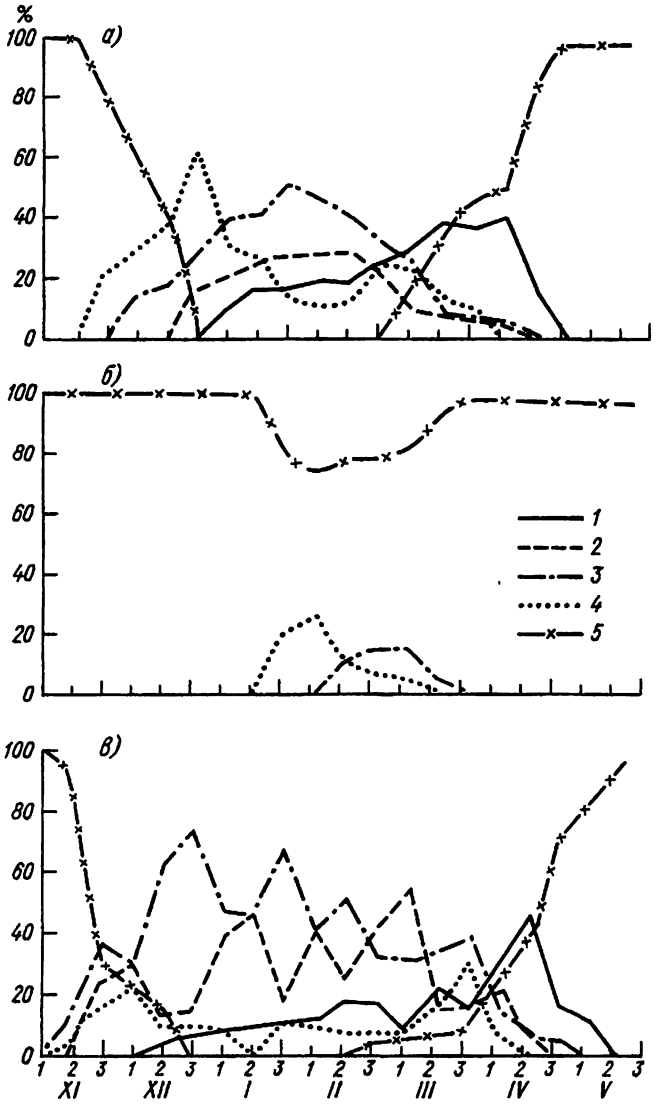


Рис. 46.6. Повторяемость (%) преобладающего возраста льда
1 — белый лед, *2* — серо-белый, *3* — серый, *4* — начальные виды, *5* — чистая вода; *а*—*в* см. рис. 46.4

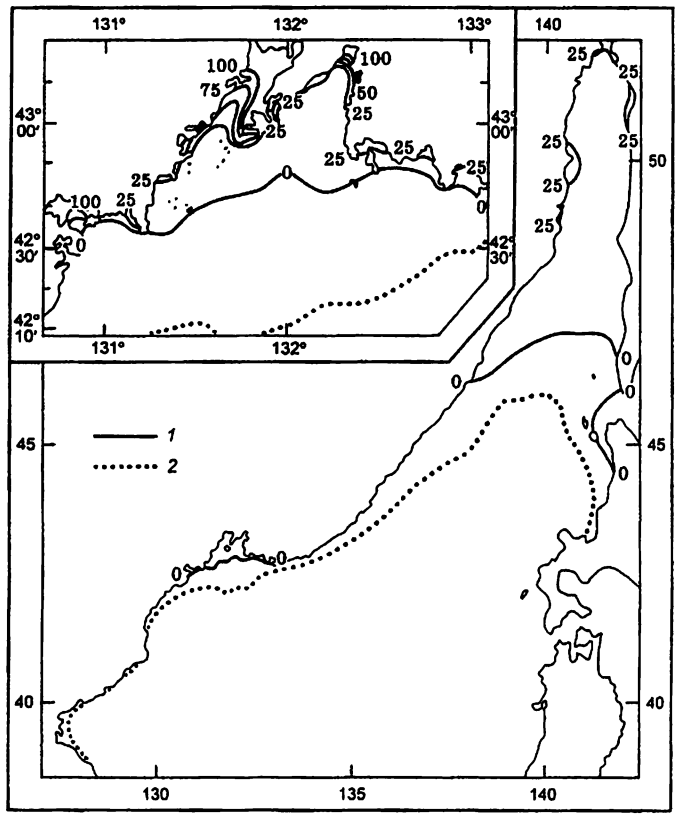


Рис. 46.7. Повторяемость (%) однолетнего льда
1 — изолинии повторяемости, *2* — граница наибольшего распространения льда

ле в 50 % случаев наблюдается серый лед и только весной в марте—апреле до 40 % увеличивается повторяемость однолетнего льда. В районе бухты Рудная Пристань (*б*) в начале ледового сезона встречается только начальные виды льда, а в конце — серый лед. Для зал. Александровский (*в*) (не учитывается прибрежный участок с припаем) до февраля характерно преобладание серого льда и лишь в апреле преобладающим становится однолетний лед. Белый лед здесь появляется уже в середине декабря, но в связи с выносом его под действием ветра на юг, развития эта зона не получает до весны.

Карта повторяемости однолетнего льда, составленная на середину февраля, приведена на рис. 46.7.

46.6. Формы льда

Осенью на ранней стадии льдообразования в вершинах закрытых бухт и заливов северной и северо-западной частей Японского моря наблюдаются первичные формы льда, впоследствии превращающиеся в блинчатый и битый лед, а у берега — в припай. Значительное понижение температуры во второй половине декабря способствует быстрому смерзанию малых форм льда. В январе поля льда можно встретить на всей акватории Амурского и Уссурийского заливов. Их повторяемость примерно равна повторяемости битого льда. В дальнейшем лед крупных форм постепенно разламывается и измельчается. В марте—апреле на всей акватории зал. Петра Великого преобладают битые льды. Но вблизи районов с интенсивным развитием припая, особенно в Амурском заливе, ледяные поля и обломки можно встретить до момента окончательного очищения.

У восточного побережья Приморья от м. Поворотный до м. Белкина до февраля преобладают начальные виды, а в марте — битый лед. При сильных морозах и слабом ветре здесь образуется нилас. В отдельные годы на участке от м. Белкина до м. Золотой можно встретить вкрапления крупнобитого льда, а севернее м. Сосунова — поля. В закрытых бухтах и заливах в период взлома припая преобладает крупнобитый лед и обломки полей. Наиболее характерным в этом отношении является зал. Ольги. Особенности распределения различных форм льда в трех районах Японского моря приведены на рис. 46.8.

В северной части Японского моря раньше всего — в ноябре — образование полей происходит в районе прол. Невельского. В декабре в Татарском

проливе встречаются разнообразные формы льда, но преобладают битые льды и нилас. В январе северная часть пролива покрывается крупными формами льда. Повторяемость полей и обломков достигает 50—60 %, а в зал. Александровском 90—95 %. Исключение представляет лишь прикромочная полоса шириной около 20—25 миль и прибрежный участок к югу от м. Красный Партизан, где преобладают битые льды и нилас. Максимальное количество полей и их обломков встречается в феврале; их повторяемость в отдельных районах Татарского пролива достигает 75—90 %. В редких случаях наблюдаются гигантские ледяные поля, превышающие в поперечнике 10 км. В ледовитые зимы зона с преобладанием полей и их обломков может охватить все пространство Татарского пролива к северу от параллели м. Золотой. Для зим с умеренной ледовитостью крупные формы льда редко опускаются южнее м. Песчаный, а в малоледовитые — южнее зал. Советская Гавань. Прикромочная полоса с преобладанием битого льда в феврале суживается до 10—15 миль. Март и апрель характеризуются разрушением крупных форм льда. Уже в первой половине апреля зона с преобладанием полей и обломков полей встречается только в западной части пролива между м. Сюркум и зал. Чихачева.

Таким образом, преобладающие крупные формы льда (ледяные поля и обломки полей) в зал. Петра Великого встречаются в январе, а в Татарском проливе с января по март включительно. На остальных акваториях преобладает битый лед или его первичные формы. На рис. 46.9 приведена карта повторяемости крупных форм льда в феврале.

46.7. Торосистость и заснеженность льда

Торосистость ледяного покрова в разных районах Японского моря различна. В открытых районах зал. Петра Великого и у побережья Кореи, Японии, Приморья от м. Поворотный до м. Белкина торосообразование практически не имеет места, поскольку дрейфующий лед состоит из начальных видов, ниласа или форм битого молодого льда. В центральных частях Амурского и Уссурийского заливов встречающиеся крупные формы льда в основном не имеют торосов, а максимальные значения торосистости не превышают 2 баллов. Лишь изредка в Амурском заливе у Владивостока перед становлени-

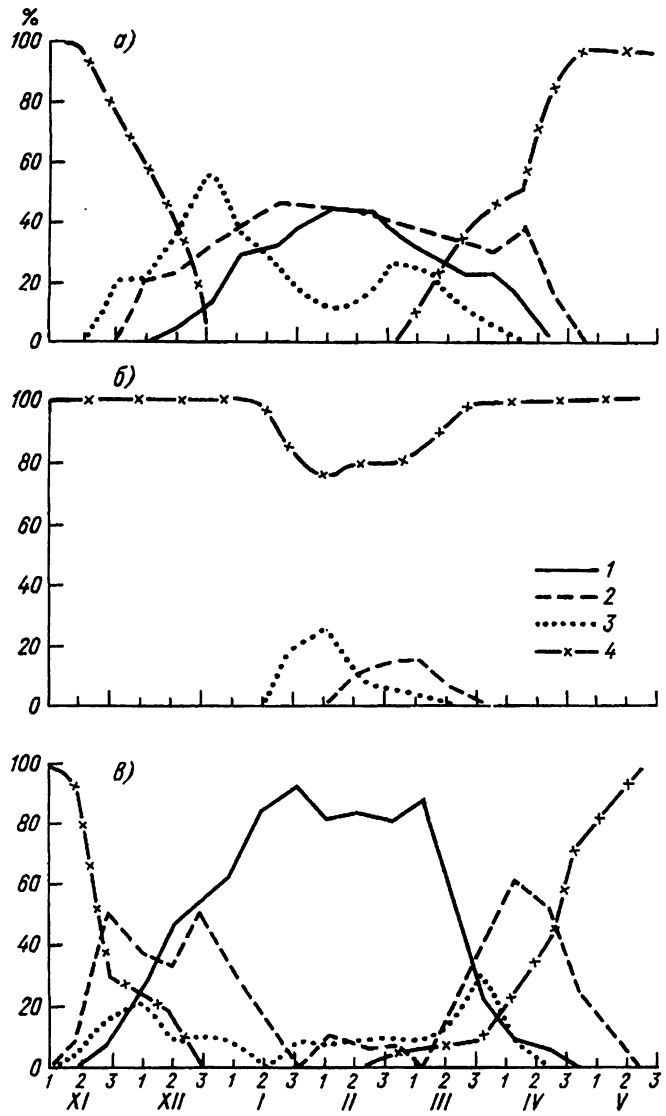


Рис. 46.8. Повторяемость (%) преобладающих форм льда

1 — поля и обломки полей, *2* — битый лед, *3* — первичные формы, *4* — чистая вода; *а—в* см. рис. 46.4

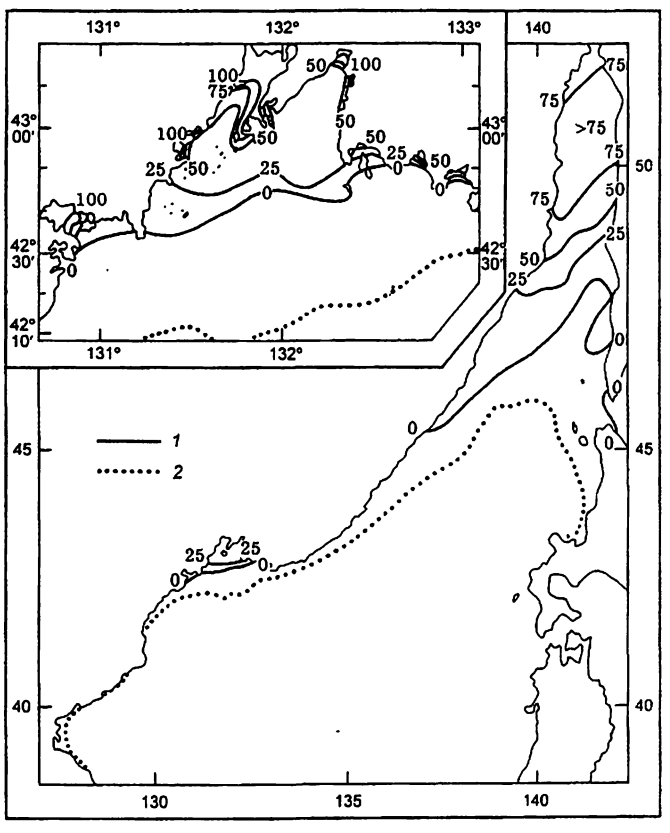


Рис. 46.9. Повторяемость (%) круных форм льда (полей и обломков полей)

1 — изолинии повторяемости, *2* — граница наибольшего распространения льда

ем припая дрейфующий лед в прибрежной полосе шириной 0,5—1,5 мили может быть всторошенным до 4 баллов.

В Татарском проливе ледяной покров торосится неравномерно. В северо-западной части пролива обычно встречается ровный молодой лед. Зона с пониженной торосистостью наблюдается в центральной части пролива, а к западу и востоку от нее встречаются хаотически расположенные торосы, занимающие 10—30 % поверхности льда (рис. 46.10). На участках с наличием белого льда торосистость в среднем составляет 2 балла. Но самая высокая торосистость, достигающая 4 баллов, наблюдается в зал. Александровском. В редких случаях вблизи мысов возможны локальные зоны дрейфующего льда, торосистость которого достигает 5 баллов. Чаще всего такая зона образуется вокруг м. Сюркум. Средняя высота торосов обычно составляет 100—150 см, но в отдельных случаях может превышать 400 см. Южнее м. Песчаный преобладают малые формы льда, торосистость которых не определяется.

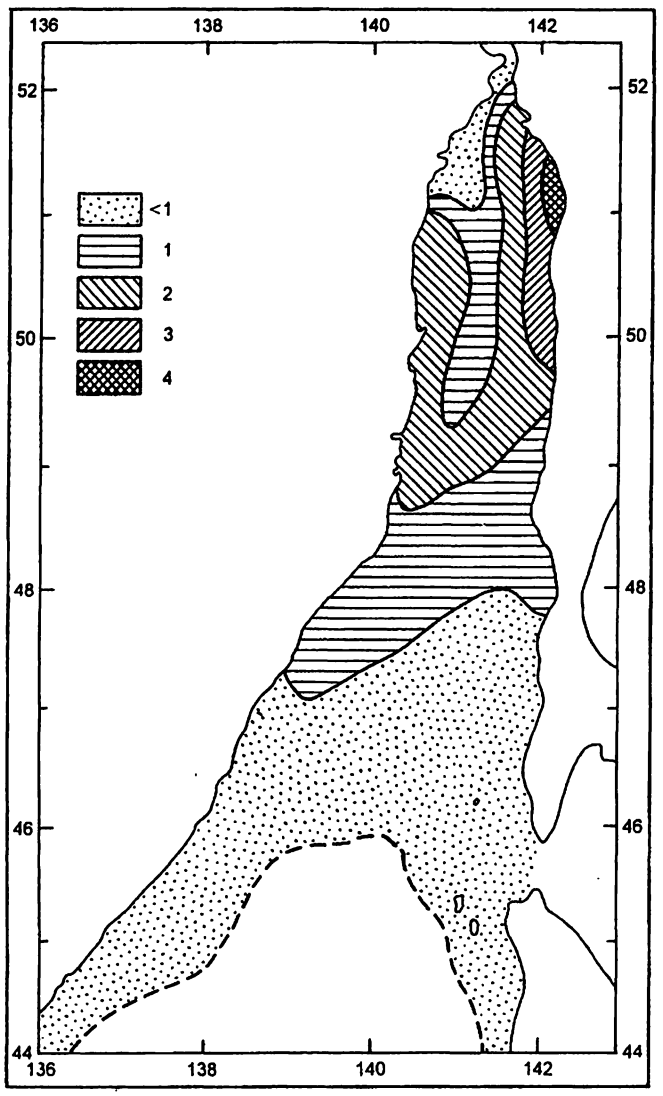


Рис. 46.10. Средняя торосистость льда Татарского пролива в период наибольшего распространения ледяного покрова (баллы)

Снежный покров на льду в Японском море нестабильный. Наблюдаются годы, когда в течение всей зимы не выпадают осадки и ледяной покров повсеместно не имеет снега. В большинстве зим на образовавшийся ледяной покров выпадает незначительное количество снега, толщина которого на ровных участках в зал. Петра Великого в среднем составляет 2—5 см, а в Татарском проливе — 5—10 см. К середине марта в снежные зимы толщина снега на льду в среднем равна 15—20 см, а максимальная 50—60 см. При обильном выпадении снега, что происходит редко, сильный северо-западный ветер сносит снег с ровного льда в восточные районы акватории. В торосистых и переслоенных участках льда зимние осадки задерживаются и образуют сугробы высотой от 40 до 100 см в зал. Петра Великого и до 200 см в Татарском проливе. При резком потеплении в середине зимы или весной снежный покров за два-три дня может растаять и впоследствии, замерзнув, образовать на льду ровный и гладкий наслуд.

46.8. Сжатия и разрежения льда

Сжатия и разрежения льдов возникают под влиянием приливных и ветровых факторов. Специальные наблюдения над сжатиями льдов в зал. Петра Великого не производились. Так как приливы здесь незначительны, их влияние на сжатие льда минимально. Участками с возможным ветровым сжатием льда являются прибрежный район к западу от полуострова Муравьева-Амурского и восточное прибрежье Уссурийского залива. Но зимой на первом участке образуется неподвижный лед, ввиду чего сильные сжатия можно ожидать только непосредственно после взлома припая при сопутствующем северо-западном сильном ветре. В Уссурийском заливе преобладает тонкий битый лед, не вызывающий сжатий. Наблюдениями установлено, что весной у западного берега полуострова Муравьева-Амурского взламывающийся припай под воздействием ветрового напора может выжиматься на берег, образовывать ледяные нагромождения высотой до 4 м, перекрывать железнодорожное полотно и ломать на берегу деревянные строения.

Наблюдения над сжатиями льда у открытого побережья Приморья также не проводились, Можно лишь полагать, что у открытых берегов, где преобладают начальные виды льда, сжатий не наблюдается ни при каких условиях. В полуоткрытых и закрытых бухтах слабые сжатия возможны только при наличии льда, возраст которого не моложе серого, и усилении нажимного южного или юго-восточного ветра. В гавани Тихая Пристань и бухте Преображения, по-видимому, возможны умеренные сжатия только осенью, в период становления припая, и весной, в период его взлома, при сопутствующих ветрах западного направления.

В Татарском проливе постоянной зоной разрежения льда является его северо-западная часть.

Часто наблюдаются разрежения льда у берега к югу от м. Песчаный. Ветровые сжатия почти постоянны в северо-восточной части пролива. Но в зависимости от траектории движения проходящих вблизи Татарского пролива циклонов, сжатия льда возникают у берега, который испытывает нажимное действие ветра. Характер приливных колебаний вносит свои особенности в динамику ледяного покрова Татарского пролива. По предварительным сведениям, в юго-западной части пролива приливные сжатия льда чаще всего наблюдаются в периоды, близкие к малой воде. По-видимому, данное положение характерно для всей акватории Татарского пролива. Наиболее сильные сжатия происходят при однонаправленном суммарном воздействии ветра и приливо-отливных течений. Наблюдения в районе зал. Советская Гавань показывают, что при сильном восточном и северо-восточном ветре в радиусе 10 миль у входа в бухту Ванино и у м. Красный Партизан происходит сжатие, вызывающее образование зоны набивного льда толщиной до 300—400 см. При ослаблении ветра или на полной воде сжатия льда уменьшаются. Примерно аналогичные условия возникают у м. Сюркум. Ветер скоростью 15 м/с и более является преобладающим в формировании сжатий и разрежений по сравнению с приливными явлениями.

46.9. Припай

Образование неподвижного льда в Японском море обычно начинается в ноябре. Наиболее благоприятные условия для формирования припая складываются в вершинах, хорошо защищенных от ветра и волнения, мелководных бухт, заливов и устьях рек: в Амурском заливе вблизи р. Раздольной, заливах Угловой, Муравьиный, бухтах Новгородская, Экспедиции, гавани Тихая Пристань, прол. Невельского, заливах Советская Гавань, Виахту и Тык. В декабре происходит образование припая во вторичных заливах и бухтах Троицы, Витязь, Маньчжур, Славянском, Суходол (зал. Петра Великого) и в Александровском заливе Татарского пролива. В других бухтах и заливах Японского моря припай появляется в конце декабря—начале января, но значительного распространения не имеет. Обычно образование неподвижного льда происходит через 5—15 сут после начала устойчивого льдообразования, но в отдельные годы в тихую и холодную погоду этот срок может уменьшаться до 1 сут. Максимум распространения припая в зал. Петра Великого приходится на первую половину февраля, а в Татарском проливе на конец февраля. К этому периоду неподвижным льдом покрывается вся северная часть Амурского залива, северо-восточные участки Уссурийского залива, внутренние бухты зал. Посьета и прибрежные участки в северной части Татарского пролива. На рис. 46.11 приведены средние и экстремальные границы распространения припая в период его наибольшего развития.

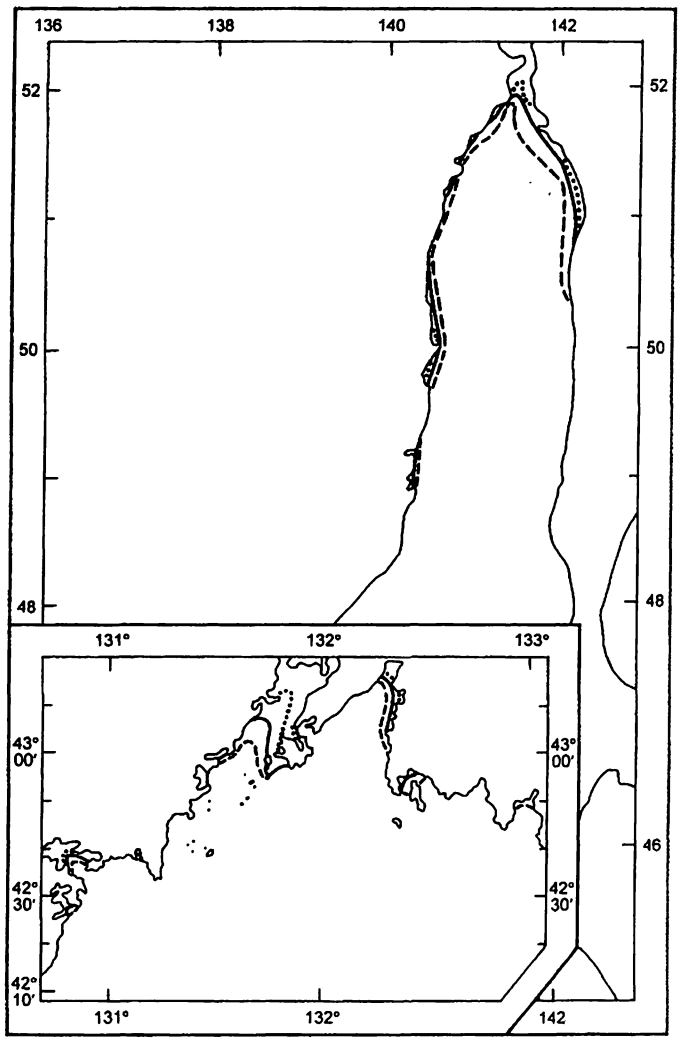


Рис. 46.11. Границы распространения устойчивого припая в период его наибольшего развития в Японском море

Ширина припая в Татарском проливе в течение зимы различна. На некоторых участках вдоль материкового побережья севернее 50° с. ш. она обычно не превышает 6—7 миль. В районе Александровска-Сахалинского зачастую отмечалась ширина припая более 5 миль. По некоторым авиаразведкам в разные годы здесь наблюдался припай шириной до 27 миль, но он быстро разрушался при ослаблении нажимного ветра, и устойчивый припай имел ширину не более 1 мили. У мысов припай либо отсутствует, либо имеет минимальную ширину. Устойчивый припай хорошо удерживается на месте благодаря наличию стамух и гряд торосов, лежащих на грунте. Южнее 50° с. ш. припай появляется не ежегодно и широкого распространения не имеет (исключая закрытые бухты и заливы). Но в отдельные годы полоса неустойчивого припая шириной в несколько десятков метров может достигать м. Песчаного. Разрушение припая обычно происходит за 5—15 дней до окончательного очищения от льда. Основные ледовые фазы, связанные с припаем, приведены в табл. 46.3 для шести основных портов и порт-пунктов Японского моря.

Таблица 46.3

Сроки существования припая

Порт	Ледовая фаза	Дата		Продолжительность существования устойчивого припая
		начала образования устойчивого припая	окончательного взлома припая	
Посьет	Средняя	16.12	24.03	98
	Ранняя	30.11	08.03	
	Поздняя	28.01	08.04	
Владивосток (маяк Токаревский)	Средняя	20.12	30.03	100
	Ранняя	28.11	13.03	
	Поздняя	07.01	16.04	
Находка	Средняя	17.12	29.03	102
	Ранняя	18.11	20.02	
	Поздняя	24.01	15.04	
Ольга (гавань Тихая Пристань)	Средняя	16.11	17.04	152
	Ранняя	05.11	06.04	
	Поздняя	26.11	27.04	
Ванино	Средняя	26.12	06.04	101
	Ранняя	20.11	11.03	
	Поздняя	29.01	27.04	
Де-Кастри	Средняя	27.11	07.05	161
	Ранняя	04.11	05.04	
	Поздняя	01.01	21.05	

Толщина неподвижного льда в разных районах Японского моря существенно различается и зависит от суровости зим. В зал. Петра Великого самые сложные ледовые условия создаются в северной части Амурского залива. Здесь наблюдаются наибольшие значения толщины ровного припая, составляющие в конце февраля—начале марта в среднем 70—75 см, с амплитудой в экстремальные зимы от 55 до 114 см, а у западных берегов полуострова Муравьева-Амурского и о. Русского, в полосе шириной около мили, в период становления припая могут возникать гряды торосов высотой до 1,5 м, располагающиеся параллельно берегу. К центру Амурского залива толщина припая уменьшается, а к югу от полуострова Песчаного зона с минимальной толщиной льда смещается к западному берегу (рис. 46.12). В других районах зал. Петра Великого припай развит слабо. В Уссурийском заливе его межгодовые наибольшие толщины могут изменяться в диапазоне 49—93 см при среднем значении около 60 см, а в бухтах зал. Посьета, заливах Находка, Стрелок и Восток — от 25 до 79 см при средних значениях 45—50 см.

В гавани Тихая Пристань к концу февраля толщина ровного припая в разные зимы может составлять 75—110 см (средняя 90 см). По данным ледовых разрезов она уменьшается от вершины гавани к входной части.

В Татарском проливе неподвижный лед достигает максимальной толщины в марте. В Советской Гавани средние толщины ровного припая достигают почти 100 см, а в зал. Чихачева — 130 см. Абсолютный максимум толщины ровного припая, равный 197 см, измерен в зал. Александровский. В районах открытого побережья, даже в самой северной части Татарского пролива, средняя толщина ровного неподвижного льда составляет 60—70 см. В мягкие и суровые зимы толщина ровного припая может отклоняться от средних значений в обе стороны на 25—35 см. В основных портах и портпунктах Японского моря толщина неподвижного льда приведена в табл. 46.4.

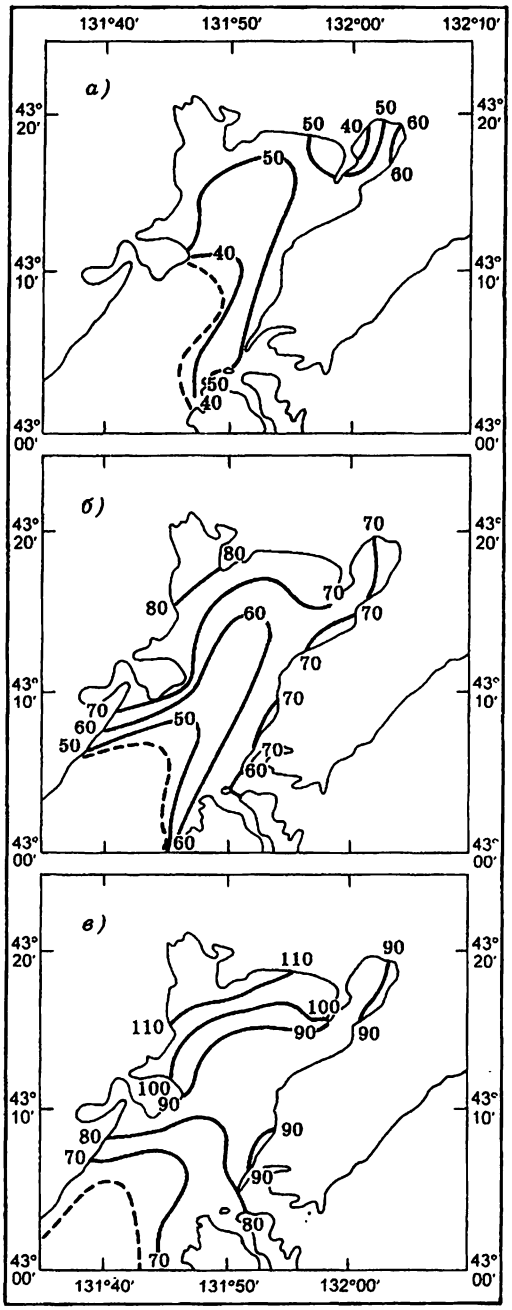


Рис. 46.12. Изолинии толщины припая (см) в период его наибольшего развития в Амурском заливе (штриховой линией показана граница припая)

а — минимальная, *б* — средняя, *в* — максимальная

46.10. Дрейф льда

Главенствующим фактором, влияющим на дрейф льда в Японском море, является ветер. Осенью и зи-

Таблица 46.5

Толщина ровного припая (см) в основных портах и порт-пунктах Японского моря

Значение	Посьет	Владивосток (маяк Токаревский)	Находка	Ольга (гавань Тихая Пристань)	Ванино	Де-Кастри
Минимальное	20	39	36	75	91	90
Среднее	48	57	51	90	101	126
Максимальное	66	76	73	110	109	156

мой под действием ветров северных румбов дрейф льда имеет южное и юго-восточное направление. Именно поэтому в районах с интенсивным льдообразованием в середине зимы нередко появляются прибрежные и заприпайные полыньи. В закрытых бухтах на дрейф льда существенное влияние оказывает орография берегов. Например, в бухте Витязь зал. Петра Великого преобладает выносной дрейф льда на за-

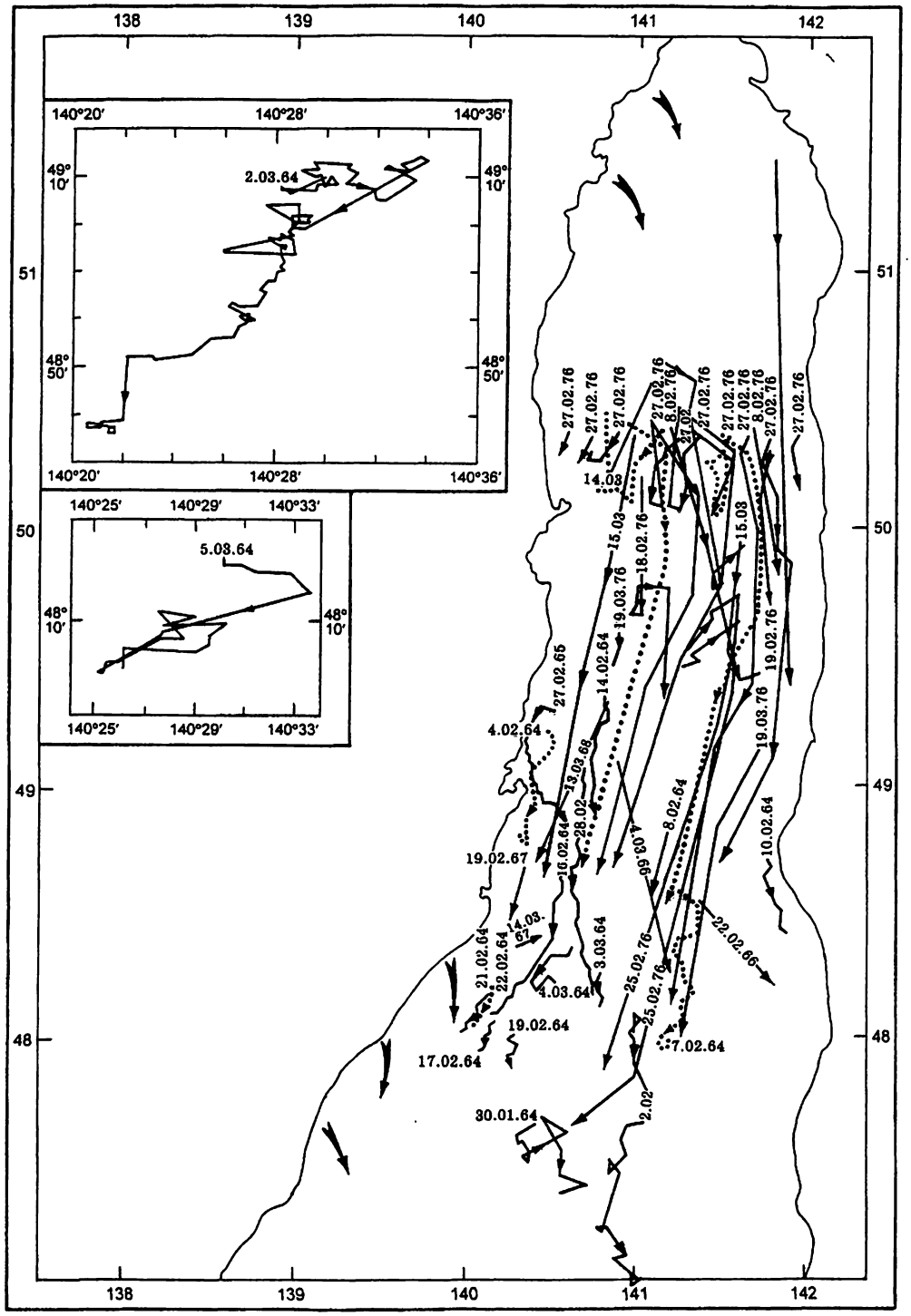


Рис. 46.13. Дрейф маркированных льдин в Татарском проливе

пад, а в бухте Находка зимой наиболее часто повторяется дрейф юго-западного направления, способствующий накапливанию льда и позднему очищению бухты по сравнению с окружающими районами.

По данным инструментальных наблюдений средние скорости дрейфа льда в Амурском заливе составляют 10—15 см/с и только при ветрах более 10 м/с превышают 40 см/с. В качестве ориентировочных эти данные можно использовать для всего зал. Петра Великого.

В открытых районах у побережья центральной части Приморья существенное влияние на дрейф льда оказывает Приморское течение. Сложение сил ветра и течения приводит к тому, что генеральный дрейф льда здесь направлен к югу и средняя его скорость составляет 40—50 см/с.

У побережья Татарского пролива южнее м. Песчаный чаще всего наблюдается отжимной юго-восточный дрейф льда. Поэтому здесь преобладает молодой лед и могут образоваться прибрежные полыньи. Подобная картина наблюдается в северо-западной части пролива, где в течение всей зимы существует зона с преобладанием начальных видов льда и нередко образуется полынья. Прибрежный участок между мысами Сюркум и Красный Партизан характеризуется преобладающим южным дрейфом льда. Наблюдения в центральной части пролива показали, что к северу от параллели м. Песчаный преобладает строго южный, а к югу — юго-западный генеральный дрейф льда. Направление дрейфа отклоняется в среднем на 10° влево от изобар. Зимой средняя скорость дрейфа льда на юг в Татарском проливе составляет 23—25 см/с. Она включает в себя составляющие дрейфа за счет ветра и постоянных непериодических течений. Скорость постоянного течения, направленного на юг, по косвенным данным составляет в среднем 10 см/с, а южная составляющая ветрового дрейфа равна 15 см/с. В общем ветер скоростью 8 м/с и более является определяющим в направлении дрейфа льда и нивелирует все остальные составляющие, но под влиянием приливных течений лед движется не прямолинейно, а по орбитам, близким к эллиптическим, что хорошо заметно при слабых ветрах. Средняя скорость орбитального приливного дрейфа льда составляет около 30 см/с, максимальная суммарная в отдельных случаях достигает 160 см/с, а у мысов Красный Партизан и Датта — 300 см/с.

На рис. 46.13 приведена общая схема дрейфа льда в северной части Японского моря, составленная по фактическим наблюдениям над дрейфом пассивных отражателей, бочек и вех, установленных на льду.

47. ОСОБЕННОСТИ ЗИМНИХ ПЛАВАНИЙ

В Японском море навигация поддерживается круглогодично. Порты и порт-пункты южной части Приморья обслуживаются теплоходами, паромами и другими судами, перевозящими грузы и пассажиров. Из портов Владивосток, Восточный, Посьет, Находка, Ванино судоходные трассы направлены в Японию и южные моря через Корейский пролив. Проливами Сангарский и Лаперуза порты Приморья связываются с северо-восточными районами страны, Арктикой, Канадой и США. В Амурском заливе на нефтебазе ведется регулярная бункеровка судов топливом.

Отсутствие узкостей и скрытых опасностей в зал. Петра Великого и вдоль восточного побережья Приморья южнее м. Золотого, а также наличие здесь слабого ледяного покрова позволяет судоводителям не придерживаться определенных курсов движения судов. Поэтому в указанных районах практически не существует строго намеченных зимних судоходных трасс, за исключением подходов к нефтебазе в Амурском заливе. В последнем случае трасса прокладывается и поддерживается в припае портовым ледоколом. Основные пути движения судов в зал. Петра Великого представлены на рис. 47.1. Приведенные маршруты плавания практически не зависят от межгодовой изменчивости ледовых условий.

В более сложных климатических условиях расположены порты и порт-пункты Татарского пролива, обслуживаемые зимой ледоколами, паромами-ледоколами, судами класса УЛА, УЛ и Л. Зимняя навигация в самый северный порт Японского моря Де-Кастри связана с наибольшими трудностями и в опытном варианте осуществляется лишь с 1975 г. Типовые трассы во льдах Татарского пролива в умеренные зимы представлены на рис. 47.1 из которого видно, что в северные порты Японского моря судоходство осуществляется несколькими вариантами: по центральной, западной и восточной частям Татарского пролива.

При этом в разные по суровости зимы протяженность трасс неодинакова. В табл. 47.1 приведены типовые протяженности плавания во льдах на трассах Японского моря в период наибольшего развития ледяного покрова. Суровость зимы определялась по суммам градусо-дней мороза за зимний период. Умеренные зимы оценивались как 20-процентное отклонение от средних значений, а экстремумы (суровая и мягкая зимы) составляли 30 % от крайних значений сумм градусо-дней мороза. Все годы разделялись на три указанные градации, по каждой из которых высчитывалась типовая (осредненная) протяженность трассы во льдах.

Трассы из порта Посьет проходят по участкам со слабым ледяным покровом. Наибольшая протяженность пути во льдах — 75 миль — наблюдается на трассе Посьет—Владивосток в суровую зиму. При плавании в сторону Корейского пролива протяженность пути во льдах в среднем составляет около 10 миль и лишь в средине суровой зимы увеличивается до 32 миль. Предельной возрастной стадией на трассе в зал. Посьета является серо-белый лед, и только весной здесь возможна встреча с единичны-

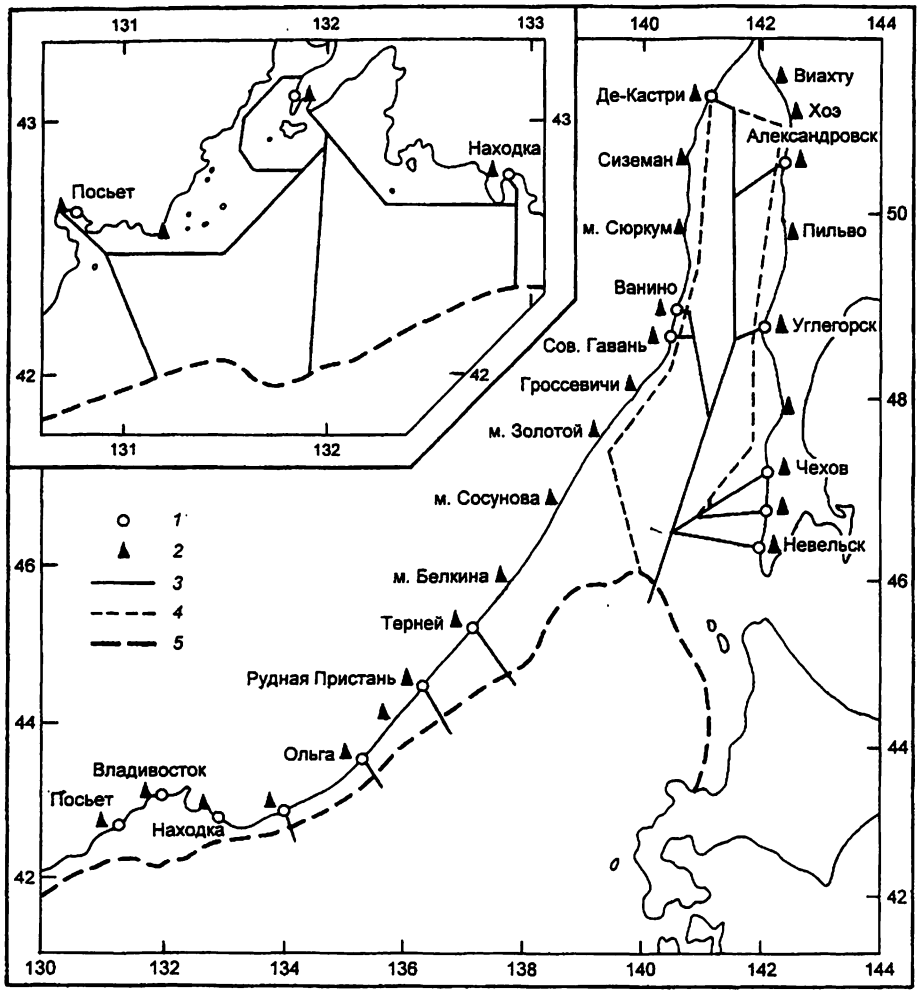


Рис. 47.1. Схема зимних ледовых трасс Японского моря

1 — порты и порт-пункты, *2* — пункты ледовых наблюдений, *3* — основные трассы, *4* — варианты трасс, *5* — граница наибольшего распространения льда

Таблица 47.1

Типовые протяженности (мили) плавания во льдах на трассах Японского моря в феврале

Трасса	Зима		
	суровая	умеренная	мягкая
Посьет — Владивосток	75	57	12
Посьет — кромка льда	32	12	5
Владивосток — Находка	56	29	8
Владивосток — кромка льда	57	29	8
Владивосток — нефтебаза «Амурский залив»	57	54	33
Находка — кромка льда	20	7	3
Ольга — кромка льда	25	10	3
Ванино, основной вариант	73	59	53
Ванино, прибрежный вариант	84	75	65
Де-Кастри, западный вариант	220	206	199
Де-Кастри, основной вариант	198	166	156
Де-Кастри, восточный вариант	207	162	146

ми белыми льдинами, которые образовались из разрушающегося припая. На трассах преобладает битый разреженный лед. В январе он может перейти в стадию сплоченного с повторяемостью ледяных полей и их обломков до 30 %. Продолжительность ледового периода на трассах в зал. Посьета в умеренные зимы составляет 3 мес, а в суровые и мягкие соответственно на 1 мес больше или меньше. В суровые и умеренные зимы для околки льда в январе—марте периодически используются портовый ледокол. Навигация зимой в порт Посьет практически затруднена только для судов без ледового класса.

Зимние трассы из порта Владивосток также проходят по участкам со слабым ледяным покровом. Наиболее легкие условия плавания отмечаются на подходах к порту со стороны Уссурийского и южной части Амурского заливов. Лед здесь нарастает до стадии серо-белого. Непосредственно у кромки зимой преобладает полоса битого редкого льда шириной около 5 миль. Севернее она переходит в зону битого разреженного льда ширина, которой не превышает 10 миль. Средняя часть Амурского и Уссурийского заливов в январе—феврале заполнена в основном сплоченным льдом с повторяемостью крупных форм до 40 %. Самым сложным районом плавания в зал. Петра Великого является северная половина Амурского залива, покрывающаяся зимой неподвижным льдом. Протяженность февральской трассы в припае в различные зимы изменяется от 5 до 16 миль, а толщина припая — от 55 до 75 см.

Продолжительность ледового периода на трассах из порта Владивосток существенно зависит от типа зимы. По Уссурийскому заливу в умеренные зимы она составляет около 2,5 мес, в суровые зимы уве-

личивается до 3,5 мес, а в мягкие зимы уменьшается до 1 мес. Продолжительность периода со льдом на трассе плавания к нефтебазе в мягкие зимы составляет около 3 мес, а в умеренные и суровые увеличивается соответственно на 2 и 4 декады. Практика зимней навигации показывает, что с образованием припая в районе нефтебазы должен работать портовый ледокол типа «Василий Поярков», поддерживающий канал в припае и обеспечивающий околку льда вокруг судов и их проводку от причала нефтебазы в район с молодым плавучим льдом. Работа этого ледокола прекращается с разрушением припая в районе причала нефтебазы. Нередко в течение декады после образования припая и за декаду до его разрушения на этих работах использовался ледокол «Илья Муромец» или другой, имеющий меньшую мощность. В период с наибольшим распространением припая трасса на нефтебазу прокладывается ближе к западному берегу Амурского залива, в районе с более тонким (см. рис. 46.12) и менее торосистым льдом. На параллели п-ова Песчаный она поворачивает на восток к причалу нефтебазы (см. рис. 47.1).

Протяженность пути во льдах на подходах к порту Находка незначительна и даже в суровые зимы не превышает 20 миль (см. табл. 47.1). Основная трасса пролегает через залив и бухту Находка в разреженных и сплоченных битых льдах, возраст которых не старше серо-белого. Исключение составляют суровые зимы, когда в январе—феврале на трассе возможна встреча с обломками ледяных полей и вкраплениями тонкого однолетнего льда; общая сплоченность льда может увеличиваться до 9 баллов. Преобладающий северный ветер и орография берега обусловливают накопление льда в бухте Находка. Залив Находка при этом, наоборот, имеет тенденцию к очищению от льда. Продолжительность ледового периода на находкинской трассе изменяется от 2,5 до 4 мес. Регулярное движение судов не позволяет образовываться припаю на трассе и поэтому швартовка судов в порту обеспечивается буксирами. Плавание судов на трассе затруднено для судов без ледового класса, а в середине зимы и для судов с ледовым подкреплением.

Трасса в порт-пункт Ольга проходит по центру зал. Ольги. Устойчивый ледяной покров образуется лишь в северной и центральной частях залива. Протяженность пути во льдах невелика — от 3 до 25 миль. В январе и феврале на трассе преобладает разреженный мелкобитый серый и серо-белый лед. И лишь иногда южные ветер и волнение взламывают припай в вершине залива, который впоследствии выносится на судоходную трассу. В этих случаях на трассе можно встретить крупнобитый лед и обломки полей белого льда. При этом ветер южного сектора увеличивает сплоченность льда, а северного — уменьшает. Продолжительность ледового периода на трассе изменяется от 3,5 до 5 мес. При регулярной околке портовой акватории плавание на трассе в порт-пункт Ольга затруднено лишь судам без ледового класса. При расширении акватории порта в сторону гавани Тихая Пристань ледовые условия у этих причалов будут более сложными.

Основная трасса зимнего плавания в порт Ванино проходит от кромки льда через точки с координатами 48° с. ш. 141° в. д.; 49° с. ш. 140° 35′ в. д. При западных и северо-западных ветрах предпочтительнее прибрежный вариант: от кромки льда к м. Золотой и далее вдоль берега к порту Ванино (см. рис. 47.1). В умеренные и мягкие зимы обычно используются оба варианта плавания, а в суровые зимы — в основном прибрежный. Протяженность пути во льдах на трассах зависит от суровости зимы и ветровых условий, табл. 47.1. По прибрежному варианту протяженность пути во льдах на 10—15 миль больше, чем на основной трассе, но увеличение пути в первом случае компенсируется более благоприятными ледовыми условиями при отжимных западных и северо-западных ветрах. Так, в суровые зимы в феврале протяженность пути в сплоченных серо-белых и однолетних льдах по прибрежному варианту плавания в среднем на 40—45 миль меньше, чем на основной трассе.

В целом на обеих трассах плавания происходит ухудшение ледовой обстановки от декабря к февралю. Если в начале этого периода на трассах встречается разреженный битый лед и начальные виды, то в январе лед переходит в стадию серо-белого, уплотняется, появляются обломки ледяных полей. В феврале в суровые зимы трассы заполняются сплоченными и сплошными полями серо-белого и белого льда. Но при сильных и продолжительных западных и северо-западных ветрах у материкового берега образуются полыньи шириной до 10 миль. При ослаблении или изменении направления ветра эти полыньи заполняются молодым льдом. В умеренные и мягкие зимы серо-белый лед занимает около 50 % общей протяженности основной трассы и 10—15 % протяженности прибрежного варианта трассы. В марте общая протяженность плавания во льдах на трассах сокращается, средняя ширина прибрежной зоны с молодым льдом суживается до 2—5 миль, расширяется прикромочная зона с битым льдом до 10—15 миль, но на основной трассе преобладают сплоченные обломки ледяных полей тонкого однолетнего льда.

В апреле трассы к порту Ванино очищаются от льда. Отдельные пятна мелкобитого редкого льда можно встретить при плавании прибрежным вариантом между мысами Песчаный и Красный Партизан. Следует иметь в виду, что в зимы всех типов предельной возрастной стадией дрейфующего льда в южной части Татарского пролива является тонкий однолетний лед, причем в районе трасс плавания в порт Ванино его количество среди общей сплоченности не превышает 4 баллов. Южнее м. Красный Партизан у берега он встречается лишь в марте.

На трассах в порт Ванино возникают ветровые и приливные сжатия льда. Ветровые сжатия появляются при сильных ветрах восточного сектора, которые способствуют сплочению льда у побережья. В этих случаях наиболее неблагоприятная ледовая обстановка складывается в районе прибрежного варианта трассы на участке между мысами Песчаный и Красный Партизан. Приливные сжатия наблюда-

ются в сплошных льдах на малой воде. В мористых участках трассы сжатия обычно не превышают 1 балла, а у берега материка и особенно вблизи мысов они достигают 2—3 баллов. При совокупном воздействии восточного ветра и приливном сжатии между мысами Датта и Красный Партизан у берега может образоваться зона сплошного тертого и набивного льда толщиной до 400 см. Этот лед смерзается с берегом, а на его границе образуется визуально заметный дрейфораздел с поясами торошения. Мористая часть дрейфораздела дрейфует на юг, напоминая ледоход на реке. В отлив максимальная скорость дрейфа «ледовой реки» может достигать 3 м/с.

Продолжительность ледового периода на трассах в порт Ванино изменяется от 3,5 до 5 мес. На трассе самостоятельно работают паромы-ледоколы и суда класса УЛА. Движение во льдах судов более низкого класса происходит в сопровождении номерного (портового) ледокола. В исключительно сложных случаях при сильных сжатиях льда для проводки требуется ледокол типа «Москва». Выбор варианта плавания в порты Ванино зависит от суровости зимы и ветровых условий. При северо-восточных ветрах, характерных для мягких зим, дрейфующий лед концентрируется у материкового побережья Татарского пролива. Его кромка направлена с юго-запада на северо-восток. В районе прибрежного варианта трассы проходит сплочение льда и увеличивается вероятность сжатия. Проводку судов в этом случае целесообразно осуществлять по основному варианту трассы через центральную часть Татарского пролива. Сильные северо-западный и западный ветры, имеющие наибольшую повторяемость в суровые зимы, оттесняют лед от материка на расстояние до 15 миль. В таких ситуациях проводка в порт Ванино легче выполняется по прибрежному варианту. В умеренные зимы, в зависимости от направления ветра, для проводки судов используются оба варианта трассы. Так как разные ветровые ситуации встречаются в зимах любого типа, то в каждом конкретном случае оптимальный вариант плавания во льдах выбирается исходя из наблюдающихся ветровых условий: при ветрах восточного сектора предпочтительнее основной вариант, при ветрах западного — прибрежный.

Основная трасса зимнего плавания в порт Де-Кастри проходит по центральной части Татарского пролива через точки с координатами 48° 40′ с. ш. 141° 30′ в. д.; 51° 25′ с. ш. 141° 05′ в. д. В зависимости от ледовой обстановки используется еще два варианта трассы: западный или восточный (рис. 47.1). Наибольшая протяженность трассы во льдах наблюдается на западном варианте, наименьшая — на восточном (см. табл. 47.1). Значительной сложностью ледовых условий отличается февраль. К этому времени в суровые зимы центральная часть Татарского пролива заполняется сплоченными полями сморози белого и серо-белого льда. Но у берега материка при сильном западном и северо-западном ветре часто образуются полыньи, заполняемые ниласом и серым льдом. В умеренные зимы на восточном варианте трассы преобладают крупные формы серо-белого и тонкого однолетнего сплоченного льда, а в районе основной трассы и западного варианта — разные формы серого и серо-белого льда. Для мягких зим характерны наиболее легкие ледовые условия в восточной части Татарского пролива и немного сложнее в районе основной трассы. Здесь преобладают обломки полей и битые формы серого льда. У материкового берега в это время преобладают крупные формы серо-белого льда. В целом ледяной покров в феврале на трассах отличается высокой сплоченностью и крупными формами во все типы зим. Исключение представляет лишь прикромочная зона шириной 5—15 миль, где преобладают редкие и разреженные мелко- и крупнобитые льды.

Продолжительность ледового периода на трассах в зависимости от суровости зимы изменяется от 4 до 5,5 мес. Зимняя навигация при умеренном развитии ледовых процессов осуществляется по основному (центральному) варианту трассы. Этому способствует формирование в вершине и средней части Татарского пролива зоны с минимальной торосистостью льда (см. рис. 46.10). Выбор другого варианта трассы зависит от наличия полыньи или разреженного льда вдоль сахалинского берега на участке мыс Ламанон — Пильво и вдоль приморского берега между мысами Песчаный и Сюркум. Плавание вдоль материкового берега (западный вариант трассы) наиболее целесообразен в периоды продолжительных западных — северо-западных ветров, характерных для суровых зим. При этом происходит оттеснение массива льда в центральную и восточную части Татарского пролива, а у западного берега образуется полынья шириной от 5 до 15 миль, заполняемая начальными видами льда. При исчезновении полыньи в суровые зимы лучше использовать основной вариант трассы.

В умеренные и мягкие зимы, для которых характерно уменьшение северо-западного и усиление северо-восточного ветров, стабильная полынья образуется у берега о. Сахалин, а кромка льда ориентирована с юга-запада на северо-восток. Наиболее оптимальным в этом случае является восточный вариант трассы. Его особенность состоит в максимальном продвижении судов на север вдоль кромки по чистой воде и дальнейшее форсирование по кратчайшему пути участка с ледяным покровом. Но при частой смене ветра со значительными западной и восточной составляющими и промежуточным затишьем наиболее труднопроходимый торосистый лед может сформироваться в центральной части пролива, а вдоль его восточного и западного берегов ледовые условия могут быть более легкими. В этих условиях плавание по основному варианту трассы нецелесообразно. Наиболее сильные сжатия и торошения льда, опасные для мореплавателей, возникают у выступающих в море мысов в условиях нажимного на берег ветра. Анализ ледовых условий показывает, что регулярная зимняя навигация в порт Де-Кастри возможна при использовании ледокола типа «Москва».

48. РОЛЬ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ ГЛУБИННЫХ ВОД

Приведенные выше материалы показывают, что лед, образующийся в северных районах моря, постоянно оттесняется ветром на юг. В процессе льдообразования и дальнейшего нарастания льда в атмосферу выделяется тепло, а в воду соли. В результате над льдом и в толще вод могут существенно изменяться гидрометеорологические условия. В Японском море наибольшая ледовитость наступает в феврале. Общий объем льда, образовавшийся в это время, с учетом сплоченности и торосистости в различные по суровости зимы изменяется от 2 до 6 км^3 при среднем значении, равном 3 км^3. Средние температура и соленость льда по натурным наблюдениям составляют минус 5—6 °С и 4—5 ‰. В этих условиях на образование или таяние 1 г морского льда при принятой его плотности 0,9 г/см^3 потребляется около 330 Дж. Теплоотдача в окружающую среду при образовании льда (или поглощение тепла при таянии) составит от 0,6 до 1,8 ЭДж при среднем значении 0,9 ЭДж (ЭДж = 10^{18} Дж). Но формирование и разрушение ледяного покрова в море происходит неоднозначно. Обычно лед образуется у берега на севере и под действием ветра и течений дрейфует на юг, при этом толщина льда под действием низких температур воздуха, динамических сжатий и торошений увеличивается. В это же время у кромки льда, где потоки тепла из морских глубин превышают теплоотдачу через поверхность в атмосферу, происходит таяние льда.

Наиболее показательным для Японского моря в этом отношении является Татарский пролив. По площади и объему здесь образуется более 90 % всего ледяного покрова моря. Лед появляется на севере пролива, перемещается на юг со средней скоростью 11 миль в сутки. Испытывая сжатия и торошения, он достигает кромки, располагающейся в среднем между 48 и 49° с. ш., за период от 15 до 30 сут.

Итак, с достаточным основанием можно принять, что основным ледопродуктивным районом Японского моря является акватория, расположенная севернее 49° с. ш. Разделив пролив на две части линией, проходящей по этой параллели, с учетом толщины, сплоченности, торосистости и скорости дрейфа льда под действием ветра и течений можно вычислить количество льда, пересекающее выбранный створ по соотношениям:

$$V_л = AL(h + \Delta h)U \quad и \quad \Delta h = 0{,}25Th,$$

где $V_л$ — объем льда, км; A — балл сплоченности в долях единицы; L — ширина пролива, заполненная льдом, км; h — средняя толщина льда, км; U — скорость дрейфа льда, км; Δh — приращение толщины льда за счет торосистости, км; T — торосистость в баллах (по 5-балльной шкале).

Для средних по суровости зим объем льда, переместившегося с севера на юг через параллель 49° с. ш. за весь период ледостава, составил 33 км^3. По трехлетним спутниковым сведениям американские исследователи [90] ориентировочно оценивают ежегодный объем льда, образующегося в Японском море, примерно в 25 км^3, что сравнимо с результатами наших расчетов. На таяние такого объема льда требуется более 10 ЭДж. Зимой на севере Татарского пролива это тепло отдается атмосфере при льдообразовании, а на юге поглощается в основном из морских глубин.

Количество соли, выделившейся в воду при льдообразовании, можно определить по соотношению:

$$S_s = \rho_л V_л (S_в - S_л),$$

где S_s — количество соли, выделившейся в воду, т; $\rho_л$ — плотность льда, т/м^3; $V_л$ — объем льда, км^3; $S_в$ и $S_л$ — соленость воды на поверхности и льда, ‰.

Приняв значения $\rho_л$ = 0,9 т/м^3; $V_л$ = 33 км^3; $S_в$ = = 32,5 ‰ и $S_л$ = 5 ‰, получим $S_s \approx 8 \cdot 10^8$ т. Затем можно рассчитать объем глубинных вод, сформировавшихся только под влиянием процессов льдообразования, по формуле:

$$V_в = \frac{S_s}{\rho_{гв} S_{гв} - \rho_0 S_0},$$

где $V_в$ — объем глубинных вод, км^3; S_s — количество соли, выделившейся в воду, т; $\rho_{гв}$ и ρ_0 — плотность глубинных и поверхностных вод, т/м^3; $S_{гв}$ и S_0 — соленость глубинных и поверхностных вод, ‰.

Для расчета были приняты следующие значения величин: $S_s = 8 \cdot 10^8$ т; $\rho_{гв}$ = 1,02738 т/м^3; ρ_0 = = 1,02617 т/м^3; $S_{гв}$ = 34,08 ‰; S_0 = 32,50 ‰. В результате объем глубинных вод $V_в$ оказался равным почти 500 км^3. В других районах Японского моря количество образующегося льда не превышает 10 % площади и объема льда Татарского пролива. Поэтому объем глубинных вод, сформировавшихся за счет льдообразования по всему Японскому морю в среднем не превышает 550 км^3. В целом этот объем на гидрологию всего моря существенного влияния оказать не может. Но вблизи северо-западного побережья моря и в Татарском проливе происходит дополнительное усиление осенне-зимней конвекции, игнорировать которую при изучении зимних гидрологических процессов нецелесообразно.

49. МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЯПОНСКОМ МОРЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РАЗВИТИЯ

49.1. История вопроса и постановка задачи

Из предшествующих разделов видно, что основные режимные характеристики ледовых условий на Японском море благодаря ряду исследований, проведенных преимущественно в Дальневосточном научно-исследовательском гидрометеорологическом институте, в первом приближении получены (составлен атлас льдов, разработаны рекомендации по учету ледовых условий и т. д.) и намечены конкрет-

ные пути их дальнейшей детализации, но со стороны прогностических разработок подобной определенности еще не существует. Даже по сравнению с Охотским морем количество публикаций, связанных с разработкой методов ледовых прогнозов, несколько ниже [1, 2, 8, 25]. В основном эти работы включают выявление зависимостей для определения ледовых фаз по пунктам моря или ледовитости для отдельных районов. В некоторых исследованиях затрагиваются вопросы прогноза кромки льда.

Одним из первых исследователей закономерностей формирования ледовых условий был И. А. Бенашвили [8], предложивший методическую базу для построения прогностических разработок. Позднее Я. А. Тютнев [75] рассмотрел некоторые крупномасштабные особенности термического режима и его влияние на сроки вскрытия и очищения от льда Японского моря, а Г. А. Столярова [69—73] создала первые методики ледовых прогнозов для открытой части Татарского пролива. Прогнозировалась средняя за январь—март и максимальная ледовитость. Полученные прогностические зависимости основывались на учете предшествующей температуры воздуха и атмосферной циркуляции. Е. И. Алдошина [1, 2] разработала уравнения для прогноза положения кромки льда в весенние месяцы, которые в качестве предикторов включали температуру воздуха, осредненную за несколько месяцев, и коэффициенты разложения аномалий приземного барического поля по ортогональным полиномам Чебышева. В 1975 г. А. И. Каракаш [25] предложил ряд общих положений, позволяющих найти единую основу для разработки метода сверхдолгосрочного прогноза ледовитости неарктических морей. Для Японского моря им получена зависимость для прогноза средней за январь—март ледовитости с заблаговременностью полгода и год от коэффициентов разложения аномалий приземного давления по естественным составляющим и температуры воды по ГМС Крильон. Предложены уравнения для перехода от средней ледовитости к ледовитости конкретных месяцев. Однако более интересны прогнозы не средней месячной за сезон, а декадной ледовитости. В связи с этим Столяровой был выполнен ряд исследований для выявления комплекса влияющих на ледовые условия Японского моря, в частности Татарского пролива, факторов и разработки прогностических уравнений [69].

Было рассмотрено влияние на ледовитость Татарского пролива следующих показателей атмосферной циркуляции: индексов Н. А. Белинского, коэффициентов разложения по полиномам Чебышева аномалий среднего месячного барического поля, а также температуры воздуха. Кроме этого, анализировались инерционные связи. Влияние перечисленных предикторов рассматривалось со сдвигом до 6 мес.

На основании проведенного анализа из совокупности предикторов отбиралось по три предиктора, имеющих максимальные коэффициенты корреляции с предиктантом, для ледовитости за каждый месяц или декаду. В результате была получена система уравнений для декадной и месячной ледовитости. Для прогноза средней месячной ледовитости установлена группа из пяти уравнений, позволяющая давать прогноз ледовитости с двух- и трехмесячной заблаговременностью с декабря по март. Сравнительно высокие коэффициенты множественной корреляции (0,69—0,76) и обеспеченности (75—87 %) полученных уравнений свидетельствуют об их прогностической значимости. Проверка уравнений на независимом материале показала хорошую сходимость прогностических и фактических значений средней месячной ледовитости.

Для прогноза декадной ледовитости предложено 11 уравнений с заблаговременностью от 2 до 18 декад. Прогнозировались значения ледовитости с первой декады января по первую декаду апреля. Исключением явилась первая декада февраля, для которой найти прогностическое уравнение, отвечающее всем требованиям, не удалось. Проверка уравнений на независимом материале дала удовлетворительные результаты.

Кроме перечисленных методик, проводились отдельные попытки расчета полей сплоченности льда, сжатий и разрежений, декадных положений кромки льда [1, 2, 44]. Однако ограниченность данных и несовершенство используемых методик не позволили довести результаты проведенных исследований до прогностических разработок. К основным недостаткам существующих методик можно отнести следующее. Все исследования преимущественно базировались на поисках локальных зависимостей между конкретными ледовыми и гидрометеорологическими параметрами, в то время как наиболее интересных результатов можно ожидать при анализе связей между полями гидрометеорологических величин, представленных в том или ином виде. Прогностические операторы строились в предположении стационарности исходных процессов. Для прогноза использовались статистически связанные параметры, что создавало неустойчивость полученных уравнений. Отсутствовала единая система отбора и учета факторов, влияющих на ледовые условия. Весьма ограничен ряд ледовых параметров, предсказываемых в рамках существующих исследований. Все это сильно понижает эффективность рекомендаций и диктует необходимость разработки и использования общего подхода к прогнозированию комплекса ледовых характеристик.

В рамках физико-статистического метода принципиальные основы такого подхода в последнее время уже в основном реализованы и с успехом применяются при прогнозировании комплекса ледовых характеристик на дальневосточных морях, и в частности на Японском море [41, 43—46, 50—52, 54—63, 67, 91—100].

В методологическом отношении методы прогнозов основываются на представлении о взаимодействии океана, ледяного покрова и атмосферы как единой системы со множеством прямых и обратных связей. При разработке методик прогноза принимались следующие гипотезы: ледовые условия Японского моря предсказуемы; между ледовыми условиями и крупномасштабными атмосферными и гидросферными процессами существуют долгопериодные асинхронные связи.

При реализации разрабатываемого прогностического комплекса в первую очередь ставился ряд задач, диктуемых практической направленностью исследования:

1 — разработать метод фонового прогноза общего развития ледовых условий на море (прогноз средней месячной ледовитости) с максимально возможной заблаговременностью (год и более);

2 — разработать модели прогноза, детализирующие процесс развития ледовых условий (прогноз декадной ледовитости) с заблаговременностью от 1 мес до 1 года.

3 — разработать и реализовать модели прогноза распределения льда на акватории морей (прогноз декадных значений ледовитости, положения кромки льда, полей сплоченности, возраста, форм льда и т. д.) с заблаговременностью от 1 до 3 декад.

В связи с комплексностью задачи методы, используемые для этих направлений, несколько различаются.

49.2. Архив ледовой информации

Исходной информацией при прогнозе ледовых условий на Японском море являлись: карты ледовых авиаразведок над морем; гидрометеорологические ежемесячники (ежегодники) по дальневосточному региону, содержащие данные прибрежных гидрометеорологических станций и постов; спутниковые снимки ледяного покрова моря, получаемые с ИСЗ серий NOAA, «Метеор», «Космос» и др. В качестве дополнительной информации привлекались прибрежные радиолокационные и вертолетные наблюдения за льдом, попутные судовые наблюдения, сведения, получаемые при исследованиях на ледовых полигонах, и т. д.

Вся имеющаяся информация о состоянии ледяного покрова, получаемая в течение определенной декады, картировалась и подвергалась предварительному анализу, основой для которого служили данные ледовых авиаразведок, проводимых в течении данной декады. Обычно в течение декады осуществлялось несколько ледовых авиаразведок (от одной до трех, редко больше, в зависимости от сложности ледовой обстановки на море), освещающих отдельные районы моря. Затем фрагменты ледовой обстановки, в том числе данные прибрежных наблюдений гидрометстанций и постов, а в последнее время и спутниковые данные, визуально осреднялись для данной декады по всему морю. Проводился также критконтроль получаемой информации (данные процедуры обычно выполнялись в оперативных подразделениях гидрометслужбы, занимавшихся сбором и первичным анализом ледовой информации). Минимальная дискретность построения карт ледовой обстановки, охватывающих всю акваторию конкретного моря и представляющих практически непрерывный ряд в течение ледового периода, составила одну декаду. Более высокое временное разрешение в связи со сложностью получения ледовой информации (обширные акватории, наличие неблагоприятных погодных условий и т. д.) возможно только для некоторых локальных акваторий, причем получаемые ряды в силу изложенных причин будут заведомо неэквидистантны.

По средним декадным картам ледовых условий определялись декадные значения ледовитостей, выделялись зоны, занятые тяжелым льдом, и подсчитывалась их площадь, снимались значения различных ледовых характеристик (сплоченность, возраст, формы льда и т. д.), при необходимости выделялись области с заданными ледовыми условиями.

Для численного представления положения кромки льда или границ зон с различными ледовыми характеристиками использовалась система фиксированных направлений, когда положение кромки льда аппроксимируется точками пересечения реальной кромки с определенным образом выбранными направлениями. При этом детализация положения кромки или границ зон различных ледовых характеристик может как угодно варьироваться в зависимости от дискретности выбранных направлений. С учетом особенностей эволюции ледовых условий, выбранной временной дискретности наблюдений, а также результатов экспериментов по прогнозу положения кромки льда [1, 2, 4, 9, 10, 29, 58, 77, 91] численное представление кромки льда на дальневосточных морях осуществлялось по схеме, показанной на рис. 49.1.

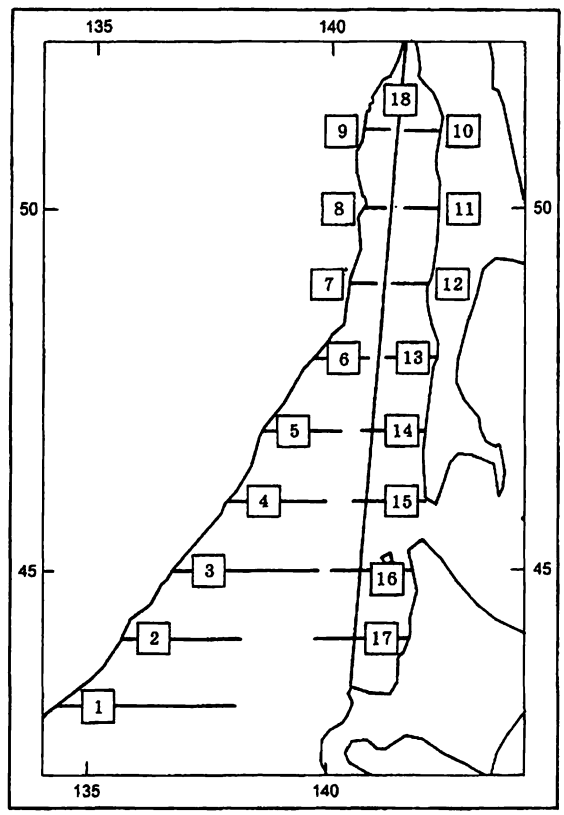


Рис. 49.1. Расположение и нумерация лучей, используемых для фиксирования положения кромки льда и границ областей с различными ледовыми характеристиками

Для задания полей ледовых характеристик акватория моря разбивались на ряд сравнительно однородных районов. Осредненные в рамках выделенных районов значения ледовых элементов относились к центрам соответствующих районов. Степень детализации сведений о ледовых условиях в данном случае напрямую зависит от размеров элементарных ячеек сетки, которой покрывается акватория моря для снятия значений ледовых характеристик. В зависимости от сложности ледовых условий характеристики пространственных размеров элементарных ячеек несколько различаются (рис. 49.2).

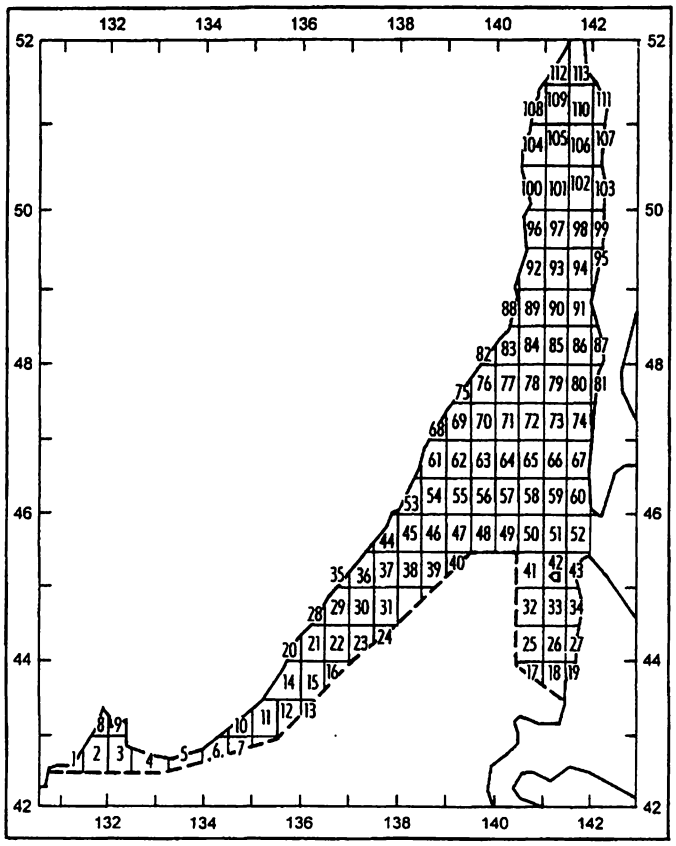


Рис. 49.2. Нумерация районов моря для снятия значений ледовых характеристик

Для Японского моря по выбранной сетке фиксировались сведения о сплоченности, возрасте, формах льда, торосистости и заснеженности. В прибрежных зонах, наиболее интересных с точки зрения их хозяйственного освоения, площади районов для снятия ледовых характеристик уменьшались.

Значения сплоченности, торосистости и заснеженности снимались с ледовых карт в абсолютных или условных (баллах) единицах. Для численного представления полей возраста и форм льда, сведения о которых задавались по градациям и обозначались на картах ледовых авиаразведок символами [20], применялась система индексации данных. При этом каждой градации присваивался свой цифровой код (балл) (табл. 49.1).

Учитывая высокую точность определения местоположения самолета или при отсутствии авиаразведок, достаточную точность привязки и дешифровки спутниковых данных, наиболее надежно из всех элементов ледового режима можно определить положение кромки льдов. Возможные ошибки представления положения кромки льда, вычисляемых значений ледовитости или площади зон тяжелого льда много меньше среднего квадратического отклонения значений этих величин [40—42, 66], а ошибки наблюдений и фиксирования полей сплоченности, возраста и форм льда не превышают одного балла [66]. При полном отсутствии сведений о ледовой обстановке в том или ином районе за отдельные декады, искомые величины находились как средневзвешенные от значений элементов в соседних районах и в данном районе за предшествующую и последующую декады нескольких лет, выбранных по заданному критерию аналогичности или путем расчета по уравнению множественной регрессии, полученному при обработке имеющейся выборки [91].

Для решения задачи восстановления пропущенных данных был составлен пакет программ для персонального компьютера, реализующий отмеченные принципы. В результате для Японского моря была сформирована информационная матрица размерностью $M \times N \times P$, где M — число лет ($M = 36$), N — число декад ледового периода ($N = 15$ с 1-й декады декабря по 3-ю декаду апреля), а P — число фиксируемых ледовых параметров ($P = 5$).

За начало отсчета при формировании архива ледовой информации был принят 1960 г. Более ранние наблюдения в связи с их исходной неполнотой — недостаточным объемом и качеством наблюдений, а следовательно, сложностью их критической оценки, в архив не включались; более ранние сведения о ледовом режиме морей привлекались лишь для реализации задач долгосрочного и сверхдолгосрочного прогноза (табл. 49.2).

49.3. Долгосрочный и сверхдолгосрочный прогноз ледовитости

Для целей долгосрочного планирования несомненный интерес представляет фоновый долгосрочный и сверхдолгосрочный прогноз ожидаемого количества льда на той или иной акватории региона, на основании которого можно уже делать определенные заключения о характере развития ледовых процессов в наиболее перспективных районах и пытаться детализировать прогноз. При прогнозах большой заблаговременности (1 год и более), как правило, трудно отыскать внешние по отношению к ледяному покрову предикторы, обладающие достаточной информативностью, поэтому наиболее перспективным путем построения моделей долгосрочного и сверхдолгосрочного прогноза является поиск скрытых периодичностей в самом прогнозируемом процессе и их использование при разработке прогностических рекомендаций.

Накопленный многолетний ряд наблюдений за ледовитостью Японского моря позволил выделить в общем процессе изменчивости ледовитости ряд скрытых периодичностей, оптимальная суперпозиция которых и сделала возможным осуществить экстраполяцию этого процесса.

Таблица 49.1

Интервалы изменчивости ледовых характеристик, задаваемых в символьном виде и их цифровой код

Возраст льда				Формы льда			
Характеристика	Символ	Толщина, см	Код	Характеристика	Символ	Горизонтальные размеры, км	Код
Льда нет		0	0	Льда нет		0	0
Начальные виды		0—10	1	Мелкобитый лед		0—0,02	1
Серый лед		10—15	2	Крупнобитый лед		0,02—0,1	2
Серо-белый лед		15—30	3	Обломки полей		0,1—0,5	3
Тонкий однолетний		30—70	4	Большие поля		0,5—2	4
Однолетний средней толщины		70—120	5	Обширные поля		2—10	5
Толстый однолетний		> 120	6	Гигантские поля		> 10	6
				Припай			7

Таблица 49.2

Обеспеченность прогнозов средней месячной ледовитости (%) Японского моря за период с 1960 по 1991 г.

Месяц	Среднее многолетнее	Обеспеченность, %
Декабрь	14,2	4,79
Январь	36,4	75,8
Февраль	45,0	73,7
Март	38,4	72,9
Апрель	9,2	74,7

Алгоритм прогноза. Прогноз осуществляется по формуле:

$$Y_i = \sum_{n=1}^{p} \left[a_n \cos\left((2\pi / T_n)X_i\right) + b_n \sin\left((2\pi / T_n)X_i\right)\right]. \quad (49.1)$$

Здесь $i = 0, 1, \ldots, N-1$, а p — число выделенных гармоник [7, 9]; a, b — коэффициенты Фурье, вычисляемые методом наименьших квадратов [7];

$$a_n = 2 / N \sum_{i=1}^{N} Y_i \cos(2\pi / T_n)X_i;$$

$$b_n = 2 / N \sum_{i=1}^{N} Y_i \sin(2\pi / T_n)X_i; \quad (49.2)$$

где $n = 3, \ldots, p$.

Амплитуда той или иной гармоники рассчитывается по формуле

$$A_n = \sqrt{(a_n^2 + b_n^2)}\,. \quad (49.3)$$

Все гармоники ранжировались по значению амплитуды. Для дальнейшего анализа и прогноза отбиралась совокупность гармоник, удовлетворяющих условию:

$$A \le R(Y_{max} - Y_{min})/100, \quad (49.4)$$

где R — доля (%) размаха временного ряда, определяющая число учитываемых гармоник, т. е. подробность восстановления многолетнего хода ледовитости.

Анализ результатов прогноза. По предложенному алгоритму был сделан фоновый прогноз ледовитости Японского моря на период с 1991—1992 до 1994—1995 гг. С учетом постоянного притока информации о ледовом состоянии морей оптимальной является процедура прогноза на год вперед с последующим включением данных прошедшего года в архив информации, но в принципе модель не ограничивает заблаговременность прогноза. По данным с 1960 по 1991 г. (обучающая выборка) была рассчитана средняя месячная ледовитость дальневосточных морей на 1992—1996 гг. (проверочная выборка), т. е. был получен ряд прогнозов с заблаговременностью 1 год (зима 1992-93 г.), с заблаговременностью 2 года (1993-94 г.), 3 года (1994-95 г.), 4 года (1995-96 г.). Сделаны также оценки метода на зависимом материале (обеспеченность прогнозов) и аналогичные оценки (оправдываемость прогнозов) на независимом материале (за период 1992—1995 гг.). Все расчеты выполнялись для $R = 5\,\%$, т. е. учитывалось около 95 % изменчивости исходного процесса. Число отбираемых гармоник при такой точности прогноза варьировалось от 5 до 9.

Оценки обеспеченности прогностических рекомендаций на зависимом материале (данные за 1960—1990 гг. включительно) в основном не опускались ниже 73 %-го уровня, а в ряде случаев и значительно превышали его. Средняя оправдываемость прогнозов на независимом материале (данные за 1991—1996 гг.), как и следовало ожидать, оказалась несколько ниже и в среднем составила 71 %, что для сверхдолгосрочных прогнозов является достаточно хорошим показателем [35]. Наиболее низкие оценки прогнозов падают на начальный период, когда льда еще мало и ледовые процессы отличаются крайней неустойчивостью (см. главу 46). Обеспеченность климатологических прогнозов составляет около 59 %, т. е. эффективность метода достаточно очевидна. Основные ошибки прогнозов, а следовательно и снижение оправдываемости, связаны с аномальностью ледовых процессов, наиболее ярко проявившейся на Охотском море, а с учетом связности ледовых процессов затронувшей и весь дальневосточный бассейн в зиму 1994-95 г. В эти годы активное развитие ледовитости продолжалось лишь до середины февраля, после чего количество льда в море резко уменьшилось, что, как оказалось при дальнейшем анализе, по-видимому, связано с трансформацией основных центров действия атмосферы Северного полушария и в частности — тихоокеанского максимума и алеутской депрессии. Тем не менее полученные оценки позволяют сказать, что в целом предложенная схема прогноза достаточно адекватно отражает многолетнюю изменчивость ледовитости морей дальневосточного бассейна и может быть использована при решении прикладных задач долгосрочного планирования морских операций.

49.4. Долгосрочный и среднесрочный прогноз декадной ледовитости

Схема долгосрочных (от 1 мес до 1 года) изменений ледовой обстановки морей дальневосточного бассейна следующая. Ледовитость определяется крупномасштабными атмосферными и гидросферными процессами, формирующими особенности климатических и погодных условий Северного полушария. Наиболее полно эти процессы отражены в изменчивости характеристик центров действия атмосферы и ледовитости. Так как конкретного эволюционного механизма влияния центров действия атмосферных и гидросферных процессов на ожидаемый с некоторым упреждением характер ледовых условий еще не выявлено, то рассматривать его приходится в виде некоторого комплекса статистических зависимостей, представленных в вероятностной или категорической форме.

В качестве исходной информации для долгосрочного прогноза ледовитости использовались следующие материалы.

1. Архив декадных значений ледовитости за период декабрь—май с 1960 по 1993 г.

2. Месячные аномалии температуры (ΔT) в центрах действия атмосферы Северного полушария. Учитывались алеутская депрессия, азиатский зимний антициклон, летняя дальневосточная депрессия, канадский и охотский антициклоны, североамериканский летний циклон, арктический антициклон, среднеазиатская депрессия.

3. Индексы атмосферной циркуляции А. А. Гирса, О. К. Ильинского, А. Л. Каца, Е. Н. Блиновой и т. д.

Данные величины выбирались за период с января 1960 г. по декабрь 1993 г. Перечисленные сведения записывались на технические носители и служили в качестве архива информации при решении поставленных задач.

4. Средние декадные карты температуры поверхностного слоя воды, получаемые в результате комплексного осреднения данных судовых наблюдений в регионе и факсимильных карт температуры воды. Метеорологического агентство Японии. Этот архив включал данные 1970—1993 гг. Более ранние сведения носили преимущественно разрозненный характер, каким-либо образом систематизировать их в рамках поставленных задач не представилось возможным. Значения температуры воды осреднялись для всего моря.

На основании выдвинутых гипотез и с использованием описанных архивов исходной информации были реализованы некоторые прогностические модели.

49.4.1. Прогноз ледовитости, основанный на алгоритмах МГУА (метод группового учета аргументов)

Попытка решить задачу долгосрочного прогноза с помощью традиционных линейных моделей множественной регрессии не привела к положительным результатам. Хотя отдельные коэффициенты корреляции при исследовании асинхронных связей ледовитости с комплексом показателей атмосферной циркуляции и достигали достаточно высоких значений, но в целом для долгосрочного прогноза по спектру заблаговременностей от 1 мес до 1 года регрессионные связи оказались недостаточно тесными. Как правило, множественный коэффициент корреляции не превышал 0,64. Тем не менее для ориентировочных консультационных прогнозов модели множественной линейной регрессии с набором предикторов из приведенного выше архива, выбираемых по признаку максимума коэффициента корреляции, в силу их простоты и наглядности могут быть рекомендованы.

Невозможность хорошей аппроксимации зависимости ледовитости от комплекса параметров в пространстве простых линейных связей привела к необходимости поиска более сложных статистических отношений между предиктантами и предикторами. Для реализации подобных задач высокие результаты можно получить, используя методы группового учета аргументов (МГУА) [20]. В результате численных экспериментов из возможных алгоритмов МГУА была синтезирована модель прогноза, являющаяся некоторой суперпозицией алгоритмов последовательного выделения оптимальных трендов и частных линейных описаний [56, 67, 68]. В частности, предлагается следующая схема прогноза (рис. 49.3).

Рис. 49.3. Блок-схема долгосрочного прогноза ледовитости

Архив информации, содержащий данные о предиктантах и предикторах, с помощью генератора случайных чисел разбивается по заданному соотношению (в нашем конкретном случае как 2 : 1) на две выборки — обучающую и проверочную. На обучающей выборке методом наименьших квадратов строятся два ряда частных описаний предиктантов последовательно от каждого из заданного числа предикторов:

1) ряд степенных полиномов:

$$Y_k = \sum_{i=1}^{p} a_i X_{ik}^i, \qquad (49.5)$$

где a_i — весовые коэффициенты данного полинома, рассчитываемые методом наименьших квадратов [22];

2) ряд по тригонометрическим функциям:

$$Y_i = \sum_{n=1}^{p} \left[a_n \cos((2\pi / T_n)X_k) + \right.$$
$$\left. + b_n \sin((2\pi / T_n)X_k)\right], \qquad (49.6)$$

где a_n и b_n — коэффициенты Фурье, вычисляемые методом наименьших квадратов, [7]. Индекс суммирования p показывает число членов полинома в уравнениях (49.5) или число выделяемых гармоник в уравнении (49.6).

При этом максимальное число членов уравнений (49.5), (49.6) ограничивается объемом обучающей выборки (N):

$$\max P < N - 1. \qquad (49.7)$$

Это значение (max P) и определяет максимально возможную сложность рассчитываемого тренда (уравнений (49.5), (49.6)). В качестве тренда оптимальной сложности для каждого ряда описаний отбирались зависимости, минимизирующие на проверочной последовательности среднюю квадратическую ошибку прогноза:

$$\sigma = \frac{\sqrt{\sum_{j=1}^{M} (y_{jk} - \dot{y}_{jk})^2}}{M - 1}. \qquad (49.8)$$

Здесь M — объем проверочной последовательности, а y_{jk} и $\dot{y}_{jk}$ — фактические и прогностические значения соответственно.

При переборе трендов в список переменных первым номером всегда включалось время. Это связано с возрастанием роли функции времени при увеличении заблаговременности прогноза [20]. После этого рассчитывались функции всех возможных сочетаний, выделенных на предшествующих этапах трендов (здесь и далее под трендом понимается функция любого аргумента, а не только времени):

$$y_{\text{прогн}} = f(a_j, y_j). \qquad (49.9)$$

В целях сокращения вычислительных процедур функция трендов представлялась только в виде некоторого степенного полинома. Например, для трех трендов она имела вид:

$$f(a_j, y_j) = a_0 + \sum_n a_n y_n + \sum_n \sum_m a_{nm} y_n y_m +$$
$$+ \sum_n \sum_m \sum_l a_{nml} y_n y_m y_l + \ldots \qquad (49.10)$$

Число членов полинома (49.10) также ограничивалось условием (49.7). Затем последовательно отбрасывалось по одному члену, имеющему минимальный коэффициент корреляции с предиктантом, и выбиралось уравнение, минимизирующее на проверочной выборке соотношение (49.8). Данная процедура выполняется параллельно для всех рассчитанных на предшествующих этапах сочетаний (функций трендов) степенных и тригонометрических трендов. После этого из совокупности полученных в результате всех операций функций отбирались две оптимальных (одна для полиномиальных зависимостей между предиктантом и предиктором и одна для тригонометрических представлений), минимизирующих соотношение (49.8).

Однако в силу недостаточного объема исходной информации число одновременно анализируемых трендов (зависимостей вида (49.5), (49.6)) для последующего построения функции (49.10) ограничивалось пятью (рассматривались все сочетания, включающие от двух до пяти уравнений вида (49.5), (49.6)). При необходимости учета максимально возможного числа предикторов, включались те, которые не вошли в отобранное сочетание (49.9), (49.10), дополнительно использовались частные описания типа:

$$z_1 = a_1 x_1 + a_2 x_2$$
$$z_2 = a_3 x_3 + a_4 x_4$$
$$\ldots\ldots\ldots\ldots$$
$$\ldots\ldots\ldots\ldots$$
$$\ldots\ldots\ldots\ldots$$
$$z_n = a_{2n-1} x_{2n-1} + a_{2n} x_{2n}. \qquad (49.11)$$

Здесь x_i — предикторы, не вошедшие в отобранное сочетание вида (49.9), (49.10); 2_n — общее число предикторов; a — коэффициенты уравнений, полученные методом наименьших квадратов; z — невязка прогноза по уравнению для функций трендов.

$$z = y_{\text{факт}} - f(a_j, y_j). \qquad (49.12)$$

Для дальнейшего сжатия информации рассчитывалось множественное уравнение регрессии относительно невязки прогноза с использованием функции трендов (оптимального сочетания отобранных на первых этапах предикторов), где в качестве предикторов выступали частные описания вида (49.5) или (49.6):

$$z_{\text{прогн}} = \sum_{n=1}^{k} b_n z_n. \qquad (49.13)$$

Число слагаемых в сумме (49.13) также регламентируется длиной обучающей последовательности по формуле (49.7). Соответственно при необходимости учета большего количества факторов генерируется ряд альтернативных уравнений регрессии, т. е. реализуется направленный перебор вариантов использования различных наборов предикторов. Отбор оптимального уравнения регрессии происходит по материалам тестирования на проверочной выборке. Результирующий прогноз получа-

ется как суперпозиция по функции трендов и множественного уравнения регрессии от оставшихся предикторов:

$$y_{\text{прогн}} = f(a_j, y_j) + z_{\text{прогн}}. \qquad (49.14)$$

При оперативном использовании схемы после осуществления всех операций по формированию прогностической модели (49.14) следует запрос данных о предикторах (прогностические данные) и осуществляется прогноз. При этом выдается два параллельных результата, соответствующих видам частных описаний трендов (степенной полином или ряд по тригонометрическим функциям), дальнейший анализ, сравнение и выбор одного из которых выполняются непосредственно экспертом, заинтересованным в прогнозе. Изложенная схема реализована в виде пакета программ и широко используется в практике [68].

С целью испытания предложенной методики проводился прогноз ледовитости Японского морей с заблаговременностью не менее 6 мес. В качестве трендовых составляющих анализировались распределения всех перечисленных (см. раздел 49.4) крупномасштабных показателей, взятых с заблаговременностью от 6 мес до 1 года.

Оценки качества метода, рассчитанные согласно требованиям, предъявляемым к долгосрочным прогнозам [35] по проверочной последовательности на примере прогноза ледовитости для второй декады марта с заблаговременностью не ниже 6 мес, приведены в табл. 49.3. Так как конечный результат представляет собой сложную функцию, объединяющую заданное число параметров, конкретный вклад каждого проследить затруднительно. Поэтому в табл. 49.3 отмечены только первые доминирующие тренды. Как следует из материала табл. 49.3, наиболее удачные прогнозы получены при использовании в качестве доминирующих параметров аномалий температуры (ΔT) в Охотском антициклоне. Возможно, характер аномальности Охотского антициклона и является некоторым долгосрочным индикатором мартовских ледовых процессов на Охотском и Японском морях. Приемлемые результаты получены и с использованием в качестве доминирующих факторов членов разложения в ряд Фурье аномалий температуры летней дальневосточной депрессии, североамериканского минимума или степенных полиномов для аномалий по Северному полюсу. Достаточно хорошие оценки получены и для показателей термического режима воды.

Представленный алгоритм позволяет проанализировать и учесть характеристики внутренней структуры прогностических связей не только в пространстве линейных зависимостей, но и в области нелинейных взаимодействий, представленных произведениями либо степенных полиномов, либо тригонометрических функций. Это, в свою очередь, способствует более полному усвоению исходной информации и, следовательно, повышению адекватности генерируемых моделей прогноза. Результаты проведенной проверки метода позволили несколько

Таблица 49.3

Оценки оправдываемости прогнозов ледовитости Японского моря с заблаговременностью 6 мес

Предиктор	Оправдываемость, %
Охотский антициклон	82 / 90
Летняя дальневосточная депрессия	74 / 82
Североамериканский минимум	66 / 80
Арктический антициклон	78 / —
Канадский максимум	67 / 72
Индексы зональной циркуляции	78 / 76
Средняя температура поверхностного слоя воды	71 / 74

Примечание. Числитель — степенной полином, знаменатель — ряд Фурье.

сократить перебор предикторов для дальнейшей практической реализации модели [56]. На основании сравнительного анализа вкладов различных факторов в списке для прогноза остались предикторы, отражающие состояние ΔT охотского антициклона, североамериканского минимума, летней дальневосточной депрессии, тихоокеанского максимума, Северного полюса и индекса зональности циркуляции атмосферы.

В целом подобные распределения оценок характерны и при прогнозах ледовитости по другим декадам ледового периода.

Испытания метода на проверочной последовательности показали среднюю оправдываемость прогнозов с заблаговременностью до 6 мес за весь ледовый период (декабрь—май) по акваториям Японского моря около 78 %. Минимум оправдываемости — 65 % — падал на начальный период ледового сезона. Как правило, тренды по тригонометрическим функциям несут меньшую ошибку по сравнению с полиномиальными представлениями (для ΔT арктического антициклона разложение в ряд Фурье не проводилось). Это, по-видимому, связано с большей устойчивостью тригонометрических функций, рассчитанных на ограниченной выборке, по сравнению со степенными полиномами. Из представленного списка предикторов отмечается некоторое повышение информативности для показателей, учитывающих процессы за периоды апрель—май и август—сентябрь. При этом, как следует из сравнения линейных и МГУА моделей, существенная доля информативности этого показателя лежит в области нелинейных связей.

Базируясь на приведенных оценках и учитывая, что метод используемый в оперативной практике ГМЦ России реализован только относительно средней месячной ледовитости [25, 26], климатологический метод в среднем дает оправдываемость около 60 %, а метод множественной линейной регрессии — не более 64 % (эффективность метода соот-

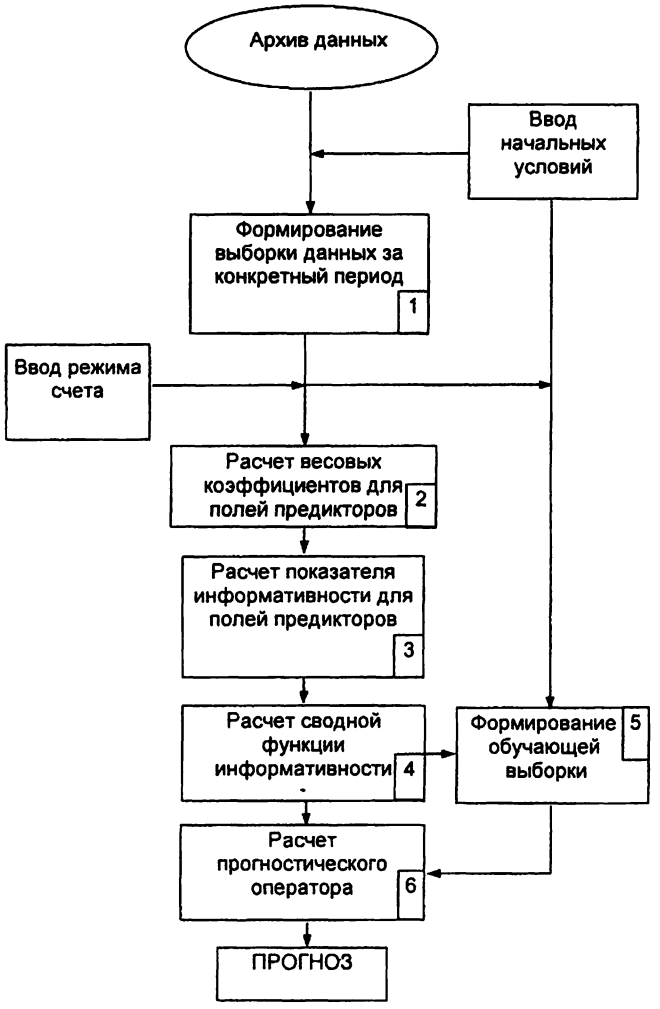


Рис. 49.4. Блок-схема среднесрочного прогноза ледовых характеристик

ветственно составляет 14 %), предложенная схема была рекомендована для дальнейшего использования. Однако при оперативном использовании метода возможны ухудшения оценок, так как результаты авторских испытаний, проведенных на проверочной последовательности, не являются в полной мере независимыми вследствие постоянного обращения к этой выборке при определении оптимального оператора (рис. 49.4).

В заключение следует отметить, что представленная модель благодаря принципам самообучения, заложенным в алгоритм схемы прогноза, может найти широкое применение в прикладных исследованиях — от нахождения статистических оценок процессов и подбора оптимальных аппроксимирующих функций до разработки физико-статистических моделей.

49.4.2. Вероятностный прогноз ледовитости

Существующие в настоящее время методики ледовых прогнозов для дальневосточных морей в большинстве своем предполагают выдачу категорических утверждений об ожидаемом состоянии льда [1, 2, 8, 10, 22 и др.]. Никаких указаний о степени неуверенности в прогнозе потребитель не получает, хотя всегда существует исходная неопределенность относительно будущего состояния. При таком положении естествен переход к вероятностной форме прогноза. Вероятностный прогноз позволяет повысить эффективность прогностических рекомендаций, так как при этом выдается вся информация, имеющаяся в распоряжении прогнозиста. Кроме того, повышается уровень использования поступающей для ледовых прогнозов информации, которая нередко приходит в вероятностном или даже качественном представлении. Перечисленные моменты и заставили обратиться к разработке и реализации некоторых моделей вероятностного прогноза ледовитости на дальневосточных морях.

На первом этапе были предприняты попытки оценить возможность вероятностного прогноза путем построения и оценки простых вероятностных моделей прогноза от ограниченного числа предикторов с помощью алгоритмов априорных условных вероятностей и марковских цепей первого порядка [14, 15, 44, 52, 53, 55, 64, 65, 87, 93, 100]. Дальнейшее усовершенствование моделей прогноза привело к использованию в качестве базового принципа прогноза байесовский подход [15, 57, 87, 95, 96].

Метод априорных условных вероятностей

Задача построения алгоритма сводится к нахождению условных вероятностей $P(\Phi_j/D_{li})$ $j...1$, k; $i...1$, n; $l...1$, L. Здесь Φ_j — вероятность появления j-й градации ледовитости; D_{li} — дискретная область изменения предиктора, где l — номер конкретного предиктора i — номер градации; k, n — число градаций предиктанта и предиктора соответственно; L — общее число предикторов.

Весьма существенным препятствием на пути использования этого метода является то, что число состояний вектора предиктора оценивается как:

$$M = \prod_{l=1}^{L} n_l, \qquad (49.15)$$

где n_l — число градаций 1-го предиктора очень быстро растет с ростом n и L. В результате некоторые состояния вектора предиктора могут быть не обеспечены данными. Поэтому на данном этапе рассматривался ряд конкурирующих моделей вероятностного прогноза, реализующих нахождение условных вероятностей только от одного предиктора. В этом случае матрица условных вероятностей рассчитывается так:

$$\mathbf{P}_{i/j} = P(\Phi_j/D_i) \qquad (49.16)$$

или

$$\mathbf{P}_{l/j} = \frac{n_{ij}}{\sum_{j=1}^{k} n_{ij}}, \qquad (49.17)$$

где n_{ij} — число случаев, когда при появлении градации предиктора i наблюдается фаза предиктанта j. Соответственно прогноз будет иметь вид:

$$P_j(\tau) = \sum_{i=1}^{n} P_i P_{j/i}, \qquad (49.18)$$

где $P_j(\tau)$ — вероятность появления j-й градации ледовитости, P_i — вероятность появления i-й градации предиктора, τ — заблаговременность прогноза.

При этом механизм заблаговременности можно учитывать:

а) непосредственно, закладывая сдвиг по времени τ в матрицу условных вероятностей

$$\mathbf{P}_{j/i} = P_{j/i}(\tau), \qquad (49.19)$$

вследствие чего уравнение преобразуется к виду

$$P_j(\tau) = \sum_{i=1}^{n} P_i(0) P_{j/i}(\tau), \qquad (49.20)$$

где $\mathbf{P}(0)$ — вектор начальных условий ($P_i = 1$ для наблюдавшейся градации предиктора, $P_i = 0$ — для всех остальных);

б) рассчитывая предварительно прогностические значения $P_i = P_i(\tau)$, что приводит к следующему выражению:

$$P_j(\tau) = \sum_{i=1}^{n} P_i(\tau) P_{j/i}(0). \qquad (49.21)$$

Однако последний вариант более трудоемок, так как дополнительно требует реализации некоторого прогностического алгоритма для оценки вероятности $P_j(\tau)$. В связи с этим основное внимание уделялось расчетам по формуле (49.20).

Рассчитывались матрицы условных вероятностей появления определенной фазы ледовитости по каждому из предикторов (формы циркуляции А. А. Гирса, О. К. Ильинского, температуры поверхностного слоя воды) с заблаговременностью от 1 до 6 мес. Так как гидрологические процессы обладают большей инерционностью по сравнению с атмосферными, при использовании в качестве предиктора осредненного значения температуры воды расчеты проводились при сдвигах (τ) до 9 мес.

По полученным матрицам был дан вероятностный прогноз по всему спектру заблаговременностей на вторую декаду января для 10 лет, выбранных с помощью генератора случайных чисел, и рассчитаны оценки Брайера [15].

$$B = 1 - \left[\sum_{i}^{N}\sum_{j=1}^{k}\left(P_j - P_{j0}\right)^2\right] \Big/ 2N, \qquad (49.22)$$

где P_j и P_{j0} — фактическое и прогностическое значения фазы предиктанта соответственно ($P_j = 1$ для осуществившейся фазы и $P_j = 0$ для всех остальных); N — число прогнозов. Оценка Брайера определяет меру ошибочности прогнозов и равна единице для идеального прогноза.

В целом полученные оценки (табл. 49.4) показали приемлемость и перспективность данного подхода. Сравнительный анализ оценок прогноза позволил провести ранжирование используемого на данном этапе архива предикторов (формы циркуляции А. А. Гирса, О. К. Ильинского, температура воды) по степени информативности в задаче вероятностного прогнозирования ледовитости Японского моря. Максимальная информативность при испытании моделей прогноза отмечалась для индексов О. К. Ильинского. Оптимальная заблаговременность составила 1 мес. Информативности индексов А. А. Гирса и показателей термического режима вод несколько ниже и соизмеримы между собой. Для показателей термического режима оптимальная заблаговременность оказалась равной примерно 9 мес. Это, вероятно, связано с существенной инерционностью этого показателя и выражает влияние весеннего теплонакопления на последующий ледовый режим. Следовательно, можно считать, что при заблаговременности прогноза не более 3 мес превалирующую роль в формировании ледовых условий играют атмосферные процессы. При более долговременных связях заметный вклад в перераспределение гидрометеорологических условий начинает вносить тепловая инерция морей.

Модель цепей Маркова

Использование для вероятностного прогноза ледовитости марковских моделей, и в частности цепей Маркова, — один из возможных путей решения поставленной задачи. Как известно, временные корреляционные функции рядов декадных значений ледовитости асимптотически стремятся к нулю, что, в свою очередь, является характерной особенностью марковской модели. Этот факт послужил основной предпосылкой для применения модели простой цепи Маркова к задаче прогноза перераспределения ледовитости на Японском море.

Для последовательности градаций ледовитости за 1960—1993 гг. была рассчитана матрица переходных на следующую декаду вероятностей:

$$P_1 = \|P_{ij}\|, \qquad (49.23)$$

где i — предшествующее состояние, j — последующее состояние системы, которая послужила исходным материалом для декадных прогнозов ледовитости (табл. 49.5). Предполагая однородность простой цепи Маркова, прогноз осуществлялся как

$$P_j(\tau) = P_j(0)\,(P_1)^{\tau}. \qquad (49.24)$$

Таблица 49.4

Оценки эффективности вероятностных моделей (оценки Брайера) для Японского моря

τ мес	Предикторы моделей			
	Индексы А. А. Гирса	Индексы О. К. Ильинского	Температура воды	Модель цепи Маркова
1	0,68	0,74	—	0,68
3	0,60	0,60	0,61	0,62
6	0,65	0,71	0,61	0,54
9	—	—	0,68	—

Таблица 49.5

Матрицы вероятности (%) перехода ледовитости из одной градации в другую для Японского моря

τ мес	P	Японское море				
		P_1	P_2	P_3	P_4	P_5
1	P_1	68	24	7	1	0
	P_2	21	38	36	5	0
	P_3	5	28	35	28	4
	P_4	4	9	20	50	17
	P_5	0	2	6	16	76
2	P_1	42	28	20	10	5
	P_2	25	27	26	18	4
	P_3	16	23	25	24	12
	P_4	11	17	22	28	23
	P_5	3	8	14	24	51
3	P_1	24	24	24	21	15
	P_2	21	22	21	20	16
	P_3	19	21	22	21	17
	P_4	17	20	21	22	20
	P_5	14	17	20	23	26

Здесь $P_j(\tau)$ — ожидаемые вероятности появления различных градаций ледовитости, $P_j(0)$ — начальное состояние ледовитости, τ — заблаговременность прогноза.

Видно (табл. 49.5), что при увеличении заблаговременности матрица $(P_1)\tau$ стремится к своему предельному значению, характеризующемуся минимумом прогностической информации (максимумом энтропии). Подобный вывод следует и из анализа оценок Брайера, рассчитанных по проверочной последовательности — десяти наугад выбранным годам (см. табл. 49.4, где видно, что оценки при превышении заблаговременности 1 мес ухудшаются).

Таким образом, использование данной модели для прогноза перераспределения декадных ледовитостей Японского моря с заблаговременностью больше 1 мес представляется нецелесообразным. При меньших заблаговременностях модель показала вполне удовлетворительные результаты. Следовательно, учитывая простоту и наглядность, модель после соответствующей проверки можно рекомендовать для практического использования.

Байесовский прогноз

Достоинством этого подхода является то, что он позволяет объединить различные источники информации для формулирования вероятностного прогноза в условиях не столь жестких, как в ряде других методов [13, 15]. Кроме того, Байесовский метод дает возможность учитывать неформализованную информацию посредством включения субъективных вероятностей, отражающих сведения, полученные на основе индивидуального опыта. Идея Байесовского метода заключается в том, что, объединяя априорную функцию плотности распределения вектора параметров (или априорные вероятности событий) с информацией выборки, получают апостериорную функцию плотности распределения (или апостериорные вероятности событий). Задача заключается в построении вычислительного алгоритма, с помощью которого в любой конкретной ситуации известному вектору-предиктору оптимальным образом приводилась бы в соответствие ледовитость Японского моря. Для конкретной разработки задача ставилась более узкая: требовалось провести только оптимизацию заданного алгоритма.

Прогностический оператор строился на основе формулы Байеса:

$$P(\Phi_i / X_0) = \frac{\prod_{i=1}^{n} P(X_i / \Phi_j)}{\sum_{j=1}^{k} P(\Phi_j) \prod_{i=1}^{n} P(X_i / \Phi_j)} P(\Phi_i), \quad (49.5)$$

где Φ_j — одно из возможных значений фаз предиктанта, X_0 — значение текущего вектора предикторов, i — номер предиктора, $\Phi(X_i/\Phi_j)$ — условные повторяемости каждой градации каждого предиктора при каждой фазе ледовитости.

Для удобства построения и использования условных функций распределения все переменные преобразовывались из непрерывных в дискретные. При дискретизации значения переменной X_{il} заменялись номерами градаций, в которые они попадали. Границы градаций вычислялись так, чтобы градации были равными:

$$a_{il} = X_{i\min} + (X_{i\max} - X_{i\min})(l-1)/k_i, \quad (49.26)$$

где X_{max} и X_{min} — максимальные и минимальные значения переменной; i — номер переменной; k_i — число градаций; l — номер градации; a_{il} — граничные значения переменной.

Преобразованный таким образом архив представлялся в виде $\{D_i, \Phi_j\}$, где D_i — осуществившаяся в ситуации t градация предиктора, а Φ_j — соответствующая данной ситуации фаза предиктанта (ледовитости).

На данном архиве оцениваются статистические параметры модели:

1) условные повторяемости каждой градации каждого предиктора при каждой фазе предиктанта:

$$P(D_i/\Phi_j) = n_{D_i,\Phi}/n_{.,\Phi}; \quad (49.27)$$

2) их климатическая повторяемость:

$$P(D_i) = n_{D_i,.}/N, \quad (49.28)$$

$$P(\Phi_j) = n_{.,\Phi}/N; \quad (49.29)$$

3) коэффициенты Чупрова [15], служащие для оценки сопряженности предиктора X с конкретным предиктантом:

$$J(X_i, Y) = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{k} (N_{D_i\Phi_j} - n_{D_i\Phi_j})^2}{n_{D_i\Phi_j}\sqrt{(k_i-1)(k-1)}}}, \quad (49.30)$$

где $N_{D_i\Phi_j}$ — число совмещений градации D_i и фазы Φ_j, $n_{D_i,.}$ — общее число осуществления D_i, $n_{.,\Phi}$ — общее число осуществлений j-й фазы Φ, $n_{D_i\Phi_j}$ — число совмещений при независимости X и Y.

Количество фаз предикторов и предиктантов можно задавать произвольно, но, учитывая ограниченность рядов наблюдений в расчетах, желательно, чтобы число градаций не превышало пяти. В данных конкретных расчетах число градаций задавалось равным трем.

Отбор оптимального состава предикторов осуществлялся в определенной последовательности. На первом этапе из архива выбирался наиболее информативный для данного предиктанта предиктор, т. е. тот, которому соответствовало максимальное значение коэффициента Чупрова (max $J(x, y)$). Затем на произвольно выбранном ряду данных (использовались данные за 10 выбранных случайным образом лет) определялась успешность прогноза. Последующий состав предикторов отбирался на основе критерия Брайера (49.22).

Строилась итерационная схема: отбирался предиктор, дающий вместе с уже отобранным на первом этапе по $J(x_i, y)$ максимум оценки (49.22), потом пара, тройка, и т. д. предикторов до тех пор пока не достигалось «насыщающее» значение оценки, т. е. улучшение качества прогнозов практически прекращается, несмотря на учет новых переменных. Расчеты показали, что условия насыщения происходят уже при учете 6—8 предикторов. Можно, разумеется, отбор предикторов организовать только при помощи оценки Брайера (49.22), т. е. первый предиктор выбирать не по критерию Чупрова (J), а также по максимуму (B). Однако первый вариант несколько предпочтительней, так как дает возможность получения ряда альтернативных комбинаций предикторов, сравнение результатов использования которых позволяет повысить устойчивость работы модели.

С целью испытания предложенной прогностической схемы проводился прогноз декадной ледовитости Японского моря с заблаговременностью до 6 мес. Для сокращения общего объема вычислений прогноз рассчитывался только на вторую декаду каждого месяца. Предполагалось, что оценки прогнозов на остальные декады месяца не слишком отличаются от полученных и их непосредственный учет не имеет принципиального значения при общем суждении о возможности использования данного метода.

Авторские испытания метода при прогнозах по данным 10 случайным образом выбранных лет с заблаговременностью до 6 мес показали достаточно высокие результаты (табл. 49.6). При этом оценки Брайера в основном изменялись в пределах 0,75—0,95, а оправдываемость нередко достигала 100 %, что свидетельствует об успешности реализации данной схемы для прогноза ледовитости. При этом оправдавшимся считался прогноз при котором предсказание правильной градации предиктанта осуществлялось с вероятностью более 50 %.

Анализ повторяемостей отбираемых предикторов свидетельствует о достаточно устойчивом механизме влияния процессов, происходящих в атмосфере и океане, на формирование ледовых условий. Так, повторяемость учета температуры воды в определяемых списках наиболее информативных предикторов при различных прогнозах близка к 100 %. Выбор этого показателя в качестве первого — доминирующего фактора осуществлялся с повторяемостью, не превышающей 8 %. Как правило, в качестве первого наиболее информативного предиктора выступал тот или иной показатель крупномасштабной атмосферной циркуляции: чаще всего характеристики алеутской депрессии, охотского антициклона или индексы зональной циркуляции. Относительная же информативность термического состояния поверхностного слоя воды несколько выше при прогнозах ледовитости в начальный период ледового сезона (декабрь—январь).

Таблица 49.6

Средние оценки успешности (критерий Брайера) прогнозов ледовитостей Японского (Татарский пролив) моря по результатам авторских испытаний

Месяц	Заблаговременность, мес			
	1	2	3	6
Декабрь	0,90	0,87	0,80	0,69
Январь	0,95	0,92	0,83	0,75
Февраль	0,92	0,87	0,85	0,74
Март	0,87	0,89	0,81	0,78
Апрель	0,97	0,94	0,89	0,84
Май	—	—	—	—
Среднее	0,92	0,90	0,83	0,75

Ошибочные прогнозы обычно связаны с резкой сменой характера гидрометеорологических процессов уже внутри интервала заблаговременности, что приводит к неучтенному прогнозом радикальному перераспределению ледовых условий. В вероятностном плане это выражается в изменении типа зимы (по характеру ледовых условий). Например, неудачные прогнозы были получены для зимы 1967-68 г., когда развитие ледовых условий по типу ледовитых зим (декабрь—январь) сменилось на малоледовитый тип (февраль—март). Другой пример это 1980-81 г., когда малоледовитый тип зимы в начальный период (декабрь—январь) сменился ледовитым в завершающий (март—май).

Базируясь на приведенных оценках и учитывая, что существующие долгосрочные прогнозы в категорической форме еще далеки от совершенства, а вероятностные прогнозы практически отсутствуют, предложенную схему долгосрочного вероятностного прогноза ледовитости, а также ряда других ледовых характеристик, можно рекомендовать для практического использования. Она в силу своей универсальности может найти применение при исследовании вероятностной структуры природных объектов и разработке вероятностных моделей прогноза различных гидрометеорологических параметров.

49.5. Физико-статистические и вероятностные модели для прогноза положения кромки льда, полей сплоченности, возраста и форм льда

Эволюция положения кромки льда на Японском море имеет довольно сложный характер, зависящий главным образом от особенностей атмосферной цир-

куляции над азиатско-американским сектором Северного полушария. Предшествующие исследования [1, 2, 6, 8, 10, 22—25, 28—30, 40—50, 53—55, 57—61, 67, 72, 73, 91—95, 103], а также проведенный анализ гидрометеорологического режима акватории показали, что при прогнозах декадных значений ледовых параметров с заблаговременностью до трех декад в первую очередь необходим учет: а) предшествующих прогнозу распределений ледовых параметров; б) полей приземного давления и геопотенциала H_{500}. Условия, формирующиеся под воздействием этих параметров, в свою очередь, определяют ветровой режим над морем, интенсивность ледообразования и дрейф льдов.

Анализ условий, предшествующих экстремальным зимам, показал, что атмосферные процессы в районах западнее сибирского антициклона при заблаговременности прогнозов менее 2 мес слабо влияют на ледовый режим Японского моря. Исходя из этих ограничений был выбран район от 100° в. д. до 160° з. д., находящийся между параллелями 30 и 80° с. ш. При задании сетки для снятия значений метеорологических величин предполагалось подробное и по возможности равномерное освещение данными всей выбранной территории.

Поля приземного давления и геопотенциала H_{500}, характеризующие основные особенности атмосферных процессов, снимались в узлах пятиградусных квадратов по 32 точкам, расположенным в азиатско-американском секторе Северного полушария.

Для решения задачи прогноза было разработано и реализовано несколько моделей, отличающихся характером представления и выдачи информации алгоритмами преобразования данных и т. д.

49.5.1. Обобщенная физико-статистическая модель

Модель прогноза представляет собой синтезированный в одном алгоритме метод аналогов и физико-статистический подход. Алгоритм прогноза включает ряд последовательных преобразований и отбора привлекаемой информации, построение прогностического оператора и прогноз. В результате функционирования схемы происходит направленный отбор параметров с учетом аналогичности анализируемых процессов [15, 89], оценка прогностической ценности полей предикторов, ранжирование полей по оценкам прогностической значимости, расчет коэффициента связности полей предикторов с полем предиктанта на заданном сдвиге (заблаговременность прогноза) и т. д. Блок-схема метода прогноза представлена на рис. 49.4.

На первом шаге из архива данных с учетом даты и заблаговременности (τ) прогноза формируются параллельные выборки всех характеристик, участвующих в прогнозе. По этим выборкам производится расчет весовых коэффициентов, участвующих в прогнозе полей (блок 2) по формуле

$$T_k = \frac{\sum_j \sum_i F_{kij}}{m_i m_j}. \qquad (49.31)$$

Здесь

$$F_{kij} = \frac{\sum_{l=1}^{n} (y(\tau)_{ijlk} - y(\tau)_{jlk})(x_{ijlk} - x_{jlk})}{\sqrt{\sum_{l=1}^{n} (y(\tau)_{ijlk} - y(\tau)_{jlk})^2 \sum_{l=1}^{n} (x_{ijlk} - x_{jlk})^2}}, \qquad (49.32)$$

где m_i — число точек предиктанта; m_j — число точек предиктора; n — длина ряда;

$$y(\tau)_{jlk} = \frac{\sum_{l=1}^{n} y(\tau)_{ijlk}}{n}; \quad x_{jlk} = \frac{\sum_{l=1}^{n} x_{ijlk}}{n} \qquad (49.33)$$

— есть средние значения характеристик, причем $y(\tau)$ — средние на сдвиге τ. Данный коэффициент, рассчитываемый для каждого поля предикторов, показывает связь этого поля с полем предиктанта на заданном временном сдвиге; этим учитывается динамика процессов.

После этого рассчитываются (блок 3) параметры прогностической адекватности представленных в архиве полей вида

$$D(x, y)_{fk} = R(x, y)_{fk} (1 - S(x, y)_{fk}). \qquad (49.34)$$

Здесь

$$R(x, y)_{fk} = \frac{\sum_{j}^{m_j} (y_{jk} - y_k)(x_{jlk} - x_{lk})}{\sqrt{\sum_{j}^{m_j} (y_{jk} - y_k)^2 \sum_{j}^{m_j} (x_{jlk} - x_{lk})^2}}, \qquad (49.35)$$

$$S(x, y)_{kl} = \frac{\sqrt{\sum_{j}^{m_j} (x_{jlk} - y_{jl})^2}}{2\left(\sqrt{\sum_{j}^{m_j} (y_{jk} - y_k)^2} + \sqrt{\sum_{j}^{m_j} (x_{jlk} - x_{lk})^2}\right)}, \qquad (49.36)$$

$$x_{lk} = \left(\sum_{j}^{m_j} x_{jlk}\right)(m_j)^{-1};$$

$$y_k = \left(\sum_{j}^{m_j} y_{jk}\right)(m_j)^{-1}, \qquad (49.37)$$

где x_{jlk} — значение архивных данных; y_{jk} — начальные значения; индексы j, k, l — счетчики точек поля, номера поля и времени соответственно; m_j — число точек j-го поля. Параметр $R(x, y)$ имеет смысл некоего аналога коэффициента корреляции, т. е. учитывает связность полей, а $S(x, y)$ характеризует их изменчивость. Соответственно параметр $D(x, y)$ учитывает как связность, так и изменчивость анализируемых реализаций и может интерпретироваться как показатель информативности.

При использовании в прогнозе нескольких полей предикторов вводится весовая функция, рассчитанная ранее (блок 2). На следующем этапе

(блок 4) с учетом весовой функции определяются сводные значения показателя информативности:

$$\psi = \sum_{j}^{M} T_j D_{jk}, \qquad (49.38)$$

где T_j — весовая функция; M — общее число используемых при прогнозе предикторов.

С учетом показателя информативности для требуемой заблаговременности прогноза (τ) формируется обучающая выборка (блок 5) и рассчитывается прогностический оператор (блок 6):

$$\vec{x}(\tau) = \left(\sum_k \psi_k \vec{x}_k\right)\left(\sum_k \psi_k\right)^{-1}. \qquad (49.39)$$

Здесь $\vec{x}(\tau)$ — вектор значений предиктанта.

С использованием возможностей представленной модели был проведен ряд экспериментальных расчетов по прогнозу комплекса ледовых характеристик с заблаговременностью до трех декад, включающий: прогноз положения кромки льда, полей сплоченности, возраста и форм льда и т. д. Интервал прогноза задавался с 1-й декады декабря по 3-ю декаду апреля. Выбор подобного периода диктуется тем, что именно в этом интервале времени происходит ряд наиболее динамичных эволюционных процессов, представляющих практический интерес. Раньше и позже отмеченных сроков прогнозируемые ледовые характеристики на акватории Японского моря наблюдаются достаточно редко и их учет можно провести с помощью средних многолетних оценок.

С целью проверки метода были произведены оценки успешности прогнозов по всему исходному ряду и по независимым двухгодичным выборкам. Выборки для получения прогностических зависимостей формировались из архива для каждой конкретной декады прогноза. В зависимости от даты и заблаговременности прогноза исходная выборка постоянно трансформируется. Последовательная коррекции прогностических зависимостей путем изменения исходных выборок позволяет в определенной мере учитывать природную нестационарность ледовых процессов, а достаточно обширный объем выборок, используемых для прогноза, позволяет говорить об устойчивости получаемых статистических параметров. За допустимую ошибку при прогнозах кромки или границы тяжелого льда принималась величина $0{,}674\sigma_{ij}$, где σ_{ij} — среднее квадратическое отклонение прогнозируемого параметра в конкретном пространственно-временном интервале: i — индекс времени (номер декады), j — индекс пространственной ориентации (номер направления для фиксации положения кромки или границы тяжелого льда). При прогнозах сплоченности, возраста и форм льда, оцениваемых в баллах, за допустимую ошибку прогноза принималась величина, равная одному баллу [7]. Использование фиксированного значения допустимой ошибки (один балл) приводит к определенной зависимости оценок точности прогноза от реальной изменчивости прогнозируемого элемента, т. е. пространственно-временные распределения оправдываемостей прогнозов элементов несут в себе черты аналогичных распределений изменчивости этих элементов [40—42].

Средние обеспеченности метода при прогнозах с заблаговременностью от одной до трех декад составили: для кромки льда — от 90 до 77 %; для границы тяжелого льда — от 87 до 79 %; для сплоченности льда — от 93 до 78 %; для возраста льда — от 94 до 89 %; для форм льда — от 94 до 84 %. Распределение оценок обеспеченности во времени (в течение ледового сезона) хорошо иллюстрирует рис. 49.5. Минимальные оценки отмечаются на начальном этапе ледового периода (декабрь—январь). В это время они также наименее устойчивы. В дальнейшем оценки прогнозов несколько улучшаются и стабилизируются, что, по-видимому, в значительной степени связано с возрастанием роли ледовой инерции.

Оправдываемость прогнозов в целом также достаточно велика, и даже при трехдекадной заблаговременности превышает 70 %. Для сравнения можно отметить, что оправдываемость аналогичных прогнозов с использованием стандартных тестовых методов: климатологического и инерционного [41, 42, 45, 48] — оказалась значительно ниже. Для климатологического прогноза она составила около 60%, а для инерционного — от 70 % при заблаговременности одна декада до 55 % при трехдекадной заблаговременности. Ошибочные прогнозы обычно связаны с резкой сменой циркуляционных условий на дальневосточном регионе, обусловливающей непредсказуемые изменения ледовых характеристик на морях. Одной из причин подобных изменений может послужить выход на акваторию моря одного или даже серии глубоких циклонов. Причем в зависимости от их траекторий ледовитость моря может как увеличиваться, так и уменьшаться. Обобщенные результаты авторских проверок приведены в табл. 49.7.

В заключение необходимо отметить, что изложенная методика уже нашла применение в оперативной практике для прогноза положения кромки льда по различным районам дальневосточных морей в ряде научных и производственных подразделений Дальнего Востока.

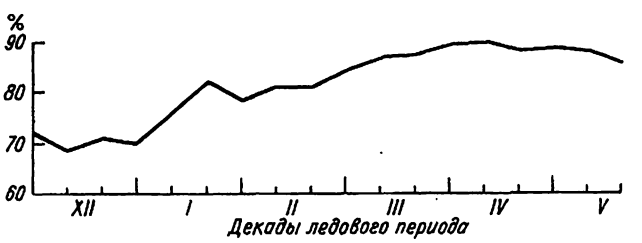


Рис. 49.5. Распределение оценок обеспеченности (%) при прогнозах положения кромки льда в Японском море с заблаговременностью две декады

Таблица 49.7

Средние оценки успешности (%) прогнозов ледовых характеристик на Японском море по результатам авторских испытаний

Ледовая характеристика	Заблаговременность прогноза, декада		
	1	2	3
Кромка льда	89	82	73
Сплоченность льда	85	79	75
Возраст льда	94	90	84
Формы льда	92	91	88

Таблица 49.8

Средние оценки успешности (критерий Брайера) прогнозов кромки льда в Японском море по результатам авторских испытаний

Месяц	Заблаговременность прогноза, декада		
	1	2	3
Декабрь	0,90	0,87	0,80
Январь	0,95	0,92	0,83
Февраль	0,92	0,87	0,85
Март	0,87	0,89	0,81
Апрель	0,97	0,94	0,89
Средняя	0,92	0,90	0,84

49.5.2. Реализация вероятностной модели для прогноза ледовых характеристик на дальневосточных морях

Для вероятностного прогноза декадного положения кромки льда с заблаговременностью до трех декад на основе сформулированных предположений и собранного архива данных использовалась байесовская модель (см. раздел 49.4.2). Авторские испытания метода, проводившиеся по данным трех лет (1990—1993 гг.), показали достаточно высокие результаты. Рассчитывались оценки успешности по прогнозу каждого элементарного параметра, в совокупности дающие представление о распределении кромки льда в целом, которые затем осреднялись.

Оценки Брайера в основном изменялись в пределах 0,80—0,97 (табл. 49.8), что свидетельствует об успешности реализации данной схемы и для прогноза декадного положения кромки льда.

Дальнейшее развитие методов ледовых прогнозов на дальневосточном бассейне возможно по следующим направлениям:

а) постоянное расширение информационного архива данных о ледовых условиях дальневосточных морей и факторах, их формирующих. Ценный материал для этой цели может быть получен в результате комплексных наблюдений (ИСЗ, самолеты, суда, группы наблюдателей на льду) за ледяным покровом;

б) дальнейшее, более углубленное изучение ледового режима Японского моря, выявление новых закономерностей развития ледяного покрова;

в) максимальная автоматизация процесса сбора исходной информации;

г) создание автоматизированной прогностической системы, включающей дополнительно набор возможных моделей для численного прогноза перераспределения льда на дальневосточных морях, что наиболее эффективно реализовывается в рамках термогидродинамических (атмосфера — ледяной покров — океан) моделей;

д) расширение списка прогнозируемых одновременно ледовых параметров, включающего физико-механические характеристики льда. Учитывая, что ледовые параметры тесно взаимосвязаны, прогнозирование сразу всего комплекса не только сократит время, затрачиваемое на каждый отдельный прогноз, но и позволит повысить точность вычисляемых параметров за счет наличия избыточной информации.

50. ОБЛЕДЕНЕНИЕ СУДОВ

В холодный период года на морях наиболее опасным для судов природным явлением считается обледенение; ежедневно от этого явления страдают десятки и сотни судов. Обледенение затрудняет и нарушает производственную деятельность, приводит к травматизму моряков и нередко к катастрофическим последствиям. В дальневосточном регионе зарегистрировано более 80 случаев гибели судов [11, 101]. Из 16 отечественных экипажей спасено только 8. В период с 1957 по 1961 г. погибло 44 японских судна. С 1963 по 1967 г. — 19 судов и 296 членов экипажей. С 1966 по 1968 г. погибло 5 английских судов и 159 членов экипажей. 19 января 1965 г. при шторме 10—12 баллов, снегопаде и температуре −23 °С погибло 4 советских и 6 японских судов в Беринговом море, при этом спасли только одного человека. В 1969 г. погибло судно, принадлежавшее гидрометеорологической службе.

Явление обледенения судов относят к разряду опасных и особо опасных (ОЯ) или стихийных гидрометеорологических явлений (СГЯ). Для мореплавателей разработаны соответствующие инструкции поведения при обледенении. Основными средствами борьбы с обледенением являются: маневр судна, уменьшающий нарастание льда; околка льда силами экипажа; выход из зоны обледенения. Всем мореплавателям необходимо знать условия и факторы, способствующие обледенению, среди которых есть технические (тип судна, такелаж, загрузка, покрытие и т. д.), субъективные (маневр судна) и гидрометеорологические. Учет этих факторов, наряду со знанием основных причин, определяющих возникновение обледенения и его интенсивность, необходим в практической деятельности как мореплавателей, так и служб, обеспечивающих безопасность.

В настоящее время учет гидрометеорологических условий осуществляется на основе опыта судоводителей и результатов исследований, полученных в 60—70-е годы. В этот период Гидрометцентр СССР дважды издавал «Временные указания по преду-

преждению и возможном обледенении судов» (в 1967 и 1969 гг.) [12]; также были изданы «Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов» (ААНИИ, 1972 г.) [33]. Основой этих работ послужили более 3000 специальных анкет, результаты специальных натурных экспедиционных исследований, лабораторных экспериментов, а также обобщения судовых наблюдений. В целом полученный материал позволил рассмотреть физическую сущность самого явления и синоптические условия его возникновения. Не умаляя значения этих исследований, следует подчеркнуть, что они практически только вскрыли многочисленные проблемы, связанные с чрезвычайной сложностью и разнообразием этого природного явления. Так, до сих пор нет определенности в том, какие виды обледенения следует принимать во внимание, какими значениями гидрометеорологических параметров оно сопровождается, четко не установлены факторы (и их значимость), влияющие на обледенение, не получены достоверные количественные оценки степени обледенения, недостаточно изучены связи между различными типами судов, их поведением, явлением обледенения, условиями забрызгивания судна и так далее. Нет даже твердо установившейся терминологии и методологии наблюдения над явлениями обледенения. Более того, имеющиеся сведения характеризуют явление обледенения судов лишь в целом для всего Мирового океана и не отражают региональные особенности различных акваторий, что обусловлено крайне малым количеством данных непосредственных наблюдений. Например, по акватории рассматриваемого нами Японского моря количество используемых ранее наблюдений не превышало 300 [33].

С 1965 г. в обязанности штурманов вменили регистрацию характеристик обледенения и к настоящему времени накоплено достаточно большое количество этих наблюдений (около 6 тыс. по акватории Японского моря), что позволяет получить достаточно объективные характеристики обледенения. Несмотря на не слишком хорошее качество этих наблюдений, вызванное различными причинами, и в первую очередь сложностью явления и отсутствием обоснованной методологии определения характеристик интенсивности обледенения, эти данные представляют несомненный интерес. Прежде чем представить результаты анализа этих данных, обобщим имеющиеся сведения о причинах и интенсивности обледенения.

В основе любой классификации причин обледенения в том или ином виде лежат физические или природные процессы, в которых учитывается влияние обледенения на остойчивость судна. Исходя из анализа многочисленных опубликованных ранее работ, можно представить следующую классификацию форм обледенения судов. Прежде всего различают обледенение от замерзания пресной и соленой воды. К пресноводному обледенению относят: 1) сублимацию пара, содержащегося в атмосфере, на предметах, а также внутри переохлажденного тумана; 2) намерзание капель дождя или мороси; 3) смерзание твердых осадков. При этом различают белое обледенение (от парения моря) и черное обледенение (при приподнятом тумане). Образуется кристаллическая, или зернистая, изморозь либо гололед (стекловидное замерзание). При этом гололед может быть матовым или прозрачным. Намерзать могут также сухие мелкие кристаллы (при температуре воды ниже −18 °С).

Обледенение за счет соленой воды происходит вследствие попадания брызг морской воды, наката волны, а также замерзания мельчайших капель в брызговом облаке. При этом могут образоваться: глазированный либо пористый лед (вследствие смерзания мелких кристаллов при температуре воздуха ниже −18 °С); пористый матовый лед (вследствие наката морской волны). Обледенение судов, как правило, происходит в результате совместного эффекта различных причин, но на практике обычно не выделяют вид обледенения (к примеру, черное или белое обледенение), в то время как черное обледенение — чрезвычайно опасный вид, так как лед образуется на верхних частях судна, что приводит к резкой потери остойчивости судна.

В официальных документах, например в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» [34], указывается, что причиной обледенения является замерзание при отрицательной температуре воздуха: а) брызг и воды, попадающих на палубу и надстройки при свежем ветре и волнении; б) капель дождя и тумана, оседающих на рангоуте, такелаже и надстройках; в) брызг морской воды, попавших на палубу вместе с каплями дождя. Соответственно определяются следующие формы обледенения: 1) от брызг; 2) от тумана; 3) от совместного воздействия тумана и брызг; 4) от дождя; 5) от совместного действия брызг и дождя.

По данным наблюдений с 1955 по 1965 г. (421 случай обледенения для всех морей), 37 % обледенения имело брызговой характер, 53 % — от брызг и осадков, 10 % — от тумана и брызг. При этом преобладали нерадиационные туманы при скорости ветра более 8 м/с. Статистический анализ более 3 тыс. специальных анкет также по всем морям за 1967—1971 гг. [33] позволил выявить, что основной причиной обледенения являются морские брызги — 89,8 %, от совместного действия брызг, тумана, дождя, мороси — 6,4 %, от брызг и твердых осадков — 1,1 %, только от тумана, дождя и мороси — 2,7 %.

Определение интенсивности (или степени) обледенения судна — одна из нерешенных до сих пор проблем. Степень обледенения судна зависит, во-первых, от гидрометеорологических условий, во-вторых, от характеристик судна (размеров, типа, осадки), а также от маневра судна, т. е. скорости и курсового угла относительно ветра и волнения. Так, в период проведения натурных экспериментов в 1968 г. в Японском море при практически одинаковых гидрометеорологических условиях и в одно и то же время на судне «Академик Бэр» фиксировалось обледенение различной интенсивности 11 раз, а на

СРТМ 8-434 наблюдалось всего 2 случая слабого обледенения.

Незначительное число натурных наблюдений по обледенению, малое количество специальных экспедиций вызывали многочисленные попытки определить степень обледенения косвенными методами или приближенными. Естественно, что критерии интенсивности обледенения должны были основываться на опасности, которую представляет для судна образовавшийся лед. Практически до 1970-х годов наблюдатели оценивали степень обледенения по 2-балльной шкале: слабое (или медленное) и сильное (или быстрое) без всяких численных критериев. Проблема численного критерия состоит в том, что если под интенсивностью обледенения понимать скорость нарастания толщины льда, то при разных условиях, в разных местах судна она будет существенно различаться. Если под интенсивностью понимать объем отложившегося льда, то в зависимости от типа судна и характера обледенения, при котором лед может нарастать неравномерно на различных частях корабля, одно и то же количество льда может представлять различную опасность.

Во «Временных указаниях по предупреждению о возможном обледенении судов» [12] и в «Дополнении к Наставлению» [27] принята 3-балльная шкала, основанная на скорости нарастания льда: 1 балл — слабое обледенение (2 см/ч); 2 балла — умеренное (2—6 см/ч); 3 балла — сильное (более 6 см/ч). При этом Всемирной метеорологической организацией предложено рассчитывать степень обледенения для стандартного судна с последующим перерасчетом на другие типы судов.

В 1972 г. в «Методических указаниях» [33] предложена 3-балльная шкала: медленное, быстрое и очень быстрое нарастание. Отмечается, что критерии интенсивности будут различаться для разных типов судов (рассматриваются только рыболовецкие суда водоизмещением 300—500 т типа СРТ). За основу критерия принята способность экипажа судов вести борьбу с обледенением имеющимися в распоряжении экипажа ручными средствами, чтобы обеспечить безопасность судна. Согласно этому критерию медленное обледенение характеризуется скоростью отложения льда на судне не более 1,5 т/ч. В этом случае экипаж в составе 25—26 человек может без посторонней помощи справиться с удалением льда с судна. С быстрым обледенением — максимально возможная скорость образования льда 1,5—4 т/ч — экипаж справляется с трудом. Капитан судна обязан установить радиосвязь с начальником экспедиции (флотилии) и через каждые 2 ч его информировать. При очень быстром обледенении — более 4 т/ч — капитан судна обязан установить постоянную связь с начальником экспедиции, принять самые активные меры по удалению льда и выводу судна из опасной зоны или потребовать помощи.

В принятом в 1981 г. «Коде для передачи данных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских станций КН-01» [27] дана следующая характеристика обледенения судна: 1) лед не нарастает; 2) лед нарастает медленно — 0,6 см/ч и менее; 3) лед нарастает быстро — 0,7 см/ч и более; 4) лед тает или взламывается медленно; 5) лед тает или взламывается быстро.

В «Наставлении по службе прогнозов» [34] для определения обледенения судов должны использоваться следующие термины:

обледенение — интенсивность отложения льда менее 0,6 см/ч; категория явления ОЯ;

быстрое обледенение — интенсивность отложения льда от 0,7 до 1,3 см/ч; категория явления СГЯ;

очень быстрое обледенение — интенсивность отложения льда более 1,4 см/ч; категория явления СГЯ.

Как видим из вышеизложенного, несоответствие данных наблюдений на судах характеристикам интенсивности обледенения, принятым при выдаче прогнозов обледенения, приводит к существенному усложнению при анализе условий обледенения судов. Используя данные судовых наблюдений, можно говорить лишь о медленном и быстром обледенении; вопрос остается открытым при определении очень быстрого обледенения.

Обобщения случаев обледенения судов на акватории Японского моря ранее производились в ДВНИГМИ Н. Ф. Буяновым (1969), Н. М. Поляковой (1984) и др. Результаты этих обобщений были использованы в научно-исследовательских отчетах. Наиболее полное обобщение и расчет всех статистических закономерностей проведен А. Г. Петровым в отчете [37] и статьях [38, 39].

Исходный материал и режимные особенности обледенения. Основным исходным материалом для исследования явления обледенения в Японском море послужили данные попутных судовых наблюдений в виде телеграмм с 1976 по 1993 г., а также опубликованные результаты наблюдений над обледенением, полученные как в виде попутных наблюдений, так и в специализированных экспедициях.

В табл. 50.1 представлено число случаев наблюдений за обледенением по месяцам на начальный момент исследований. Проведенный анализ данных позволил отбраковать ряд наблюдений (особенно в теплый период года), а некоторое их количество поставить в ряд сомнительных, но в принципе возможных. При этом случаи возможного обледенения отмечаются и в теплый период года, прежде всего в переходный (сентябрь—октябрь, апрель—май). Это, как правило, наблюдения при положительных температурах воздуха и воды, но при осадках, тумане. Вероятно, в этих условиях возможно кратковременное и слабое обледенение. Количество таких случаев (не только в теплый период года, но и в холодный) — достаточно большое, что может говорить об их достоверности.

По данным непосредственных наблюдений обледенение фиксируется на всей акватории моря. Особенно выделяются Татарский пролив и прилегающая часть акватории моря, район Приморья и

Таблица 50.1

Наблюдения за обледенением в Японском море по месяцам

Месяц	Число случаев	Повторяемость, %
Январь	2066	37,4
Февраль	1372	24,8
Март	600	10,8
Апрель	55	0,9
Май	19	0,3
Сентябрь	18	0,3
Октябрь	26	0,4
Ноябрь	374	6,7
Декабрь	992	18,0
Всего	5522	

основные судоходные трассы. Однако эти материалы наблюдений отражают как региональные особенности морей, так и районы наибольшей интенсивности судоходства, что не позволяет использовать их для районирования моря и строить карты повторяемости характеристик обледенения.

Карты повторяемости обледенения в Японском море приведены в «Атласе опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений» [5]. Эти карты построены на основе общепринятых в настоящее время комплексов гидрометеорологических параметров, характеризующих степень интенсивности обледенения в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра. Как показывает статистический анализ массовых наблюдений за обледенением судов на всех дальневосточных морях [37], эти комплексы нуждаются в существенной корректировке.

Проведенный нами анализ более 5500 попутных судовых наблюдений в Японском море показал, что на обледенение за счет брызг приходится 89,9 % случаев, за счет тумана — 1,9 %, брызг и тумана — 1,5 %, дождя — 0,7 %, брызг и дождя — 1,8 % случаев (табл. 50.2). В то же время, как следует из табл. 50.3, анализ тех же самых данных показывает, что обледенение без осадков происходило лишь в 59,7 % случаев, а с осадками в срок наблюдения в 32,1 % случаев (с учетом тумана и осадками в последний час наблюдений обледенение отмечалось практически в 40 % случаев). Такое несоответствие, вероятно, можно объяснить тем, что при составлении телеграммы фиксировался лишь основной вид обледенения. Но в любом случае осадки, по всей вероятности, играют более существенную роль, чем предполагалось ранее. Подтверждением этому служит также анализ синоптических условий, при которых фиксировались случаи обледенения: в 73 % случаев отмечались фронтальные разделы, а в 76 % — осадки [37, 39].

Таблица 50.2

Число случаев обледенения в Японском море в зависимости от причины обледенения

Характеристика	Цифра кода	Число случаев	Повторяемость, %
Не используется	0	139	2 ,9
Морские брызги	1	4204	89 ,9
Туман	2	88	1,9
Брызги и туман	3	71	1,5
Дождь	4	31	0,7
Брызги и дождь	5	83	1,8
Всего случаев		4616	

Таблица 50.3

Число случаев обледенения в Японском море в зависимости от погоды

Погода	Число случаев	Повторяемость, %
1. Без осадков в срок наблюдения в течение последнего часа	2361	59,7
2. Туман или ледяной туман		
а) в течение последнего часа	2	0,0
б) в срок наблюдения и в течение последнего часа	33	1,0
в) в срок наблюдения	85	2,0
3. Осадки		
а) в течение последнего часа	200	5,1
б) в срок наблюдения и в течение последнего часа	5	0,1
в) в срок наблюдения	1269	32,1
Всего наблюдений	3955	

Исходя из логических заключений и результатов всех предыдущих исследований, основным видом обледенения по степени его интенсивности является медленное. При этом очень сильное или катастрофическое наблюдаются редко. Однако проведенный нами статистический анализ данных судовых наблюдений позволяет говорить, что сильное обледенение наблюдается не очень редко — практически каждое десятое. Например, сильное обледенение отмечалось в Японском море в 7,5 % случаев, в Охотском в 13,7 %, в Беринговом в 15,2 %, а медленное — в 53,4; 32,3 и 34,9 % случаев соответственно. Однако если к случаям медленного обледенения присовокупить случаи, когда лед не нарастал или таял, то общее число случаев медленного обледенения в Японском море будет около 90 % (табл. 50.4).

Таблица 50.4

Распределение числа случаев обледенения на дальневосточных морях по характеру обледенения

Характер обледенения	Японское море		Охотское море		Берингово море	
	число случаев	повторяемость, %	число случаев	повторяемость, %	число случаев	повторяемость, %
Лед не нарастает	1243	22,5	2 212	10,6	899	13,5
Лед нарастает медленно (0,6 см/ч и менее)	2945	53,4	6 737	32,3	2321	34,9
Лед нарастает быстро (0,7 см/ч и более)	417	7,5	2 858	13,7	1009	15,2
Лед тает или взламывается медленно	507	9,1	4 495	21,6	1395	21,0
Лед тает или взламывается быстро	350	6,3	4 421	21,2	998	15,0
Всего случаев	5462		20 828		6647	

Если учесть распределение толщины нарастающего при обледенении льда, то можно отметить, что абсолютное большинство случаев обледенения судов является не интенсивным, а умеренным или слабым, (табл. 50.5). Так, в Японском море в более чем 50 % случаев лед имел толщину 1—2 см, а в 65 % не превышал 3 см. В то же время отмечаются многочисленные случаи с толщиной льда до 20 см, а единичные случаи — вплоть до 1 м. По всей вероятности, это либо случаи очень сильного обледенения, либо судно находилось в зоне обледенения достаточно долго.

Таблица 50.5

Распределение числа случаев обледенения в Японском море по толщине отложившегося льда

Толщина льда, см	Число случаев	Повторяемость, %
0	105	2,3
1	1035	22,2
2	1297	27,8
3	620	13,3
4	408	8,7
5	422	9,0
6	144	3,6
7	82	1,6
8	95	2,0
9	46	1,0
10	134	2,9
11—20	157	3,5
> 20	110	2,66
Всего случаев	4655	

Сопутствующие обледенению гидрометеорологические элементы. Основными гидрометеорологическими элементами, фиксируемыми при наблюдении обледенения, являются: температура воздуха и воды, скорость и направление ветра, волнение (высота волны), облачность. В табл. 50.6 представлена повторяемость случаев обледенения по градациям температуры воды. Случаи обледенения наблюдаются в широком диапазоне значений температуры морской воды — от температуры замерзания до +15 °С.

Таблица 50.6

Распределение числа случаев обледенения по градациям температуры воды в Японском море

Температура, °С	Число случаев	Повторяемость, %
Выше 10,0	206	4,2
10,0	96	1,957
9,0	112	2,284
8,0	175	3,569
7,0	183	3,732
6,0	338	6,893
5,0	408	8,321
4,0	470	9,585
3,0	546	11,136
2,0	644	13,134
1,0	798	16,275
0,0	612	12,482
−1,0	199	4,058
Ниже −1,0	34	0,693
Всего	4 821	

В табл. 50.7 представлена повторяемость случаев обледенения по градациям температуры воздуха. Диапазон изменчивости достаточно большой. Наибольшее количество обледенений отмечается при температуре воздуха от −5 до −10 °С. От этой градации наблюдается довольно равномерное падение повторяемости в обе стороны.

Таблица 50.7

Распределение числа случаев обледенения по градациям температуры воздуха в Японском море

Градация температуры, °С	Число случаев	Повторяемость, %
Выше 0,0	269	5,1
0,0...−5,0	1398	26,6
−5,1...−10,0	2295	43,7
−10,1...−17,0	1159	22,1
Ниже −17,0	129	2,5
Всего	5250	

Повторяемость обледенения в зависимости от скорости ветра приведена в табл. 50.8. Обледенение наблюдается при любых скоростях ветра. Наибольшее число случаев приходится на скорость ветра от 10 до 15 м/с. Направление ветра, наблюдающееся при обледенении, имеет довольно жесткие границы: северо-северо-восток—северо-северо-запад (табл. 50.9).

Таблица 50.8

Распределение числа случаев обледенения по градациям скорости ветра в Японском море

Скорость ветра, м/с	Число случаев	Повторяемость, %
< 2	219	4,03
2,1—5,0	632	11,65
5,1—10,0	1722	31,73
10,1—15,0	1908	35,16
15,1—20,0	763	14,06
> 20	182	3,35
Всего	5427	

Таблица 50.9

Распределение числа случаев обледенения по направлениям ветра в Японском море

Направление ветра, ...°	Число случаев	Повторяемость, %
0—45	570	11,0
45—90	201	3,9
90—135	171	3,3
135—180	125	2,4
180—225	116	2,2
225—270	322	6,2
270—315	1603	30,9
315—360	2080	40,1
Всего	5188	

В табл. 50.10 представлено распределение числа случаев обледенения по высоте волны. Наибольшая повторяемость из наблюденных (17 %, или 788 случаев) отмечена при высоте волны 1,5 м. Абсолютное большинство (около 85 %) случаев обледенения приходится на высоты волн от 0 до 3 м.

Обобщенные результаты анализа представлены в табл. 50.11.

В целом обледенение судов происходит практически во всем диапазоне наблюдаемой в холодный период года изменчивости гидрометеорологических параметров. Достаточно четко фиксируются значения этих параметров, при которых наблюдается до-

Таблица 50.10

Распределение числа случаев обледенения по высоте волны в Японском море

Высота волны, полуметры	Число случаев	Повторяемость, %
0	379	8,21
1	468	10,14
2	724	15,69
3	788	17,07
4	747	16,18
5	507	10,98
6	372	8,06
7	184	3,98
8	180	3,90
9	48	1,04
10	45	0,97
11	10	0,21
12	24	0,52
> 12	21	0,50
Всего	4614	

минирующее или абсолютное большинство случаев обледенения. Имеются случаи наблюдений над обледенением при крайне низких или высоких значениях параметров.

Обледенение как природный процесс, вызываемый разными причинами, имеет различную интенсивность в зависимости от сопутствующих факторов. В табл. 50.12 представлено распределение числа случаев обледенения по характеру обледенения.

Как видно из изложенного, довольно трудно определить характер обледенения по вызывающим обледенение причинам, за исключением брызгового обледенения.

Характерные значения гидрометеорологических элементов, сопутствующих случаям обледенения, вызванного различными причинами, приведены в табл. 50.13—50.16. Следует отметить, что

Таблица 50.11

Значения основных гидрометеорологических параметров, сопутствующих (или определяющих) обледенению судов в Японском море

	Температура воды, °С	Температура воздуха, °С	Скорость ветра, м/с	Высота волны, полуметры	Облачность, баллы	Толщина льда, см	Направление ветра, ...°
Крайние пределы	$T_{зам}$; 15	−25...5 °С (> 95 %)	0; 40	0; 23 и более	0; 9	0; 90	0; 360
Наибольшая повторяемость	1...2 (> 16 %)	−5...−6 (> 9 %)	12 (9 %)	3 (17 %)	8 (28 %)	1...2 (> 50 %)	320 (> 9 %)
Абсолютное большинство	0...7 (> 75 %)	−16...0 (> 90 %)	15...16 (75 %)	0...6 (85 %)	7...9 (55 %)	0...5 (80 %)	270...360 (67 %)

Примечание. В скобках — повторяемость.

Таблица 50.12

Число случаев обледенения в зависимости от характера и причины обледенения в Японском море

Характер обледенения	Причина обледенения				
	Морские брызги	Туман	Брызги и туман	Дождь	Брызги и дождь
Лед не нарастает	1152 (25,92)	21 (0,46)	8 (0,18)	5 (0,11)	14 (0,31)
Лед нарастает медленно	2706 (60,84)	56 (1,26)	53 (1,19)	5 (0,11)	52 (1,17)
Лед нарастает быстро	123 (2,76)	5 (0,11)	5 (0,11)	2 (0,04)	3 (0,06)
Лед тает, взламывается быстро	168 (3,78)	2 (0,04)	3 (0,06)	4 (0,09)	13 (0,29)
Лед тает медленно	37 (0,83)	1 (0,02)	0 (0,00)	7 (0,15)	1 (0,02)

Примечание. В табл. 5.12—5.20 в скобках — повторяемость (%).

Таблица 50.13

Число случаев обледенения в зависимости от температуры воды и причины обледенения

Температура воды, °С	Причина обледенения				
	Морские брызги	Туман	Брызги и туман	Дождь	Брызги и дождь
−2,0	115 (2,91)	4 (5,12)	1 (1,75)	0 (0,00)	0 (0,00)
−1,0	378 (9,57)	7 (8,97)	2 (3,50)	3 (10,71)	5 (6,75)
0,0	632 (16,01)	17 (21,79)	8 (14,03)	3 (10,71)	8 (10,81)
1,0	550 (13,93)	13 (16,66)	7 (12,28)	1 (3,57)	6 (8,10)
2,0	489 (12,38)	11 (14,10)	8 (14,03)	5 (17,85)	7 (9,45)
3,0	437 (11,07)	3 (3,84)	2 (3,50)	5 (17,85)	5 (6,75)
4,0	386 (9,77)	2 (2,56)	6 (10,52)	0 (0,00)	7 (9,45)
5,0	308 (7,80)	1 (1,28)	5 (8,77)	1 (3,57)	8 (10,81)
6,0	164 (4,15)	2 (2,56)	2 (3,50)	1 (3,57)	4 (5,40)
7,0	156 (3,95)	3 (3,84)	4 (7,01)	1 (3,57)	5 (6,75)
8,0	83 (2,25)	2 (2,56)	6 (10,52)	2 (7,14)	1 (1,35)
9,0	79 (2,00)	1 (1,28)	1 (1,75)	2 (7,14)	4 (5,40)
10,0	78 (1,97)	2 (2,56)	0 (0,00)	1 (3,57)	5 (6,75)

Таблица 50.14

Число случаев обледенения в зависимости от температуры воздуха и причины обледенения

Температура воздуха, °С	Причина обледенения				
	Морские брызги	Туман	Брызги и туман	Дождь	Брызги и дождь
> 0,0	238 (5,67)	7 (8,33)	5 (7,27)	9 (30,0)	16 (19,5)
−1,0	165 (3,94)	2 (2,38)	1 (1,44)	1 (3,33)	5 (6,06)
−2,0	162 (3,87)	2 (2,38)	3 (4,34)	3 (10,00)	10 (12,19)
−3,0	308 (7,36)	2 (2,38)	3 (4,34)	3 (10,00)	6 (7,31)
−4,0	392 (9,36)	2 (2,38)	3 (4,34)	2 (6,66)	6 (7,31)
−5,0	437 (10,44)	4 (4,76)	11 (15,94)	3 (10,00)	6 (7,31)
−6,0	399 (9,53)	3 (3,57)	8 (11,59)	1 (3,33)	7 (8,53)
−7,0	421 (10,06)	6 (7,14)	3 (4,34)	0 (0,00)	6 (7,31)
−8,0	410 (9,79)	5 (5,95)	3 (4,34)	4 (13,33)	3 (3,65)
−9,0	277 (6,62)	6 (7,14)	3 (4,34)	0 (0,00)	3 (3,65)
−10,0	224 (5,35)	6 (7,14)	4 (5,79)	0 (0,00)	1 (1,21)
−11,0	177 (4,23)	1 (1,19)	6 (8,69)	0 (0,00)	2 (2,43)
−12,0	162 (3,87)	5 (5,95)	1 (1,44)	0 (0,00)	3 (3,65)
−13,0	100 (2,39)	2 (2,38)	0 (0,00)	0 (0,00)	4 (4,87)
−14,0	82 (1,95)	4 (4,76)	4 (5,79)	0 (0,00)	1 (1,21)
−15,0	63 (1,50)	5 (5,95)	3 (4,34)	1 (3,33)	2 (2,43)
−16,0	42 (1,00)	2 (2,38)	0 (0,00)	1 (3,33)	1 (1,21)
−17,0	21 (0,50)	3 (3,57)	5 (7,24)	0 (0,00)	0 (0,00)
−18,0	28 (0,66)	4 (4,76)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)
< −19,0	23 (0,53)	2 (2,38)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)

Таблица 50.15

Число случаев обледенения в зависимости от скорости ветра и причины обледенения

Скорость ветра, м/с	Причина обледенения				
	Морские брызги	Туман	Брызги и туман	Дождь	Брызги и дождь
0	22 (0,53)	4 (4,59)	0 (0,00)	0 (0,00)	0 (0,00)
1	23 (0,55)	1 (1,14)	0 (0,00)	0 (0,00)	1 (1,25)
2	50 (1,21)	1 (1,14)	0 (0,00)	2 (6,66)	0 (0,00)
3	88 (2,13)	6 (6,89)	1 (1,44)	1 (3,33)	2 (2,50)
4	99 (2,39)	6 (6,89)	1 (1,44)	1 (3,33)	1 (1,25)
5	146 (3,53)	7 (8,04)	2 (2,89)	1 (3,33)	2 (2,50)
6	163 (3,94)	3 (3,44)	0 (0,00)	2 (6,66)	3 (3,75)
7	195 (4,72)	6 (6,89)	2 (2,89)	2 (6,66)	7 (8,75)
8	258 (6,24)	7 (8,04)	4 (5,79)	3 (10,00)	5 (6,25)
9	278 (6,72)	5 (5,74)	7 (10,14)	2 (6,66)	3 (3,75)
10	341 (8,25)	3 (3,44)	4 (5,79)	2 (6,66)	3 (3,75)
11	296 (7,16)	1 (1,14)	1 (1,44)	1 (3,33)	5 (6,25)
12	422 (10,21)	12 (13,79)	7 (10,14)	0 (0,00)	6 (7,50)
13	342 (8,27)	4 (4,59)	8 (11,59)	1 (3,33)	4 (5,00)
14	310 (7,50)	5 (5,74)	2 (2,89)	2 (6,66)	4 (5,00)
15	289 (6,99)	0 (0,00)	6 (8,69)	1 (3,33)	6 (7,50)
16	252 (6,10)	5 (5,74)	4 (5,79)	2 (6,66)	8 (10,00)
17	147 (3,55)	3 (3,44)	2 (2,89)	0 (0,00)	3 (3,75)
18	133 (3,21)	4 (4,59)	4 (5,79)	2 (6,66)	5 (6,25)
19	59 (1,42)	2 (2,29)	1 (1,44)	0 (0,00)	2 (2,50)
> 20	196 (4,71)	1 (1,14)	11 (15,89)	3 (9,99)	10 (12,5)
Всего	4109	86	67	28	80

Таблица 50.16

Число случаев обледенения в зависимости от высоты волны и причины обледенения

Высота волны, полуметры	Причина обледенения				
	Морские брызги	Туман	Брызги и туман	Дождь	Брызги и дождь
0	189 (4,80)	9 (12,85)	0 (0,00)	3 (10,71)	5 (6,49)
1	311 (7,90)	10 (14,28)	5 (7,35)	3 (10,71)	3 (3,89)
2	644 (16,37)	14 (20,00)	6 (8,82)	4 (14,28)	6 (7,79)
3	721 (18,33)	8 (11,42)	8 (11,76)	2 (7,14)	9 (11,68)
4	692 (17,59)	13 (18,57)	10 (14,70)	6 (21,42)	12 (15,58)
5	475 (12,08)	8 (11,42)	7 (10,29)	1 (3,57)	10 (12,98)
6	344 (8,74)	1 (1,42)	15 (22,05)	3 (10,71)	6 (7,79)
7	174 (4,42)	0 (0,00)	2 (2,94)	0 (0,00)	3 (3,89)
8	154 (3,91)	2 (2,85)	9 (13,23)	3 (10,71)	10 (12,98)
9	43 (1,09)	0 (0,00)	1 (1,47)	0 (0,00)	3 (3,89)
10	39 (0,99)	2 (2,85)	1 (1,47)	0 (0,00)	1 (1,29)
> 10	42 (1,02)	0 (0,00)	0 (0,00)	1 (3,57)	6 (7,77)
Всего	3828	67	44	26	74

в поступающих с судов телеграммах не всегда отмечаются причины обледенения и другие сопутствующие характеристики, что находит отражение в этих таблицах в виде несоответствия суммарного распределения повторяемостей. В таблицах рассматриваются случаи обледенения, вызванные следующими причинами: брызгами, туманом, совместным действием брызг и тумана, дождем, совместным действием дождя и брызг.

В табл. 50.17—50.20 приведена повторяемость случаев обледенения различной интенсивности в зависимости от гидрометеорологических параметров. Обобщенные результаты анализа в случаях медленного и быстрого обледенения представлены в табл. 50.21.

Анализ имеющегося материала наблюдений за обледенением по всем дальневосточным морям [37] позволяет выделить обобщенные комплексы наибольшей повторяемости гидрометеорологических элементов для случаев медленного и быстрого обледенения. Для случаев медленного обледенения наблюдаемые гидрометеорологические элементы располагаются в достаточно жестких границах изменчивости и относительно близки для всех морей, что позволяет охарактеризовать их единым комплексом гидрометеорологических характеристик (табл. 50.22). При быстром обледенении отмечается очень большой разброс значений гидрометеорологических элементов в каждом море. Разности значений гидрометеорологических элементов наибольшие между Японским и Охотским морями, а Берингово занимает промежуточное положение, вследствие чего в последнем отмечается наибольшая изменчивость сопутствующих быстрому обледенению гидрометеоро-

Таблица 50.17

Число случаев обледенения в зависимости от температуры воды и характера обледенения

Температура воды, °С	Характер обледенения				
	Лед нарастает медленно	Лед нарастает быстро	Лед не нарастает	Лед тает медленно	Лед тает быстро
−2,0	89 (3,27)	21 (55,70)	36 (3,07)	18 (4,91)	36 (14,05)
−1,0	289 (10,64)	68 (18,47)	91 (7,78)	76 (20,76)	84 (33,73)
0,0	477 (17,56)	63 (17,11)	163 (13,94)	52 (14,20)	42 (16,86)
1,0	388 (14,29)	40 (10,86)	154 (13,17)	355 (9,56)	21 (8,43)
2,0	340 (12,52)	28 (7,60)	146 (12,48)	19 (5,19)	6 (2,40)
3,0	308 (11,34)	11 (2,98)	102 (8,72)	36 (9,83)	9 (3,61)
4,0	229 (8,43)	17 (4,61)	128 (10,94)	29 (7,92)	5 (2,00)
5,0	186 (6,85)	17 (4,61)	114 (9,75)	18 (4,91)	1 (0,40)
6,0	109 (4,01)	8 (2,17)	50 (4,27)	12 (3,27)	4 (1,60)
7,0	104 (3,83)	4 (1,08)	44 (3,76)	17 (4,64)	6 (2,40)
8,0	59 (2,17)	9 (2,44)	33 (2,82)	5 (1,36)	4 (1,60)
9,0	52 (1,91)	5 (1,35)	26 (2,22)	8 (2,18)	5 (2,00)
10,0	19 (0,69)	1 (0,27)	55 (4,70)	12 (3,27)	6 (2,40)
11,0	25 (0,92)	5 (1,35)	5 (0,42)	6 (1,63)	2 (0,80)
12,0	9 (0,33)	5 (1,35)	4 (0,34)	6 (1,63)	4 (1,60)

Таблица 50.18

Число случаев обледенения в зависимости от температуры воздуха и характера обледенения

Температура воздуха, °С	Характер обледенения				
	Лед нарастает медленно	Лед нарастает быстро	Лед не нарастает	Лед тает медленно	Лед тает быстро
> 0,0	79 (2,67)	45 (10,84)	111 (8,92)	118 (23,48)	29 (8,35)
−1,0	86 (2,94)	16 (3,86)	52 (4,19)	40 (7,96)	23 (6,64)
−2,0	99 (3,38)	18 (4,34)	62 (5,00)	34 (6,77)	13 (3,75)
−3,0	174 (5,95)	12 (2,89)	130 (10,48)	33 (6,57)	12 (3,46)
−4,0	250 (8,54)	21 (5,07)	127 (10,24)	31 (6,17)	28 (8,09)
−5,0	298 (10,19)	24 (5,79)	141 (11,37)	29 (5,77)	23 (6,64)
−6,0	281 (9,61)	20 (4,83)	120 (9,67)	25 (4,98)	29 (8,38)
−7,0	309 (10,56)	27 (6,52)	104 (8,38)	32 (6,37)	11 (3,17)
−8,0	321 (10,97)	29 (7,00)	89 (7,17)	11 (2,19)	27 (7,80)
−9,0	211 (7,21)	20 (4,83)	65 (5,24)	22 (4,38)	19 (5,49)
−10,0	183 (6,25)	15 (3,62)	50 (4,03)	15 (2,98)	14 (4,04)
−11,0	138 (4,71)	19 (4,58)	42 (3,38)	16 (3,18)	16 (4,62)
−12,0	132 (4,51)	20 (4,83)	33 (2,66)	14 (2,78)	14 (1,04)
−13,0	86 (2,94)	11 (2,65)	19 (1,53)	13 (2,58)	15 (4,33)
−14,0	74 (2,53)	14 (3,38)	11 (0,88)	12 (2,39)	10 (2,89)
−15,0	57 (1,94)	6 (1,44)	14 (1,12)	9 (1,79)	16 (4,62)
−16,0	34 (1,16)	6 (1,44)	12 (3,96)	10 (1,99)	7 (2,02)
−17,0	24 (0,82)	1 (0,24)	8 (0,64)	6 (1,19)	8 (2,31)
−18,0	29 (0,99)	3 (0,72)	3 (0,24)	2 (0,39)	5 (1,44)
< −19,0	22 (0,77)	3 (0,72)	2 (0,16)	2 (0,38)	10 (2,84)

Таблица 50.19

Число случаев обледенения в зависимости от высоты волны и характера обледенения

Высота волны, полуметры	Характер обледенения				
	Лед нарастает медленно	Лед нарастает быстро	Лед не нарастает	Лед тает медленно	Лед тает быстро
0	89 (3,25)	53 (18,4)	115 (10,25)	66 (21,42)	55 (43,30)
1	145 (5,29)	61 (21,18)	165 (14,71)	63 (20,45)	29 (22,83)
2	400 (14,61)	36 (12,5)	218 (19,44)	46 (14,93)	12 (9,44)
3	517 (18,89)	36 (12,50)	181 (16,14)	44 (14,28)	7 (5,51)
4	487 (17,79)	33 (11,45)	175 (15,61)	42 (13,63)	6 (4,72)
5	370 (13,52)	22 (7,63)	95 (8,47)	15 (4,87)	1 (0,78)
6	262 (9,57)	11 (3,81)	78 (6,95)	11 (3,57)	9 (7,08)
7	132 (4,82)	11 (3,81)	35 (3,12)	3 (0,97)	2 (1,57)
8	145 (5,29)	8 (2,77)	21 (1,87)	5 (1,62)	1 (0,78)
9	31 (1,13)	3 (1,04)	10 (0,89)	3 (0,97)	1 (0,78)
10	36 (1,31)	2 (0,69)	5 (0,44)	1 (0,32)	0 (0,00)
> 10	36 (1,28)	4 (1,36)	6 (0,49)	3 (0,96)	3 (2,34)

Таблица 50.20

Число случаев обледенения в зависимости от скорости ветра и характера обледенения

Скорость ветра, м/с	Характер обледенения				
	Лед нарастает медленно	Лед нарастает быстро	Лед не нарастает	Лед тает медленно	Лед тает быстро
0	12 (0,41)	6 (1,47)	13 (1,05)	27 (5,40)	12 (3,47)
1	10 (0,34)	6 (1,47)	17 (1,38)	4 (0,80)	11 (3,18)
2	28 (0,97)	9 (2,21)	24 (1,95)	21 (4,20)	15 (4,34)
3	51 (1,77)	25 (6,15)	42 (3,42)	23 (4,60)	15 (4,34)
4	56 (1,95)	33 (8,12)	55 (4,48)	26 (5,20)	39 (11,30)
5	82 (2,86)	32 (7,88)	67 (5,46)	45 (9,00)	28 (8,11)
6	103 (3,59)	28 (6,89)	57 (4,64)	40 (8,00)	43 (12,46)
7	118 (4,11)	30 (7,38)	91 (7,41)	35 (7,00)	29 (8,40)
8	161 (5,61)	27 (6,65)	93 (7,57)	51 (10,20)	26 (7,53)
9	162 (5,65)	26 (6,40)	109 (8,88)	36 (7,20)	17 (4,92)
10	219 (7,63)	25 (6,15)	100 (8,14)	44 (8,80)	26 (7,53)
11	195 (6,80)	26 (6,40)	92 (7,49)	28 (5,60)	16 (4,63)
12	313 (10,91)	16 (3,94)	110 (8,96)	35 (7,00)	12 (3,47)
13	244 (8,51)	20 (4,92)	93 (7,57)	10 (2,00)	8 (2,31)
14	213 (7,42)	22 (5,41)	72 (5,86)	24 (4,80)	15 (4,34)
15	211 (7,35)	20 (4,92)	65 (5,29)	15 (3,00)	9 (2,60)
16	199 (6,94)	14 (3,44)	49 (3,99)	14 (2,80)	7 (2,02)
17	125 (4,35)	6 (1,47)	22 (1,79)	4 (0,80)	3 (0,86)
18	110 (3,83)	14 (3,44)	23 (1,87)	5 (1,00)	5 (1,44)
19	54 (1,88)	6 (1,47)	5 (0,40)	2 (0,40)	2 (0,57)
> 20	182 (6,29)	10 (2,43)	25 (2,01)	8 (1,6)	6 (1,71)
Всего	2848	401	1224	497	344

Таблица 50.21

Обобщенная таблица значений гидрометеорологических элементов и толщины льда при обледенении различного характера

	Температура воды, °С	Температура воздуха, °С	Скорость ветра, м/с	Волнение, полуметры	Облачность, баллы	Толщина льда, см	Направление ветра, ...°
			Лед нарастает медленно				
Крайние пределы	$T_{зам}$; > 12	> 5; −21 [−24]	0; 29	0...1; 16...17 [19...20]	0; 9	0; 81	0; 360
Наибольшая повторяемость	0...1 (> 17 % — 477 сл.)	−5...−6, −6...−7, −7...−8, −8...−9 (10 %)	11...12 (11 %)	3...4 (отн. max) (> 18 % — 517 сл.)	8 (29 %)	2 (30 %)	10; 340
Абсолютное большинство	От 0...1 до 3...4 (> 66 %)	От −4...−5 до −9...−10 (> 57 %)	8...17 (68 %)	От 2...3 до 6...7 (> 74 %)	0; 6...9 (67 %)	1...5 (84 %)	10...50; 250...330 (70 %)
			Лед нарастает быстро				
Крайние пределы	$T_{зам}$; > 12	> 5; −23 [> 1; < −16]	0; 22 [> 30]	0...1; 9...10 [12, 14, 18, 20]	0; 9	0; 99	0; 360
Наибольшая повторяемость	0...1 (> 18 % — 68 сл.)	−8...−9 (отн. max) (7 %)	4...5 (8 %)	1...2 (отн. max) (> 21 %)	8 (31 %)	2 (10 %); 90 (11 %)	330 (9 %)
Абсолютное большинство	От −1...0 до 2...3 (54 %); от $T_{зам}$ до 5...6 (72 %)	От 0...−1 до −14...−15 (> 70 %)	3...12 (> 60 %)	От 0...1 до 5...6 (> 83 %)	0; 6...9 (69 %)	0...12 (69 %)	10...30; 260...360 (70 %)

Примечание. $T_{зам}$ — температура замерзания. В круглых скобках — повторяемость, в квадратных скобках — единичные случаи.

логических элементов. Все это не позволило выделить единые комплексы гидрометеорологических характеристик не только для всех морей, но и для каждого отдельного моря, так как они охватывают практически весь спектр изменчивости гидрометеорологических элементов. Поэтому было выделено несколько комплексов гидрометеорологических характеристик для каждого из морей (табл. 50.23—50.25).

Таблица 50.22

Комплексы гидрометеорологических характеристик при медленном обледенении для дальневосточных морей

Характеристика	Море		
	Японское	Берингово	Охотское
Температура воздуха, °С	−5...−8	−5...−8	−5
Скорость ветра, м/с	8...15	9...16	9...14
Температура воды, °С	0...2 (4...6)	0...2	1...−1
Высота волны, полуметры	1...4	2...6	2...4

Таблица 50.23

Комплексы гидрометеорологических характеристик при быстром обледенении для Японского моря

Характеристика	Комплекс				
	1	2	3	4	5
Температура воздуха, °С	−5...−11	−5...−9	−5...−9	0...−1	−3...−4
Скорость ветра, м/с	3...6	8...13	10...14	2...5	18
Температура воды, °С	1...$T_{зам}$	0...1	0...2	0...1	0...1
Высота волны, полуметры	0...2	0...1	3...5	0...1	2...5

Таблица 50.24

Комплексы гидрометеорологических характеристик: при быстром обледенении для Охотского моря

Характеристика	Комплекс			
	1	2	3	4
Температура воздуха, °С	−1	−8...−14	−5...−8	−8
Скорость ветра, м/с	2...5	4...5	11...12	10...13 (16)
Температура воды, °С	−1...$T_{зам}$	−1...$T_{зам}$	−1...$T_{зам}$	−1
Высота волны, полуметры	0	0...1	0−2	2...4 (6)

Таблица 50.25

Комплексы гидрометеорологических характеристик при быстром обледенении для Берингова моря

Характеристика	Комплекс					
	1	2	3	4	5	6
Температура воздуха, °С	−1...1	−8...−11	−5...−8	−13...−15	−12...−13	−5...−8
Скорость ветра, м/с	3...4	3...6	10	3...5	11	10...13
Температура воды, °С	0...1	0...$T_{зам}$	0...$T_{зам}$	−1...$T_{зам}$	0 ...1	0...1
Высота волны, полуметры	0...1	0...1	0	0...1	0...3	0...4

Синоптические условия обледенения на акваториях дальневосточных морей.

Исследования случаев обледенения судов показали, что гидрометеорологические условия, вызывающие различную интенсивность обледенения, зависят от определенных процессов в атмосфере. В северных и умеренных широтах Северного полушария обледенение судов имеет место обычно при вторжении холодных воздушных масс воздуха осенью, зимой и весной на акватории морей. Это происходит обычно (60 %) [11, 33, 39] в тыловых частях циклонов при северном, северо-западном и западном ветрах и реже при северо-восточном и восточном ветрах в передних частях циклонов. В большинстве случаев это глубокие циклоны с давлением в центре 990 гПа и ниже. Такая ситуация характерна для Японского и Охотского морей. Так, при входе в район Японского моря глубокого циклона в его тылу происходит резкое понижение температуры воздуха до минус 18—21 °С и усиление северного и северо-западного ветров до 10—12 баллов, что приводит к очень быстрому обледенению судов. Это обусловлено связанными с циклонами фронтальными разделами, которые характеризуются большими горизонтальными градиентами температуры воздуха, резкими изменениями скорости и направления ветра, зонами обложных осадков в виде переохлажденного дождя или мокрого снега.

Зона обледенения в тылу циклона начинается на некотором расстоянии от холодного фронта, так как непосредственно за ним температура воздуха еще не достигает низких значений, необходимых для обледенения. Помимо этого, за холодным фронтом наблюдается изменение направления и скорости ветра, что несколько ослабляет волнение.

В Японском море наряду с прохождением глубоких циклонов создание своеобразных условий, вызывающих обледенение, часто обусловлено зимней муссонной циркуляцией. В данный район, а также в Охотское (реже в Берингово) море по восточной периферии азиатского максимума происходит вторжение холодных воздушных масс, создающих благоприятные условия для обледенения судов при северо-западном и западном ветрах даже при ясной или малооблачной погоде.

Зная синоптическую ситуацию над тем или иным районом, можно достаточно верно судить о возможности и интенсивности обледенения. При установлении типичных синоптических ситуаций, соответствующих определенным значениям гидрометеорологических параметров, на большом материале можно выделить типы синоптических процессов, позволяющие прогнозировать обледенение, которое обусловлено характерными температурно-ветровыми параметрами для конкретных синоптических и местных условий, сезона года и т. д.

Для определения синоптических условий нами просматривалось развитие синоптических процессов с ноября по март 1987 г. над акваториями Японского, Охотского и Берингова морей. Исследуемые периоды характеризуются наибольшим числом случаев обледенения судов. В целом было рассмотрено

около 2 тыс. синоптических ситуаций. Анализ синоптических процессов показал, что для большинства синоптических ситуаций применима типизация, разработанная на основе натурных экспериментов на судне «Академик Бэр» в 1968 г. [11], которая позволяет выделить два типа положений с двумя подтипами в каждом: тип I с подтипами «а» и «б» и тип II с подтипами «а» и «б». Тип I характеризовался наличием юго-восточной периферии азиатского максимума и западной периферии северотихоокеанской депрессии.

Подтип Iа определялся юго-восточной периферией азиатского максимума, западной периферией северотихоокеанской депрессии при прохождении частного циклона над северной частью Японского моря.

Подтип Iб характеризовался аналогичным положением вышеуказанных центров действия атмосферы и смещением частного циклона по южным районам Японского моря.

Тип II обусловлен взаимодействием азиатского антициклона и депрессии над Охотским морем.

Подтип IIа характеризовался наличием охотоморской депрессии над центральными районами моря.

Подтип IIб отличался более южным расположением депрессии над Охотским морем.

В целом данная типизация достаточно характерна для акватории Японского моря, но требует уточнений и дополнений, так как в ряде случаев обледенение наблюдается и при других синоптических ситуациях.

В рассматриваемый период времени наибольшая интенсивность обледенения наблюдалась при подтипах IIа и IIб, а наибольшая повторяемость — при типе I. В Японском море в ноябре 1987 г. отмечено 9 дней с явлением обледенения судов. Обледенение сопровождалось главным образом синоптическими процессами типа II, когда над Охотским морем располагается депрессия, а над материком начинает формироваться азиатский антициклон. Обледенение происходило в тыловых частях выходящих на Охотское море циклонов, которые далее смещались в район северотихоокеанской депрессии, оно сопровождалось осадками и преимущественно северо-западными ветрами.

В декабре синоптические процессы над дальневосточными морями были характерными для этого времени года — сформировались азиатский антициклон и северотихоокеанская депрессия. Явление обледенения отмечается в тыловых частях северотихоокеанской депрессии, реже — в передней части гребня азиатского максимума, при этом в антициклоническом поле гребня смещаются вторичные холодные фронты. В ряде случаев обледенение имело место в ложбине северотихоокеанской депрессии, распространившейся на Японское море, в которой нередки смещения частных циклонов. Обледенение почти повсеместно сопровождается выпадением осадков и сильными ветрами, главным образом северо-западного направления (65 %).

Развитие атмосферных процессов над дальневосточными морями в январе также было характерным для зимнего сезона: над материком господствовал устойчивый азиатский максимум, над морями — активная циклоническая деятельность. Над Японским морем синоптическая обстановка определялась юго-восточной частью азиатского максимума и западной периферией северотихоокеанской депрессии. Обледенение происходило преимущественно (61 %) в тыловой (западной, северо-западной или юго-западной) части северотихоокеанской депрессии (по типу I), нередко при прохождении частного циклона над южными районами Японского моря (по типу Iб). Достаточно большое число случаев обледенения (19 %) отмечено в области антициклонического поля (гребень азиатского максимума) с сильными северными и северо-западными ветрами.

В ложбинах циклонов обледенение встречается при прохождении вторичных фронтальных разделов, волновых возмущений или фронтов окклюзии (23 %). В подавляющем большинстве случаев обледенения преобладают ветры северной половины (СЗ — 68 %, С — 48 % и СВ — 16 %) с выпадением осадков.

Синоптические процессы типа II (с подтипами), характеризующиеся взаимодействием азиатского антициклона и депрессии над Охотским морем, встречались в январе реже, но обледенение в этих случаях охватывало довольно обширные районы. Аналогичная картина просматривалась и в феврале — преобладали вызывающие обледенение синоптические ситуации типа I. Однако следует отметить, что 12 и 15 февраля синоптическая обстановка над районом обледенения развивалась по типу II, когда над Охотским морем углубился сместившийся сюда циклон, вызвав осадки и сильные ветры (30 и 50 % случаев обледенения соответственно). Кроме того, в феврале наблюдались дни с обледенением, когда атмосферные процессы не соответствовали ни I, ни II типу. Некоторое число случаев обледенения произошло в седловинах, где смещались фронтальные разделы (теплые, холодные и окклюзии), и в ложбинах с формирующимися в них частными циклонами (39 %), а также в передней части азиатского антициклона или в его гребне (21 %).

В марте зимние процессы над Дальним Востоком начинают ослабевать, устойчивость азиатского максимума уменьшается. Циклоническая деятельность над материком усиливается, и циклоны с материка начинают смещаться на дальневосточные моря. Обледенение в Японском море происходит в тыловой части этих циклонов. В то же время синоптическая обстановка еще остается характерной для зимнего периода, когда зоны обледенения отмечаются на границе азиатского максимума и северотихоокеанской депрессии (63 %).

Анализ синоптической обстановки в ноябре и в декабре для тех случаев, когда обледенение не наблюдалось (или не было отмечено), показал, что она была благоприятной для обледенения. Здесь наблюдались области пониженного давления, где смеща-

лись фронтальные разделы (холодный, теплый или окклюзии) или частные циклоны, либо гребень азиатского максимума, где часто отмечались сильные ветры. Обледенение возможно также на западной и юго-западной периферии северотихоокеанской депрессии или в области циклона над Охотским морем, где также смещаются фронтальные разделы, отмечаются сильные ветры северной половины горизонта и осадки. В ряде случаев наблюдалось смещение циклонов с материка на Японское море (чаще в ноябре), где они углублялись, вызывая штормовые ветры и осадки, способствуя обледенению судов.

В целом можно отметить, что наиболее благоприятные условия для обледенения судов на примере рассмотренного материала отмечаются в тыловой части циклонов, смещающихся на дальневосточные моря.

Результаты анализа синоптических условий, при которых отмечалось обледенение судов в Японском море (по 2000 синоптических ситуаций), приведены в табл. 50.26.

Таблица 50.26

Повторяемость случаев обледенения судов в зависимости от синоптических условий (1965—1987 гг.)

Месяц	Тыловая часть циклона	Передняя часть циклона	С, СВ периферия циклона	Ю, ЮВ периферия циклона	Циклон		Циклоническое поле с частным циклоном	Ложбина (седловина)	Гребень, периферия антициклона	Наличие фронтальных разделов	Наличие осадков	Ветер, румб						
					теплый сектор	холодный сектор						З	СЗ	С	СВ	В	ЮВ (Ю)	ЮЗ
Январь	19 / 61	—	2 / 6	—	4 / 13	1 / 3	3 / 10	7 / 23	6 / 19	22 / 71	28 / 90	—	21 / 68	15 / 48	5 / 16	—	—	—
Февраль	17 / 61	3 / 11	2 / 7	—	1 / 4	1 / 4	8 / 29	11 / 39	6 / 21	28 / 100	18 / 64	8 / 29	14 / 50	9 / 32	4 / 14	2 / 7	1 / 4	3 / 11
Март	17 / 63	—	—	1 / 4	—	—	8 / 30	4 / 14	1 / 4	13 / 48	16 / 59	—	16 / 59	8 / 30	—	—	—	—
Ноябрь	6 / 27	—	—	—	—	—	—	—	2 / 22	6 / 67	9 / 100	—	8 / 89	3 / 33	2 / 22	—	—	—
Декабрь	14 / 70	—	—	—	1 / 5	1 / 5	6 / 50	3 / 15	4 / 20	15 / 75	16 / 80	—	13 / 65	3 / 15	3 / 15	—	—	—
Сумма	73 / 63	3 / 3	4 / 4	1 / 1	6 / 5	3 / 3	25 / 22	25 / 22	19 / 17	84 / 73	87 / 76	8 / 7	72 / 63	38 / 33	14 / 12	2 / 2	1 / 1	3 / 3

Примечание. Числитель — число дней, знаменатель — %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдошина Е. И. Изменение ледовитости и положения кромки льда в Японском и Охотском морях // Тр. ГОИН. 1960. Вып. 54. С. 22—35.

2. Алдошина Е. И. О возможности предсказания положения кромки льда в Охотском море и Татарском проливе в весенние месяцы // Тр. ГОИН. 1964. Вып. 76. С. 104—127.

3. Алексеев Н. Н. О плавании во льдах Татарского пролива из Владивостока в Александровск-Сахалинский. Рукопись. Архив ДВНИИ, 1934. 43 с.

4. Атлас. Японское море. Химические свойства вод. Владивосток, ПУГКС, 1984. 210 с.

5. Атлас опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений. Изд. ГУНиО МО, 1980. 250 с.

6. Арикайнен А. И., Ягубов И. М. Методика долгосрочного прогнозирования ледовитости Анадырского залива в мае // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 346. С. 61—73.

7. Бахвалов Н. С. Численные методы. М.: Наука, 1975. 632 с.

8. Бенашвили И. А. Основные положения методики долгосрочных прогнозов сроков ледообразования на Японском море // Тр. НИУ ГУГМС. 1946. Вып. 12. С. 7—22.

9. Берс Л. Математический анализ. М.: Высшая школа, 1975. Т. I. 544 с.

10. Бирюлин Г. М. К вопросу о прогнозировании ледовитости Охотского и Берингова морей // Тр. ДВНИГМИ. 1970. Вып. 30. С. 89—93.

11. Буянов Н. Ф. и др. Эксперимент по исследованию обледенения судов в Японском море в январе—феврале 1968 г. // Гидрометеорологические условия обледенения судов. Л., ААНИИ. 1969. С. 67—73.

12. Временные указания по предупреждению о возможном обледенении судов. М., ГМЦ СССР. 1969. 58 с.

13. Гмурман В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 1977. 479 с.

14. Грингортен И. Моделирование условной вероятности. Теория вероятностей и математическая статистика в атмосферных науках // Тр. Междунар. симпоз. Гонолулу. 1971. С. 141—150.

15. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 273 с.

16. Де-Ливрон К. Р., Клыков М. Лоция северо-западной части Восточного океана // Изд. Главн. гидрогр. упр. мор. мин. СПб. 1912. Ч. 1—4. 1712 с.

17. Жмурко В. Я., Провоторов А. П., Рогозин Ю. Г., Кобозева Т. И. Динамика льдов на судоходных трассах Татарского пролива // Научный отчет о работах экспедиции «Ледовый патруль» и береговых радиолокационных наблюдениях. ГМФ СахУГМС. 1968. 46 с.

18. Жмурков Я. Радиолокационные наблюдения над дрейфом маркированных льдов // Океанология. 1964. Т. 11, вып. 6. С. 1110—1115.

19. Жмурков Я. О наблюдениях за дрейфом льда в Татарском проливе // Океанология. 1964. Т. 11, вып. 5. С. 924—925.

20. Ивахненко А. Г. Долгосрочное прогнозирование и управление сложными системами. Киев: Техника, 1975. 312 с.

21. Истошин Ю. В. К методике прогнозов замерзания для Японского моря и лимана р. Амур // Тр. НИУ ГУГМС. 1946. Вып. 12. С. 23—36.

22. Кан С. И. Прогноз и расчет ледовых характеристик в Охотском море // Тр. ЦИП. 1966. Вып. 156. С. 105—121.

23. Кан С. И. Морские льды. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 124 с.

24. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР // Тр. ГМЦ. 1969. Вып. 51. С. 101—119.

25. Каракаш А. И. Прогноз крупных аномалий ледовитости неарктических морей // Тр. ГМЦ. 1975. Вып. 161. С. 69—97.

26. Каракаш А. И. Предвычисление сезонного хода ледовитости Охотского моря // Тр. ГМЦ. 1983. Вып. 255. С. 57—63.

27. Код для передачи данных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских станций КН-01. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 72 с.

28. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положение кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. 1964. Вып. 71. С. 5—83.

29. Крындин А. Н. Роль температурного поля океана в формировании аномалий атмосферной циркуляции и аномалий суровости зим на морях (на примере северо-западной части Тихого океана) // Тр. НИИАК. 1966. Вып. 36. С. 37—45.

30. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 312 с.

31. Кусуноки К. Исторический обзор изучения морского льда в Японии // Исследование морского льда за рубежом. Л.: Гидрометеоиздат. 1962. С. 10—15.

32. Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан. СПб., 1894. Т. 1. 337 с.; Т. 2. 543 с.

33. Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов. Л., ААНИИ, 1972. 81 с.

34. Наставление по службе прогнозов. Разд. 2. Ч. 3—6. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 55 с.

35. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 3. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 135 с.

36. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. Изд-во АН СССР, ИОАН. 1961. 218 с.

37. Отчет по теме 1.8.5.1. Создание технологий управления океанографическими данными, компьютерных атласов заданных районов ДВ морей, разработка методов прогноза морских СГЯ, внедрение их в Дальневосточном УГМС. Владивосток, ДВНИГМИ. 1998. 277 с.

38. Петров А. Г. Синоптические условия обледенения на акваториях дальневосточных морей // Тр. ДВНИГМИ. Тематический выпуск. 1998. С. 38—45.

39. Петров А. Г. Характеристика обледенения судов в Японском море // Тр. ДВНИГМИ. Тематический выпуск. 1998. С. 45—52.

40. Плотников В. В. Исследование и прогноз ледовых условий Охотского моря. Владивосток, ПОП ПУГКС. 1981. 169 с.

41. Плотников В. В. Прогноз полей ледовых элементов в Охотском море физико-статистическим методом // Тр. ДВНИГМИ. 1982. Вып. 96. С. 77—86.

42. Плотников В. В. Оценка успешности прогностических рекомендаций и их временная изменчивость при прогнозах полей ледовых элементов в Охотском море // Тез. докл. IV Всесоюз. конф. «Мировой океан». Владивосток. 1983. С. 155—157.

43. Плотников В. В. Адаптивный физико-статистический прогноз комплекса ледовых параметров на морях Дальнего Востока // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Ледовые прогнозы и расчеты». Л. 1984. С. 17—18.

44. Плотников В. В. Об одном методе вероятностного прогноза смещения кромки льда в Беринговом море // Метеорология и гидрология. 1984. № 3. С. 62—68.

45. Плотников В. В. Отбор предикторов и оценка устойчивости прогностических связей в задаче физико-статистического прогноза ледовых условий Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1984. Вып. 111. С. 16—29.

46. Плотников В. В. Комплексация прогнозов ледовитости Охотского моря с использованием различных критериев согласия // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Ледовые прогнозы и расчеты». Л. 1984. С. 342.

47. Плотников В. В. Сопряженность и эволюция пространственно-временной структуры ледовых условий на морях Дальнего Востока // Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Исследование и рациональное использование биоресурсов дальневосточных и северных морей». Владивосток. 1985. С. 128—129.

48. Плотников В. В. Состояние и перспективы развития методов ледовых прогнозов на морях Дальнего Востока // Метеорология и гидрология. 1985. № 10. С. 114—118.

49. Плотников В. В. Оценка пространственно-временной сопряженности ледовых условий на дальневосточных морях // Тр. ДВНИГМИ. 1987. Вып. 36. С. 79—88.

50. Плотников В. В. О сопоставимости статистических свойств полей сплоченности льда, рассматриваемых в системе вложенных областей // Тр. ДВНИГМИ. 1987. Вып. 129. С. 75—81.

51. Плотников В. В. Прогноз комплекса ледовых параметров на дальневосточных морях // Тез. докл. Всесоюз. конф. «Морские льды и хозяйственная деятельность на шельфе». Мурманск. 1989. С. 51—52.

52. Плотников В. В. Вероятностное моделирование эволюции ледовитости дальневосточных морей // Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л., 1987. С. 183—185.

53. Плотников В. В. Вероятностный анализ влияния циркуляционных особенностей Северного полушария на характер эволюции ледовитости дальневосточных морей // Тез. докл. Междунар. конф. по Японскому и Охотскому морям. Находка. 1989. С. 20.

54. Плотников В. В. Долгосрочный прогноз ледовых условий Охотского и Японского морей: Проблемы и перспективы // Тез. докл. Междунар. конф. по Японскому и Охотскому морям. Находка. 1989. С. 21.

55. Плотников В. В. Вероятностное моделирование эволюции ледовитости Охотского и Берингова морей // Тр. ДВНИГМИ. 1990. Вып. 40. С. 46—61.

56. Плотников В. В. Долгосрочный прогноз декадной ледовитости Охотского моря, основанный на многоаспектном учете крупномасштабных атмосферных процессов // Метеорология и гидрология. 1996. № 12. С. 93—100.

57. Плотников В. В. Опыт использования вероятностной байесовской модели для прогноза некоторых ледовых характеристик на Охотском и Японском морях // Метеорология и гидрология. 1996. № 4. С. 81—86.

58. Плотников В. В., Фирсов П. Б. К вопросу о прогнозе кромки льда в Охотском море // Тез. докл. V Всесоюз. конф. Калининград. 1979. С. 98—99.

59. Плотников В. В., Якунин Л. П. Опыт разработки физико-статистической схемы прогноза площади зоны тяжелого льда в Охотском море // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 86. С. 127—132.

60. Плотников В. В., Якунин Л. П. Применение физико-статистической модели для прогноза ледовитости Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 87. С. 79—85.

61. Плотников В. В., Фирсов П. Б. Прогноз смещения кромки льда в северной части Охотского моря физико-статистическим методом // Тр. ДВНИГМИ. 1981. Вып. 83. С. 10—14.

62. Плотников В. В., Лучин В. А. Проблемы и перспективы создания иерархической системы для прогноза комплекса гидрологических, включая ледовые, параметров на дальневосточных морях // Тез. докл. Международной конф. по Японскому и Охотскому морям. Находка. 1989. С. 22—23.

63. Плотников В. В., Хен Г. Ё., Лучин В. А. Вероятностная оценка достоверности гидрометеорологических параметров, рассчитываемых по натурным данным // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 40. 1990. С. 20—24.

64. Рожков В. А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 230 с.

65. Романовский В. И. Дискретные цепи Маркова. М.: Гостехиздат, 1949. 439 с.

66. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 46 с.

67. Руководство по морским гидрологическим прогнозам / Под ред. З. К. Абузярова. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 526 с.

68. Статистический эксперимент и синтез методов прогнозирования ледовых элементов: Описание применения, описание программ, тексты программ // ДВНИГМИ, ФАП ОВЦ. 1985. 109 с.

69. Столярова Г. А. Влияние температуры воздуха на формирование ледовитости Татарского пролива // Тр. ДВНИГМИ. 1974. Вып. 45. С. 46—53.

70. Столярова Г. А. К вопросу о расчете сплоченности льдов в Татарском проливе // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 50. С. 33—37.

71. Столярова Г. А. О влиянии адвекции водных масс на ледовитость Татарского пролива // Тр. ДВНИГМИ. 1974. Вып. 55. С. 45—50.

72. Столярова Г. А. Прогноз ледовитости Татарского пролива // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 62. С. 154—166.

73. Столярова Г. А. К фоновому прогнозу ледовитости Татарского пролива // Тр. ДВНИГМИ. 1961. Вып. 12. С. 38—41.

74. Тютнев Я. А. К методике долгосрочных прогнозов появления льда и замерзания прибрежных районов Японского моря // Тр. ЦИП. 1958. Вып. 76. С. 71—78.

75. Тютнев Я. А. К методике долгосрочного прогноза сроков вскрытия и очищения от льда Японского моря // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 91. С. 17—29.

76. Шренк Л. И. Очерк физической географии Северо-Японского моря // Приложение к 16 тому Записок Имп. Акад. наук. СПб., 1869. 254 с.

77. Яковлев В. Н. К расчету кромки льда на навигационных трассах Охотского моря // Тр. ЦИП. 1965. Вып. 142. С. 16—21.

78. Якунин Л. П. К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности // Записки ПФГО СССР. Владивосток, 1966. Т. 25. С. 88—93.

79. Якунин Л. П. Оценка элементов теплового баланса Охотского моря с учетом ледяного покрова // Тр. ДВНИГМИ. 1974. Вып. 45. С. 36—45.

80. Якунин Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИГМИ. 1979. Вып. 77. С. 102—107.

81. Якунин Л. П. Количество льда и затраты тепла на его таяние в дальневосточных морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 1986. № 62. С. 93—96.

82. Якунин Л. П. Ледотермика прикромочной зоны дальневосточных морей // Тр. ДВНИИ. 1990. Вып. 40. С. 61—64.

83. Якунин Л. П. Атлас ледовитости дальневосточных морей СССР. Владивосток, ПУГКС. 1987. 80 с.

84. Якунин Л. П. Атлас границ распространения крупных форм льда дальневосточных морей России. Владивосток, ТОИ ДВО РАН. 1995. 57 с.

85. Якунин Л. П. Атлас границ преобладающего однолетнего льда дальневосточных морей России. Владивосток, ТОИ ДВО РАН. 1997. 29 с.

86. Atlas der Vereisungsverhältnisse Russlands und Finnlands, ihrer Küstengewasser sowiet wirtschaftlich und militarisch wichtigen Binnenwasserstraßen mit textlichengen und Tabellen Oberkommando der Kriegsmarine // 1942. 35 p.

87. Boehm A. R. Evóluation of modelled conditional probability in operational forecasting // Preprint 4th Conf. on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences. Tallahassee. 1975. P. 259—262.

88. Ice atlas of the northern hemisphere Hydrographic office U. S. Navy, Washington // 1946. 102 p.

89. Kolzumi K., Kurihara K., Maeda Sh. Monthly mean temperature forecasting using an analog (antianalog) method // Geophysical magazine. 1992. Vol. 44, No. 2. P. 378—389.

90. Martin S., Munoz E., Drucker R. The Effect of Severe Storms on the Ice Cover of the Northern Tatarskiy Strait // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 92, No. C 11. Nov. 15. P. 17753—17764.

91. Plotnikov V. V., Khen G. V. Forecasting of a complex of ice parameters in the Far Eastern seas // The fourth international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1990. P. 235—239.

92. Plotnikov V. V. Integration of ice cover predictions in the Okhotsk sea using different conformity criteria // The fourth international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1990. P. 303.

93. Plotnikov V. V. Probabilistic analysis of effect of the northern hemisphere circulational peculiarities on ice evolutional characteristics in the Far Eastern seas // The sixth international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1991. P. 202—204.

94. Plotnikov V. V. Long-range forecast of ice conditions in the Japan Sea and the Sea of Okhotsk: problems and prospects // The sixth international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1991. P. 205—208.

95. Plotnikov V. V. Probability forecast of the sea ice cover and sea ice edge position in the Okhotsk Sea // The seventh international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1992. P. 355—356.

96. Plotnikov V. V. The large-scale probability forecast of the sea ice cover and sea ice edge position in the Far Eastern Seas (The sea of Japan, the sea of Okhotsk) // The seventh international simposium on "Okhotsk sea & sea ice". Mombetsu, Hokkaido, Japan. 1992. P. 351—354.

97. Plotnikov V. V., Yurasov G. I. Seasonal and interannual of ice cover in the North Pacific marginal seas // The PICEC Third Annual Meeting. PICEC-STA Workshop on monitoring subarctic Pacific ocean. Nemuro, Hokkaido, Japan. 1994. P. 15—23.

98. Plotnikov V. V. Some estimations of the space-tevporal structure of ice concentration, age and shapes in the Bering sea // The abstracts of PICES fourth Annual Meeting. Qingdao, People's Republic of China. 1995. P. 52—53

99. Plotnikov V. V. Conformity of space-temporal structure of the far east seas ice conditions // The abstracts of PICES fourth Annual Meeting. Qingdao, People's Republic of China. 1995. P. 52.

100. Plotnikov V. V. Use of simple probabilistic models for prognoctic evalutions of some characteristics of the bering sea ice conditions // The abstracts of PICES fourth Annual Meeting. Qingdao, People's Republic of China. 1995. P. 53.

101. Sawada T. Ice accretion on ships in northern seas of Japan // J. Wet. Soc. 1968. Vol. 46, No. 3. P. 113—121.

102. Tagutu T. On the state of sea-ice in the Bering Sea, Okhotsk Sea and north part of Japan Sea // J. Oceanogr. 1932. Vol. 4, No. 2. Kobe. P. 28—35.

103. Walsh J. E. Empirical orthogonal functions and the statistical predictability of sea ice extend // JAHS-AJSH Publ. 1980. No. 124. P. 241—249.

104. Yakunin L. P. Ice drift and thickness in the Sea of Japan // Proceedings of fourth Creams workshop, r/v "Okean". Vladivostok. February 12—13, 1996. P. 203—205.

105. Yakunin L. P. Influence of ice production on the deep water formation in the Japan Sea // Proceedings of the workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. Pices scientific report No. 6. 1996. P. 215—217.

106. Yakunin L. P. Polyniyas of the East Asian Marginal Seas // Proceedings of the Creams'97 international symposium. 28—30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 175—176.

Справочное издание

Проект «Моря»

Гидрометеорология и гидрохимия морей

Том VIII

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Выпуск 1

Гидрохимические условия

Редактор *Л. И. Верес*. Художественный редактор *Л. А. Унрод*.
Технический редактор *Н. Ф. Грачева*. Корректор *И. А. Крайнева*.
Компьютерная верстка *Е. А. Корнукова*.

ЛР № 020228 от 10.11.96 г.

Подписано в печать 17.06.03. Формат 60 × 90$^{1}/_{8}$. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 50. Уч.-изд. л. 56,74. Тираж 450 экз. Индекс 129/01.

Гидрометеоиздат. 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38.

Заказ № 210
Отпечатано в типографии «САВОЖ»
192012, Санкт-Петербург, пр.Обуховской обороны, 120.