



ПРОЕКТ «МОРЯ»

---

# ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

---

ТОМ VI  
КАСПИЙСКОЕ  
МОРЕ

---

ВЫПУСК I

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ



Гидрометеоиздат

КОМИТЕТ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ МИНИСТЕРСТВА ЭКОЛОГИИ  
И ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОЕКТ «МОРЯ »

---

# ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОХИМИЯ МОРЕЙ

---

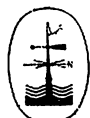
ТОМ VI

КАСПИЙСКОЕ  
МОРЕ

ВЫПУСК 1

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
УСЛОВИЯ

Под редакцией  
канд. геогр. наук Ф. С. ТЕРЗИЕВА,  
д-ра геогр. наук А. Н. КОСАРЕВА,  
канд. геогр. наук А. А. КЕРИМОВА



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1992



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

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

Расчитана на широкий круг специалистов: метеорологов, океанологов, проектировщиков, изыскателей, работников транспортного и промышленного флота.

Ответственный редактор Ф. С. Терзиев

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

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗУЧЕННОСТЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	6
1.1. Физико-географическая характеристика . . . . .	—
1.2. Гидрометеорологическая изученность . . . . .	9
2. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТ	13
2.1. Используемые материалы и методика их обработки . . . . .	—
2.2. Краткая климатическая характеристика . . . . .	—
2.2.1. Барико-циркуляционные факторы климата . . . . .	14
2.2.2. Климатические сезоны . . . . .	15
2.3. Термический режим . . . . .	16
2.3.1. Температура воздуха . . . . .	—
2.3.2. Взаимодействие атмосферы и водных масс . . . . .	19
2.3.3. Многолетние и сезонные изменения температуры воздуха . . . . .	20
2.3.4. Суточные и межсуточные изменения температуры воздуха . . . . .	21
2.3.5. Характеристика термического режима над морем в холодное и теплое полугодия . . . . .	22
2.4. Ветровой режим . . . . .	24
2.4.1. Скорость ветра . . . . .	—
2.4.2. Направление ветра . . . . .	26
2.5. Режим увлажнения . . . . .	29
2.5.1. Парциальное давление водяного пара . . . . .	—
2.5.2. Относительная влажность . . . . .	30
2.5.3. Общая облачность . . . . .	31
2.5.4. Нижняя облачность . . . . .	32
2.5.5. Суточный ход облачности . . . . .	33
2.5.6. Атмосферные осадки . . . . .	34
2.5.7. Снежный покров . . . . .	36
2.6. Комплексные метеорологические характеристики . . . . .	37
2.7. Опасные явления . . . . .	40
2.7.1. Опасные явления, обусловленные изменениями температуры воздуха . . . . .	—
2.7.2. Опасные явления, связанные с ветровой деятельностью . . . . .	45
2.7.3. Туманы и гололедные образования . . . . .	49
2.7.4. Обильные осадки, грозы, град . . . . .	55
3. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ	59
3.1. Температура воды Северного Каспия . . . . .	—
3.1.1. Изученность термического режима . . . . .	—
3.1.2. Используемые материалы и методика обработки . . . . .	—
3.1.3. Суточные изменения температуры воды . . . . .	—
3.1.4. Сезонные изменения температуры воды . . . . .	61
3.1.5. Вертикальное распределение температуры воды . . . . .	65
3.1.6. Многолетние изменения температуры воды . . . . .	66
3.2. Температура воды Среднего и Южного Каспия . . . . .	67
3.2.1. Используемые материалы и методика . . . . .	—
3.2.2. Временная изменчивость температуры воды . . . . .	68
3.2.3. Термическая стратификация вод . . . . .	74
3.2.4. Пространственное распределение температуры воды . . . . .	76
4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС	79
4.1. Материалы, методика расчета и анализа составляющих теплового баланса . . . . .	—
4.2. Характеристика радиационных условий . . . . .	81
4.2.1. Суммарная и поглощенная солнечная радиация . . . . .	—
4.2.2. Эффективное излучение . . . . .	84
4.2.3. Радиационный баланс . . . . .	85
4.3. Турбулентный теплообмен . . . . .	—
4.4. Затраты тепла на испарение . . . . .	87
4.5. Тепловой баланс . . . . .	88
4.6. Энтальпия и теплооборот . . . . .	90
4.7. Адвекция тепла течениями . . . . .	91
5. СОЛЕННОСТЬ ВОДЫ	94
5.1. Соленость вод Северного Каспия . . . . .	—
5.1.1. Солевой баланс вод Северного Каспия . . . . .	—
5.1.2. Многолетние изменения солености . . . . .	95
5.1.3. Сезонные изменения солености . . . . .	—
5.1.4. Пространственное распределение солености . . . . .	100
5.1.5. Вертикальное распределение солености . . . . .	102
5.1.6. Влияние ветра на распределение солености . . . . .	103
5.1.7. Соотношения между средними за апрель—октябрь (условно сред- негодовыми) и среднемесячными значениями солености . . . . .	—



5.1.8. Расчетные зависимости между соленостью отдельных районов моря	104
5.1.9. Расчетные зависимости для определения зон пониженной солености в западной части Северного Каспия	105
5.1.10. Соленость вод Северного Каспия при изменении водного баланса	—
5.2. Соленость вод Среднего и Южного Каспия	106
5.2.1. Информационная база и методы анализа	—
5.2.2. Пространственно-временное распределение солености	—
<b>6. ПЛОТНОСТЬ ВОДЫ</b>	<b>112</b>
6.1. Используемые материалы	—
6.2. Сезонные изменения	—
6.3. Распределение плотности в море	113
6.4. Распределение плотности воды южнее 38° с.ш. (иранское побережье)	116
<b>7. ВОДНЫЕ МАССЫ</b>	<b>117</b>
7.1. Термохалинный анализ вод	—
7.2. Конвективное перемешивание	120
<b>8. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ</b>	<b>125</b>
8.1. Основные этапы развития ледовых исследований на Каспийском море	—
8.2. Особенности ледовых условий зимних навигаций на трассах и в портах Каспийского моря	128
8.3. Методика исследований	131
8.4. Ледовые условия	135
8.4.1. Процессы начала ледообразования и развития ледяного покрова	—
8.4.2. Разрушение ледяного покрова и очищение моря ото льда	141
8.4.3. Ледовитость моря	143
8.4.4. Динамика ледяного покрова	157
8.4.5. Дрейф льда	161
8.5. Физико-механические свойства льда	166
8.5.1. Текстура и структура льда	—
8.5.2. Термика льда	—
8.5.3. Плотность льда	167
8.5.4. Механические свойства льда	171
<b>9. МУТНОСТЬ, ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТ ВОДЫ</b>	<b>178</b>
9.1. Мутность и прозрачность воды в Северном Каспии	—
9.2. Прозрачность воды в Среднем и Южном Каспии	181
9.3. Цвет воды в Северном Каспии	182
9.4. Цвет воды в Среднем и Южном Каспии	186
<b>10. УРОВЕНЬ МОРЯ</b>	<b>188</b>
10.1. Организация инструментальных наблюдений за уровнем моря и их высотная основа	—
10.2. Вековые колебания уровня	189
10.2.1. Многолетняя изменчивость уровня моря и ее причины	191
10.2.2. Внутригодовые изменения уровня	194
10.2.3. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня	198
10.3. Короткопериодные колебания уровня	199
10.3.1. Сгонно-нагонные колебания уровня	200
10.3.2. Сейшевые колебания уровня	206
10.3.3. Приливные колебания уровня	207
10.3.4. Связь неперiodических колебаний уровня моря с вынуждающими силами	—
10.4. Статистические характеристики колебаний уровня	209
<b>11. ВОДНЫЙ БАЛАНС</b>	<b>211</b>
<b>12. ТЕЧЕНИЯ</b>	<b>222</b>
12.1. Течения Северного Каспия	—
12.1.1. Течения в отмелой зоне взморья Волги	—
12.1.2. Течения на устьевом взморье Урала	224
12.1.3. Ветровые течения	225
12.1.4. Сезонные изменения течений	228
12.1.5. Межгодовые изменения течений	229
12.1.6. Статистические характеристики течений	230
12.1.7. Водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия	231
12.1.8. Основные черты ветровой циркуляции вод	233
12.2. Течения средней и южной частей Каспийского моря	235
12.2.1. К истории изучения течений	—
12.2.2. Расчеты течений Среднего и Южного Каспия	237
12.2.3. Ветровые течения	239

12.2.4. Градиентные течения . . . . .	245
12.2.5. Мезомасштабная изменчивость течений . . . . .	247
<b>13. ВОЛНЕНИЕ</b>	<b>254</b>
13.1. Историческая справка . . . . .	255
13.2. Районирование моря по ветровым условиям . . . . .	257
13.3. Синоптические условия штормовых ситуаций, пути циклонов и антициклонов . . . . .	259
13.4. Режим ветра . . . . .	264
13.5. Режимное распределение скоростей ветра, высот и периодов волн	267
13.6. Верификация методов расчета элементов волн . . . . .	273
13.7. Режим волнения глубоководных акваторий Среднего и Южного Каспия . . . . .	277
13.8. Режим волнения некоторых районов прибрежной зоны Среднего и Южного Каспия . . . . .	280
13.9. Режим волнения Северного Каспия . . . . .	287
13.10. Максимальные высоты волн и обуславливающие их штормы (по материалам натуральных наблюдений) . . . . .	288
<b>14. ОПАСНЫЕ И СТИХИЙНЫЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ</b>	<b>290</b>
14.1. Критерии уровня опасности гидрометеорологических явлений . . . . .	291
14.2. Анализ опасных и стихийных гидрометеорологических явлений . . . . .	292
14.3. Описание жестоких штормов . . . . .	298
14.4. Определение гидрометеорологических условий, вызывающих стихийные бедствия . . . . .	303
14.5. «Распознавание образа» особо опасного шторма и возможности его прогнозирования . . . . .	—
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ I (КАРТЫ, СХЕМЫ)</b> . . . . .	<b>307</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ II (ТАБЛИЦЫ)</b> . . . . .	<b>316</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> . . . . .	<b>348</b>



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Окраинные и внутренние 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, гидромелиорация, здравоохранение (рекреация), коммунальное и промышленное строительство на побережьях морей. Многим из них для рационального планирования своего развития и его эффективного осуществления требуется всесторонний учет гидрометеорологических и гидрохимических факторов, в первую очередь таких, как колебания уровня моря, ветер и волны, ледовые условия, течения, химическая агрессивность морских вод, солевой состав, биогенные вещества и другие.

Дальнейшее развитие морских отраслей народного хозяйства вызывает острую необходимость разработки принципиально новых, более совершенных путей и форм гидрометеорологического обеспечения на морях, так как одни традиционные формы в виде таблиц приливов, гидрометеорологических карт океанов и морей, ежегодников, ежемесячников уже не могут удовлетворить растущие запросы. Необходимо было создать целенаправленную систему обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией хозяйственной деятельности на морях. Такая система создавалась в три этапа под общим научно-методическим руководством ГОИНа с участием ААНИИ, ДВНИГМИ, ГГО, морских 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, содержащая 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.: Гидрометеоздат, 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.: Гидрометеоздат, 1972), содержащее методические рекомендации по организации и проведению полевых изысканий непосредственно в районе проектируемых гидротехнических сооружений.

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

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

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

Серия состоит из 10 томов, включающих около 20 выпусков:

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

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

В монографиях по единому типовому проспекту освещается широкий круг вопросов по метеорологии и климату, физической океанологии, динамике вод, гидрохимии, океанологическим основам формирования 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

\* В связи с тем что сбор и обработка данных проводились до 1989 г., в работе используются прежние названия страны, организаций, учреждений и т. д.

научной программы и в процессе выполнения работ перед исполнителями ставилась основная задача — отразить современный уровень знаний гидрометеорологических и гидрохимических условий.

В разделах по метеорологии и климату рассматриваются климатообразующие факторы — радиационные условия, циркуляционные процессы, орография берегов, морские течения; климатическое районирование; режим ветра, местные его особенности, штормы; температура воздуха — средние, экстремальные, характерные значения; аномальные сезоны; влажность воздуха; атмосферные осадки и снежный покров; облачность — общая, нижнего яруса, число дней с ясным, полужасным 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 балансов.

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 изменчивости течений, циркуляция вод в шельфовых районах моря, приливные течения; ветровые волны, их режимные характеристики, максимальные высоты волн по районам моря 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 изменчивости; активная реакция (рН); щелочность как показатель смешения и происхождения вод в море, изменение ее под влиянием природных и антропогенных факторов; режим биогенных веществ — минеральных и органических, растворенных и взвешенных соединений кремния, фосфора и азота, характеристика элементов баланса биогенных веществ, антропогенные изменения баланса биогенных веществ.

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

При подготовке данной серии монографий исполнители стремились оптимально использовать имеющиеся натурные данные и современные гидротермодинамические и физико-статистические методы расчета гидрофизических и метеорологиче-

ских параметров и характеристик, а там, где это было целесообразно, и полуэмпирические методы расчетов с привлечением натуральных данных для оценки адекватности модели и натуре.

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

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

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

В целом настоящая серия монографий представляет собой естественное продолжение и развитие общей системы обеспечения режимной гидрометеорологической и гидрохимической информацией морских отраслей народного хозяйства и обороны страны на морях. 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.

Если в процессе работы появится необходимость в более подробной информации по гидрологии, метеорологии, гидрохимии и загрязнению морей, она может быть получена в ГОИНе или в 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 АНИИ (Баренцево море), Севгидромет (Белое море), ЛО ГОИН (Балтийское море), СО ГОИН (Черное море), ГОИН (Азовское и Аральское моря), Бакинское отделение ЗакНИГМИ (Каспийское море), ДВНИГМИ (Японское, Охотское и Берингово моря).

Подготовка серии монографий «Гидрометеорология и гидрохимия морей» выполнена под общим руководством научного руководителя проекта «Моря» канд. геогр. наук Ф. С. Терзиева. Ответственные исполнители работы: канд. геогр. наук Н. П. Гоптарев, д-р физ.-мат. наук



В. И. Калацкий, д-р геогр. наук А. И. Симонов (ГОИН), д-р геол.-минер. наук Д. Е. Гершанович (ВНИРО), канд. геогр. наук В. Е. Бородачев (АНИИ), д-р геогр. наук М. М. Борисенко (ГГО).

Том VI «Каспийское море», выпуск 1 «Гидрометеорологические условия» подготовлен в соответствии с общим планом серии монографий по гидрометеорологии и гидрохимии морей. Выпуск 1 содержит 14 разделов, создающих в целом достаточно полное представление о метеорологии и климате, гидрологии и динамике вод Каспийского моря. Выпуск предназначен для многоцелевого использования в научно-исследовательской работе и при гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства.

Сведения о гидрометеорологических условиях Каспийского моря необходимы для рационального планирования рыбного промысла и марикультуры, проектирования и эксплуатации морских нефтепромысловых сооружений на шельфе, обеспечения мореплавания, а также для решения задач охраны водной и воздушной среды. На их основе осуществляется оптимизация системы наблюдений, определяются направления дальнейшего исследования моря.

На протяжении длительного времени исследования Каспийского моря проводятся организациями Азербайджана, Бакинским отделением ЗакНИГМИ, ГОИНОм, Астраханской зональной гидрометобсерваторией, институтами и экспедициями ИГАН Азербайджана, Миннефтепрома, Минрыбхоза, а также учреждениями других министерств и ведомств. В результате этих исследований создан большой информационный фонд, включающий архивы гидрометеорологических наблюдений и синоптических карт, отчеты и многочисленные неопубликованные источники. Достаточно полная характеристика информационной базы содержится в разделах работы, посвященных рассмотрению тех или иных элементов гидрометеорологического режима.

Монография существенно дополняет справочные данные о гидрометеорологических условиях Каспийского моря, представленные в более ранних работах. Преимущественное внимание уделено оценкам экстремальных значений гидрометеорологических элементов и опасным гидрометеорологическим явлениям.

Наряду с этим в монографии широко представлены новые научные результаты, полученные в ходе выполнения проекта «Моря», дан крити-

ческий анализ современной изученности гидрометеорологического режима, показаны перспективы дальнейших исследований. Поэтому данная работа может быть рекомендована широкому кругу читателей: специалистам научно-исследовательских учреждений, изыскателям, работникам транспортного и рыбопромысловых флотов, а также студентам и аспирантам гидрометеорологических и географических специальностей.

Выпуск 1 «Гидрометеорологические условия» подготовлен в Бакинском отделении ЗакНИГМИ с участием ГОИНа, МГУ, Астраханской ГМО, Азербайджанского гидрометеорологического центра, КаспНИРХА.

Координация и руководство всеми работами осуществлены канд. геогр. наук А. А. Керимовым.

Авторами отдельных разделов являются: 1 — Ш. М. Агаев, Н. Д. Клевцова; 2 — Н. Д. Фомина, А. А. Керимов; 3.1 — С. И. Потайчук, С. Н. Родионов; 3.2 — Л. Е. Веселова, Л. П. Тамбовцева, Б. А. Алиев; 4 — М. С. Потайчук; 5.1 — Д. Н. Катунин; 5.2 — Л. П. Тамбовцева, Э. М. Мехтиев, Н. Д. Фомина; 6 — И. М. Аббасова; 7 — А. Н. Косарев, В. С. Архипкин; 8 — Л. Е. Веселова; 8.4.5 — Л. Е. Веселова, Э. М. Мехтиев, Р. Е. Никонова; 8.5 — Л. Е. Веселова, Ф. И. Валлер; 9.1 — В. В. Тарасова, Н. А. Скриптунов; 9.2 — Л. П. Тамбовцева; 10 — В. С. Бородин, Э. М. Мехтиев; 11 — В. Н. Бортник, Р. Е. Никонова; 12.1 — Н. А. Скриптунов, Р. Е. Никонова; 12.2 — Н. Д. Клевцова; 12.2.3 — Г. Е. Еремеева; 13 — М. У. Вапняр, А. А. Керимов; 13.8 — Б. А. Алиев, М. У. Вапняр, А. А. Керимов; 13.9.10 — М. У. Вапняр, А. А. Керимов, Л. М. Вознесенская; 14 — З. И. Татлыева. Раздел 13 выполнен под руководством и при участии д-ра физ.-мат. наук Г. В. Матушевского.

В подготовке и оформлении монографии принимали участие: И. В. Абдуллаев, Л. П. Абдуллаева, Т. Х. Азизова, Н. С. Байрамов, А. А. Бушнев, Н. С. Винник, Т. И. Гиллер, М. С. Имамалиев, Т. Б. Исмаилова, З. Р. Курмалиева, С. В. Кокорин, Л. Я. Кузнецов, К. А. Кулиева, Н. М. Лебедева, Л. Е. Лемехова, А. Т. Мамедова, С. А. Муштафаев, Э. Н. Мансурова, А. К. Мухамеджанов, Ш. Б. Наджафова, М. М. Сеницына, Н. А. Степанова, Г. И. Тагизаде, Т. А. Филимонова, В. А. Челбаева.

В процессе подготовки монографии большую организационно-техническую помощь оказали И. А. Алиев (начальник Азербайджанского гидрометеорологического центра) и Ш. М. Агаев (начальник Гидрометцентра), которым авторы выражают благодарность.

# 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ИЗУЧЕННОСТЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

## 1.1. Физико-географическая характеристика

Каспийское море является внутренним и расположено в обширной материковой депрессии на границе Европы и Азии. Каспийское море не имеет связи с океаном, что формально позволяет называть его озером, однако оно обладает всеми особенностями моря.

Каспийское море вытянуто в меридиональном направлении и расположено между  $47^{\circ}07'$  и  $36^{\circ}33'$  с. ш. и  $45^{\circ}43'$  и  $54^{\circ}03'$  в. д. Протяженность моря по меридиану около 1200 км, средняя ширина 310 км.

Площадь моря при отметке уровня  $-27,5$  м БС составляет 386,4 тыс. км<sup>2</sup>.

В физико-географическом отношении и по характеру подводного рельефа море делится на три части: северную, среднюю и южную. Условная граница между северной и средней частями проходит по линии о. Чечень — м. Тюб-Караган, между средней и южной — по линии о. Жилой — м. Куули.

Шельф Каспийского моря в среднем ограничен глубинами около 100 м. Материковый склон, который начинается ниже бровки шельфа, заканчивается в средней части примерно на глубинах 500—600 м, в южной части, где он очень крутой, на 700—750 м.

У западного побережья шельф узкий, средняя ширина его 40 км. Еще более узкий шельф у южного побережья, где глубины около 400 м находятся в 5—10 км от берега. У восточного побережья шельф более обширный, средняя ширина его около 130 км (рис. 1.1).

Северная часть моря мелководная, средняя ее глубина 5—6 м, максимальные глубины 15—20 м расположены на границе со средней частью моря. Рельеф дна осложнен наличием банок, островов, бороздин.

Средняя часть моря представляет собой обособленную котловину, область максимальных глубин которой — Дербентская впадина — смещена к западному берегу. Средняя глубина этой части моря 190 м, наибольшая — 788 м. Западный склон Дербентской впадины узкий и крутой, восточный склон сильно растянут. Дно впадины представляет собой слабонаклоненную равнину с глубинами в основном от 400 до 600 м.

Южная часть моря отделена от средней Апшеронским порогом, являющимся продолжением Главного Кавказского хребта. Глубины над этим подводным гребнем не превышают 180 м. Наиболее глубоководная часть Южнокаспийской котловины с максимальной для моря глубиной 1025 м расположена восточнее дельты Куры. Над дном котловины поднимаются несколько подводных хребтов высотой до 500 м.

Берега Каспийского моря отличаются разнообразием. В северной части моря они довольно сильно изрезаны. Здесь расположены заливы Кизлярский, Аграханский, Мангышлакский и множе-

ство мелководных бухт. Заметные полуострова — Аграханский, Бузачи, Тюб-Караган, Мангышлак. Крупные острова в северной части моря — Тюлений, Кулалы. В дельтах Волги и Урала береговая линия усложнена множеством островков и протоков, часто меняющих свое положение. Много мелких островов и банок расположено и на других участках береговой линии.

Средняя часть моря имеет относительно ровную береговую черту. На западном побережье на границе с южной частью моря расположен Апшеронский полуостров. К востоку от него выделяются острова и банки Апшеронского архипелага, из которых наиболее крупный о. Жилой. Восточный берег Среднего Каспия более изрезан, здесь выделяется Казахский залив с бух. Кендерли и несколько мысов: Песчаный, Ракушечный, Суэ. Самый крупный залив этого побережья — Кара-Богаз-Гол — в 1980 г. отделен от моря дамбой.

Южнее Апшеронского полуострова располагаются острова Бакинського архипелага: Булла, Дуванный, Обливной, Свиной и др. Происхождение этих островов, а также некоторых банок у восточного побережья южной части моря (Ливанова, Жданова и др.) связано с деятельностью подводных грязевых вулканов, лежащих на дне моря. На восточном берегу расположены крупные заливы — Красноводский и Туркменский, а вблизи от него — о. Огурчинский.

В северной части моря приrost прибрежной суши происходит за счет мощного потока терригенного материала, участвующего в дельтообразовании. Преобладающий тип отложений — алеврит (песчанистый ил, ил). Крупные банки состоят из битой и целой ракушки.

У западного побережья Среднего Каспия питание береговой зоны обеспечивается материалом, приносимым горными речками и ручьями. Шельф сложен из мелкозернистых терригенных отложений: у берега это мелкий и средний песок, в зоне глубин 15—20 м — песчанистый ил и ил, на краю шельфа — пылеватый и мелкий песок. Материковый склон выложен песчанистым илом. В устьевых областях рек преобладает пылеватый песок.

Шельф восточного побережья моря сложен из крупного и среднего песка. Заметную примесь составляет ракуша. Пески у восточного побережья отличаются повышенной карбонатностью.

В Южном Каспии шельф у западного побережья состоит из мелкозернистых грунтов (песок, песчанистый ил), у восточного побережья — пески и ракуша. Дно глубоководных котловин покрыто илом, илистым песком и песчанистым илом.

Метеорологические условия в разных частях Каспийского моря неодинаковы вследствие его большой меридиональной протяженности.

Для северной части моря характерно преобладание восточных и юго-восточных ветров большую часть года. В средней части господствуют ветры северо-западного и юго-восточного направлений, в районе Апшеронского полуострова вследствие



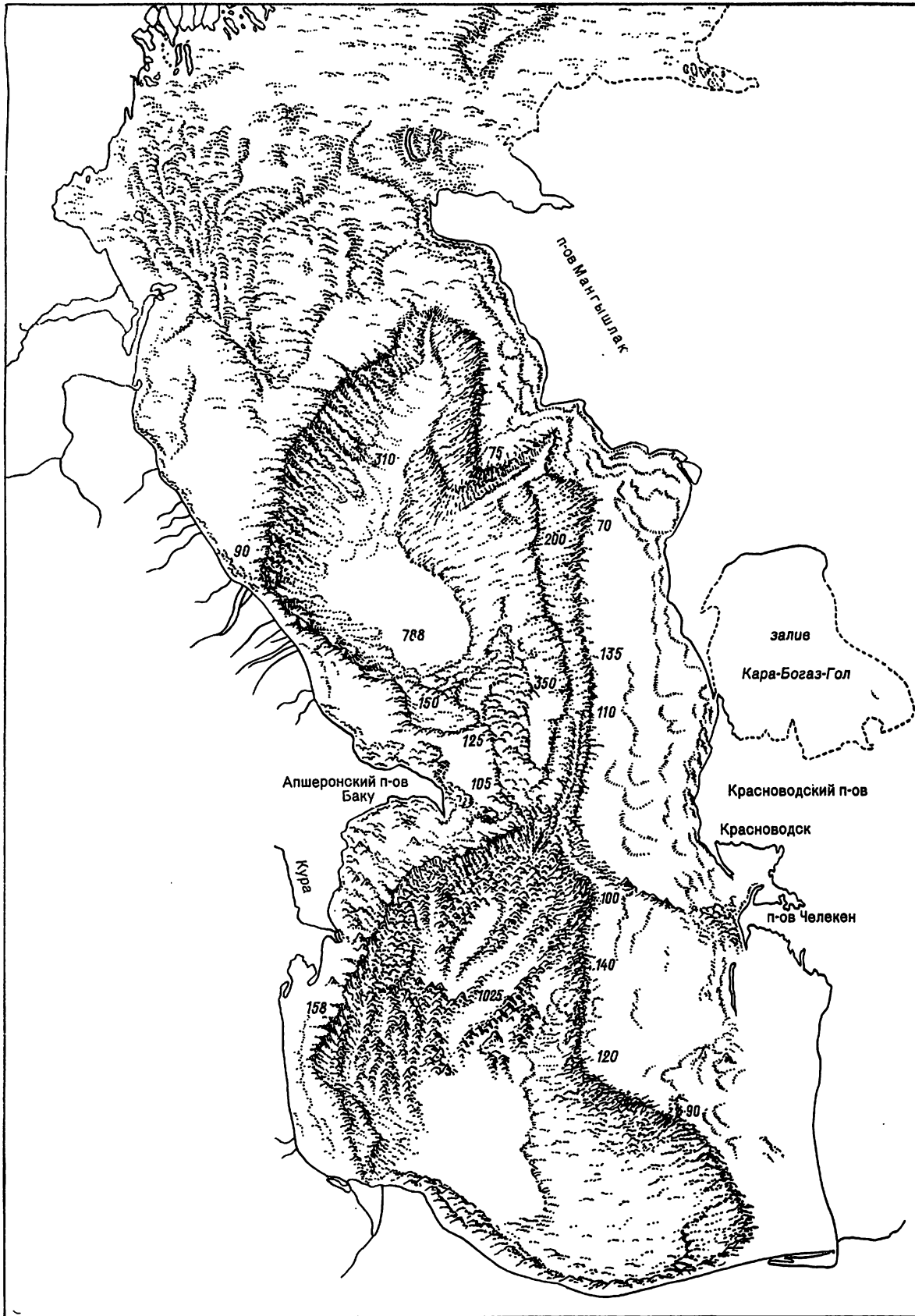


Рис. 1.1. Физико-географическая карта Каспийского моря [Г. В. Агапова, Л. С. Кулакова (1973)].

орографического эффекта — ветры северного и южного направлений.

В южной части моря на юго-западе преобладают северные и северо-восточные ветры, на крайнем юго-востоке зимой преобладают северо-западные ветры, летом — юго-восточные.

Над морем преобладают ветры со скоростями до 10 м/с (80—90 %), повторяемость штормовых ветров менее 1 %.

Сильные и штормовые ветры в основном северо-западного и юго-восточного направлений наблюдаются чаще всего весной и зимой вблизи западного побережья Среднего Каспия, особенно в районе Апшеронского полуострова. Реже отмечается штормовая деятельность над Северным Каспием, а также в юго-восточном и юго-западном районах моря.

Расположение Каспийского моря в разных климатических зонах обуславливает большие различия в распределении температуры воздуха над морем. Среднегодовые значения изменяются от 10 °С в северной части моря до 17 °С в южной. Самый холодный месяц — январь, самые теплые — июль и август.

В северной части моря и у восточного побережья Среднего Каспия среднемесячная температура воздуха в январе составляет —5... —10 °С, в районе Махачкалы —1... —5 °С.

В летний период среднемесячная температура воздуха по всему морю 24—26 °С, причем наиболее высокие значения характерны для юго-восточного района (в Красноводске около 28 °С).

Распределение осадков по акватории моря крайне неравномерное. У западного побережья южной части моря оно колеблется от 65 (Нефтяные Камни) до 1250 мм в год (Ленкоранская зона). К северу от Апшеронского полуострова количество осадков составляет 400—430 мм. Восточное побережье отличается сухостью, максимальное количество осадков не превышает 15—20 мм.

На иранском побережье с влажным климатом выпадает до 1000—2000 мм осадков в год.

В северной части моря ежегодно в ноябре появляется лед. В суровые зимы льдом покрывается вся акватория северной части, в мягкие зимы лед держится на мелководье в пределах 2—3-метровой изобаты.

Появление льда в средней и южной частях моря приходится на декабрь—январь. У восточного побережья лед местного происхождения, у западного — чаще всего приносной из северной части моря.

В суровые зимы у восточного побережья средней части моря замерзают мелководные заливы, у берегов образуются забереги и припай, у западного побережья дрейфующий лед в аномально холодные зимы распространяется до Апшеронского полуострова.

Исчезновение ледяного покрова наблюдается во второй половине февраля — марте.

Температура воды подвержена значительным широтным изменениям, наиболее отчетливо выраженным в зимний период, когда температура изменяется от 0—0,5 °С у кромки льда на севере моря до 10—11 °С на юге, т. е. разность температуры воды составляет около 10 °С.

Температура воды у западного побережья на 1—2 °С выше, чем у восточного.

В открытом море температура воды выше, чем у побережий: на 2—3 °С — в средней части и на 3—4 °С — в южной части моря.

В зимний период распределение температуры с глубиной более однородное, чему способствует зимняя вертикальная циркуляция. В умеренные и суровые зимы в северной части моря и мелководных заливах восточного побережья температура воды понижается до температуры замерзания.

Весенний прогрев воды выравнивает горизонтальные градиенты, и разность температур между прибрежными районами и открытым морем не превышает 0,5 °С. Прогрев поверхностного слоя нарушает однородность в распределении температуры с глубиной.

Для летнего периода характерна горизонтальная однородность в распределении температуры в поверхностном слое: в средней части моря 24—25 °С, в южной 25—26 °С, на юго-востоке до 27—28 °С. Максимальная температура воды наблюдается в августе.

У восточного побережья Среднего Каспия в летние месяцы ежегодно с различной интенсивностью наблюдается подъем холодных глубинных вод и как следствие понижение температуры на поверхности воды (7—15 °С).

В открытых районах моря в конце мая — начале июня начинается формирование слоя скачка температуры, который наиболее четко выражен в августе. Чаще всего он располагается между горизонтами 20 и 30 м в средней части моря и 30 и 40 м в южной. В средней части моря вследствие сгона у восточного побережья слой скачка поднимается близко к поверхности.

Осенью при интенсивном охлаждении слой скачка размывается и к концу ноября исчезает. В открытом море температура воды в поверхностном слое понижается в средней части до 12—13 °С, в южной — до 16—17 °С.

Сезонные изменения температуры воды заметно проявляются в верхнем 100-метровом слое. В придонных слоях моря температура в течение года составляет около 4,5 °С в средней части и 5,8—5,9 °С в южной.

Соленость воды особенно резко изменяется в северной части моря: от 0,1 ‰ в устьевых областях Волги и Урала до 10—11 ‰ на границе со Средним Каспием. В средней и южной частях моря колебания солености невелики. В основном она составляет 12,6—13,0 ‰, увеличиваясь с севера на юг и с запада на восток. С глубиной соленость возрастает незначительно (на 0,1—0,2 ‰).

Уровень Каспийского моря подвержен значительным колебаниям, обусловленным изменениями водного баланса и, прежде всего, стока Волги.

За историческое время уровень моря претерпевал значительные колебания, продолжающиеся и в современных условиях.

В начале XX в. уровень был относительно стабилен. Затем произошло его резкое понижение с 1929 по 1941 г. на 1,9 м. К 1956 г. уровень стал ниже по сравнению с 1929 г. на 2,5 м. В 1956—1970 гг. положение уровня несколько стабилизировалось, но с 1971 г. уровень снова стал понижаться и в 1977 г. достиг самого низкого значения

за текущее столетие: —29,0 м. По сравнению с 1900 г. он понизился на 3,5 м. С 1978 г. уровень начал повышаться и к 1992 г. достиг отметки —27,5 м.

Для годового хода уровня характерны максимум в июне—июле и минимум в феврале. Размах внутrigодовых колебаний составляет 30—35 см.

Сгонно-нагонные колебания уровня проявляются по всему морю, но наиболее значительны они в мелководной северной части, где при максимальных нагонах уровень может повыситься на 2,0—4,5 м, при сгонах—понизиться на 1,0—2,5 м. В средней и южной частях моря сгонно-нагонные колебания уровня меньше. У западного побережья они составляют 60—70 см, у восточного—30—40 см. В редких случаях значения сгонов и нагонов достигают 1,0—1,5 м.

Сгонно-нагонные изменения уровня вызываются устойчивыми штормовыми ветрами и проявляются в различных районах моря неодинаково. Ветры северной четверти способствуют сгону воды в северной части и нагону у северного побережья Апшеронского полуострова и в южных районах моря; при восточном и юго-восточном ветрах происходит нагон в северной части моря и прилегающих к ней районах западного побережья и сгон в южном и юго-восточном районах моря. Средняя продолжительность нагонов и сгонов в большинстве случаев составляет 10—12 ч, наибольшая—24 ч и в редких случаях около двух суток. Приливные и сейшевые колебания уровня на Каспийском море выражены весьма четко, но не достигают больших значений.

Течения в море носят в основном ветровой характер. В западной части Северного Каспия наиболее часто наблюдаются течения западной и восточной четвертей, в восточной—юго-западные и южные. Течения, обусловленные стоком Волги и Урала, прослеживаются лишь в пределах устьевого взморья. Преобладающие скорости течений 10—15 см/с, в открытых районах Северного Каспия максимальные скорости около 30 см/с.

В прибрежных районах средней и южной частей моря в соответствии с направлениями ветра наблюдаются течения северо-западного, северного, юго-восточного и южного направлений, у восточного побережья часто имеют место течения в восточном направлении. Вдоль западного побережья средней части моря наиболее устойчивые течения—юго-восточные и южные. Скорости течений в среднем около 20—40 см/с, максимальные достигают 50—80 см/с. Существенную роль в циркуляции вод моря играют и другие виды течений—градиентные, сейшевые, инерционные.

Преобладающие направления волнения в северной части моря такие же, как и ветра,—восточное и юго-восточное. Высота волн уменьшается в направлении с юга на север по мере уменьшения глубины моря. Предельные высоты  $h_{0,1} \%$  = 6 м возможны только на свале глубин между северной и средней частями моря. Далее к северу

и востоку на глубинах порядка 6—7 м наибольшая высота  $h_{0,1} \%$  не превышает 3 м.

В средней части моря сильное волнение развивается при господствующих северо-западных и юго-восточных ветрах. В летние месяцы по всему морю преобладает волнение северо-западного и северного направлений. В зимний сезон в районе Дербентской впадины и вблизи Махачкалы повторяемость северо-западного и юго-восточного волнения почти одинакова.

Наибольшие для моря высоты волн наблюдаются на акватории, примыкающей к Апшеронскому полуострову. По расчетам очень редко здесь можно ожидать волны высотой, превышающей 10 м. В юго-западном районе моря преобладает северо-восточное волнение.

## 1.2. Гидрометеорологическая изученность

Первые стационарные гидрометеорологические наблюдения на Каспийском море были выполнены в XVIII в. военным врачом И. Лерхе, который в 1732 г. провел их в Астрахани, Баку, Дербенте, Низовой Пристани и в устье р. Сулак. Первые метеорологические станции на Каспийском море (1827—1830 гг.) открывались различными ведомствами и выполняли ограниченный комплекс наблюдений. В 1837 г. академик Э. Х. Ленц организовал водомерный пост в Баку. В разные годы производились наблюдения на береговых и плавучих маяках.

До образования Советского государства сеть морских станций была весьма ограниченной, а в годы гражданской войны (1918—1920 гг.) закрылись все гидрометеорологические станции, за исключением Махачкалы. Восстановление и развитие сети гидрометеорологических станций началось с организации в 1922 г. гидрометеорологической службы в Азербайджане. С 1929 по 1936 г. на всем побережье моря была создана сеть гидрометеорологических станций и постов. В период Великой Отечественной войны наблюдения проводились с перерывами [224, 342].

В табл. 1.1 показано развитие сети морских пунктов наблюдений по десятилетиям за время с 1900 по 1990 г. Наибольшее их количество приходилось на 30—60-е годы. С 1970 г. количество станций уменьшилось до 31 (рис. 1.2).

Для изучения гидрометеорологических особенностей устьевых областей Волги, Куры, Терека и Сулака были открыты устьевые станции Волжская (1951 г.), Куринская (1960 г.) и Терско-Сулакская (1970 г.).

В начале 50-х годов на гидрометслужбу было возложено изучение гидрометеорологического режима нефтеносных акваторий. С этой целью в 1952 г. на Нефтяных Камнях была открыта специализированная гидрометстанция, а также ряд станций и постов на отдельных основаниях и эстакадах в районе нефтепромыслов Апшеронского

Таблица 1.1

Период наблюдений, годы	1900—1910	1911—1920	1921—1930	1931—1940	1941—1950	1951—1960	1961—1970	1971—1980	1981—1989
Количество пунктов наблюдений	6	11	24	45	48	54	40	32	31

района и дагестанского побережья. Для оперативного обслуживания нефтяников по данным наблюдений ежегодно составлялись гидрометеорологические обзоры по районам морских нефтепромыслов.

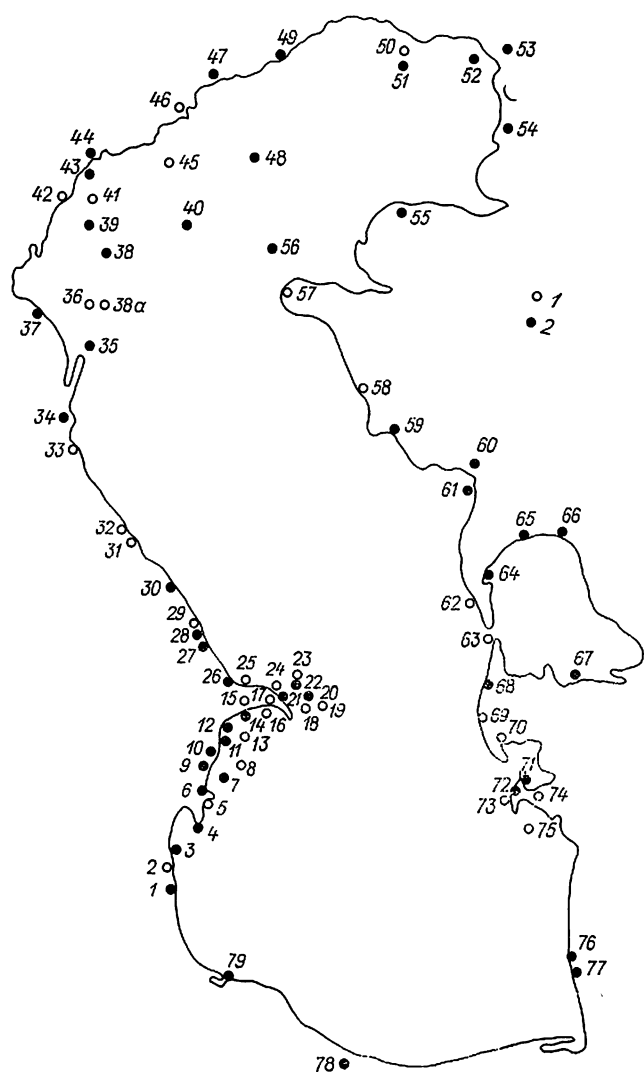


Рис. 1.2. Схема расположения прибрежных пунктов наблюдений.  
1 — действующие; 2 — закрытые.

В 1961 г. из существующих станций была выделена постоянная сеть береговых гидрометстанций и рейдовых пунктов для изучения межгодовых и многолетних изменений элементов гидрометеорологического режима моря. В качестве «вековых» в северной части были выбраны пункты — Остров Кулалы, Остров Тюлений, Астраханский приемный плавмаек, в средней и южной — Махачкала, Нефтяные Камни, Баку, Зюйдостовый Култук, Огурчинский остров, Красноводск, Бекдаш. Четыре из них были закреплены как «вековые» уровенные пункты: Баку, Форт-Шевченко, Красноводск, Махачкала.

Для упорядочения материалов уровенных наблюдений в 1961 г. на Каспийском море был введен единый «нуль» поста — 28,00 м и все имеющиеся наблюдения систематизированы и сведены в «Каталог уровенных наблюдений» (1963 г.).

Открытые районы Каспийского моря с начала XVIII до XIX в. изучались в основном в гидрографическом отношении. Первая экспедиция с целью

составления навигационных карт была проведена по заданию Петра I А. Бековичем-Черкесским. Были составлены подробная карта восточного берега моря от Астрахани до границы с Персией (1715 г.) и полная карта Каспийского моря. Проведенные в XVIII в. экспедиции Ф. И. Соймонова, А. Е. Колодкина, И. В. Толмачева, Л. Л. Ладиженского, С. Г. Гмелина, М. И. Войновича были направлены на уточнение карт Каспийского моря. На карту были нанесены открытые заливы, бухты, острова, отмели и банки. Во второй половине XIX в. выполнялись комплексные экспедиции, в которых наряду с гидрографическими работами изучались фауна и флора, течения, грязевой вулканизм.

В 1847 г. было проведено полное обследование зал. Кара-Богаз-Гол, включая гидрографическую съемку, промеры, измерения течений, взятие проб грунта.

С 1856 по 1867 г. на Каспийском море работала гидрографическая экспедиция под руководством Н. А. Ивашинцева. По материалам этой экспедиции были составлены подробные высокоточные навигационные карты моря, выполнены промеры в открытых районах и составлена первая батиметрическая карта.

В 1904 г. по инициативе и на средства Общества рыболовства и рыбководства и Департамента земледелия при содействии Русского географического общества на Каспии более трех месяцев работала экспедиция по исследованию сельдяного промысла, которой руководил Н. М. Книпович. Работы охватывали все районы моря, особое внимание было уделено глубоководной части. Экспедиция выполнила большое количество химических исследований, провела многочисленные наблюдения за температурой, плотностью, цветом и прозрачностью воды, течениями. Направление и скорость течений определялись вертушкой Экмана, закупоренными бутылками, привязными поплавками.

Впервые было выявлено вертикальное распределение температуры воды в северной, средней и южной частях моря; установлено исключительно низкое содержание кислорода в глубоководных районах ниже горизонта 200 м и как следствие отсутствие органической жизни. В слое воды ниже 600—700 м было обнаружено наличие сероводорода. По материалам наблюдений была предложена общая циклоническая схема течений, охватывающая все море.

В 1912—1913 гг. была проведена вторая промысловая экспедиция Н. М. Книповича, позволившая собрать большое количество океанографических данных. Исследования проводились в основном в средней и северной частях моря.

В 1914—1915 гг. в течение пятнадцати месяцев работала третья экспедиция под руководством Н. М. Книповича, во время которой собран большой материал по гидрологии, биологии и промыслам всего моря и впервые были получены сведения о сезонных изменениях гидрологических и биологических явлений. Результаты исследований 1904—1915 гг. обобщены в «Трудах Каспийской экспедиции».

В связи с возрастающим интересом к природным богатствам зал. Кара-Богаз-Гол в этом районе были проведены экспедиции в 1897 и 1909 гг.

Комплексные исследования в заливе, выполненные И. Б. Шпиндлером, Н. И. Адрусовым, Н. С. Курнаковым, А. И. Лебединцевым, Н. И. Подкапаевым, дали важные практические результаты.

Для определения запасов глауберовой соли и разработки способов ее добычи в 1921 г. в зал. Кара-Богаз-Гол была проведена экспедиция под руко-

ководства гидрохимического режимов моря. На Каспийском море было установлено 8 гидрологических («вековых») разрезов, которые выполнялись каждую декаду. Наблюдения на этих разрезах выполняются и в настоящее время (рис. 1.3).

Развитие морской нефтедобычи, промышленное освоение новых морских нефтегазоносных место-

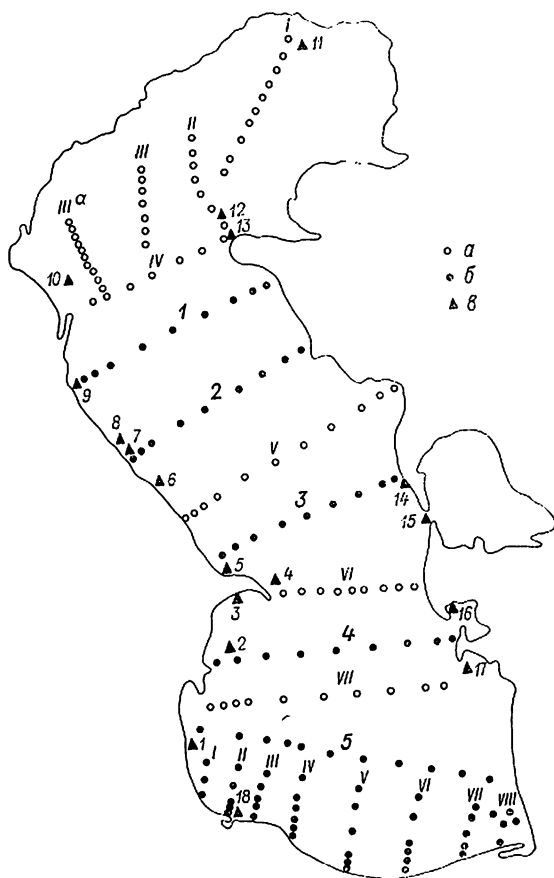


Рис. 1.3. Схема расположения океанографических станций на «вековых» (а) и стандартных (б) разрезах и рейдовых пунктов (в).

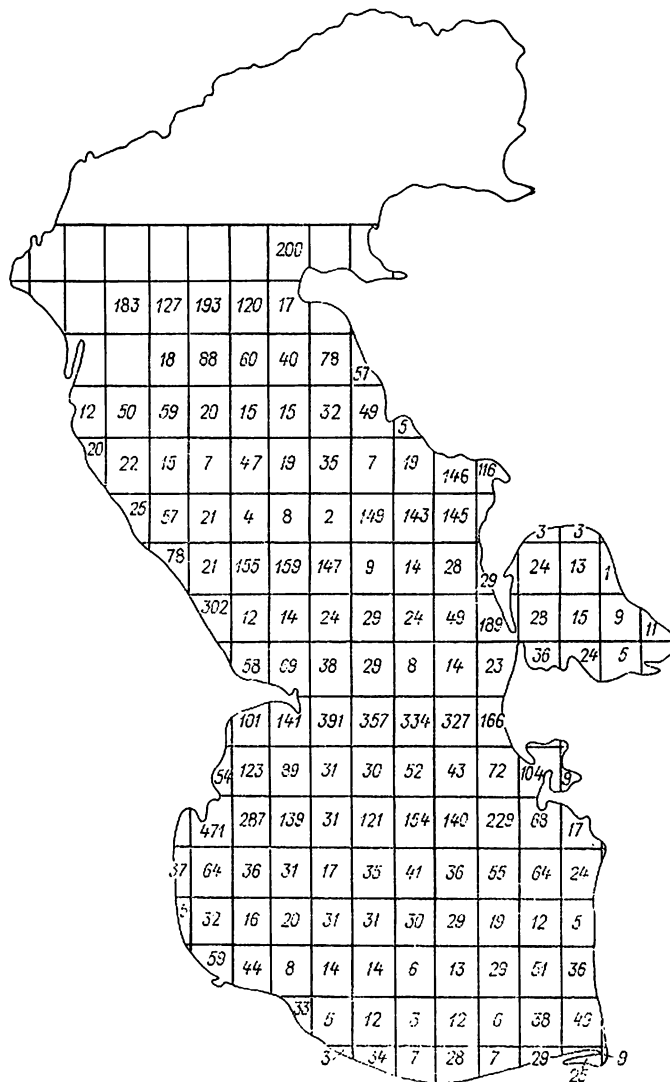


Рис. 1.4. Количество океанографических станций по 30-минутным квадратам (общее количество — 9446) в средней и южной частях Каспийского моря (1897—1988 гг.).

водством Н. С. Курнакова. Экспедиция 1934—1935 гг. Академии наук СССР решила проблему эксплуатации нового сырья — погребенных рас-  
солов.

Комплексная океанографическая съемка всего моря под руководством С. В. Бруевича была организована ВНИРО в 1934 г. В дальнейшем по инициативе этого института довольно регулярно до 1943 г. проводились гидрохимические съемки на 4—5 стандартных гидрологических разрезах в Среднем и Южном Каспии.

В начале 1958 г. Главное управление по гидрометеорологии СССР приняло решение об упорядочении исследований на морях по изучению межгодовой и межсезонной изменчивости их гидрологического режима. На Каспийском море с этой целью в 1958—1960 гг. были проведены сезонные съемки моря на 10—12 гидрологических разрезах, в том числе заливов и прибрежных районов.

На основании проведенных исследований в 1961 г. Главным управлением по гидрометеорологии СССР было введено «Положение о „вековых“ наблюдениях на морях» для изучения многолетней изменчивости гидрометеорологического и

рождений вызвало необходимость изучения течений и волнения в этих районах. Обширные экспериментальные исследования, проведенные в 1950—1955 гг. по программе института Гипроморнефть и ГОИНа, позволили разработать метод расчета волнения и ветра над морем.

С 1958 г. интенсивно ведется изучение течений в эксплуатируемых и перспективных нефтегазоносных районах с помощью самописцев течений на специальных разрезах, полигонах, якорных и буйковых станциях. Обширные комплексные исследования по изучению природных условий для обеспечения судоходства, рыбного хозяйства, ирригации проведены в устьевых областях крупных рек Каспийского моря: Волги, Урала, Терека, Сулака, Куры.



Развитие промышленности на побережье моря, рост морской добычи, судоходство вызвали загрязнение вод моря отходами химического, нефтеперерабатывающего производства. В связи с этим с 1966 г. началось выполнение экспедиционных работ по Программе государственного контроля за состоянием загрязнения моря и устьев рек по гидрохимическим и гидробиологическим показателям.

Экспедиционные исследования на Каспийском море, кроме гидрометеорологической службы, проводят многие ведомства и учреждения: АН Азербайджана, КаспНИРХ, АзНИИ по добыче нефти и газа, МГУ, Институт водных проблем АН СССР и др.

Многолетние материалы исследований обобщены во многих монографиях, справочниках, статьях.

Данные наблюдений опубликованы в «Морских ежегодниках» (с начала наблюдений по 1960 г.), в «Морских гидрометеорологических ежемесячниках» (1961—1975 гг.) и с 1976 г. по настоящее время в «Ежегодных данных о режиме и качестве вод морей и устьев рек». Эти издания содержат также характеристики гидрометеорологического и гидрохимического режимов, где показаны их годовые и сезонные изменения.

Состояние общей изученности средней и южной частей моря за 1897—1988 гг. показано на рис. 1.4.

## 2. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТ

### 2.1. Использованные материалы и методика их обработки

В качестве исходных материалов при анализе барико-циркуляционных процессов над морем были использованы многолетние данные о распределе-

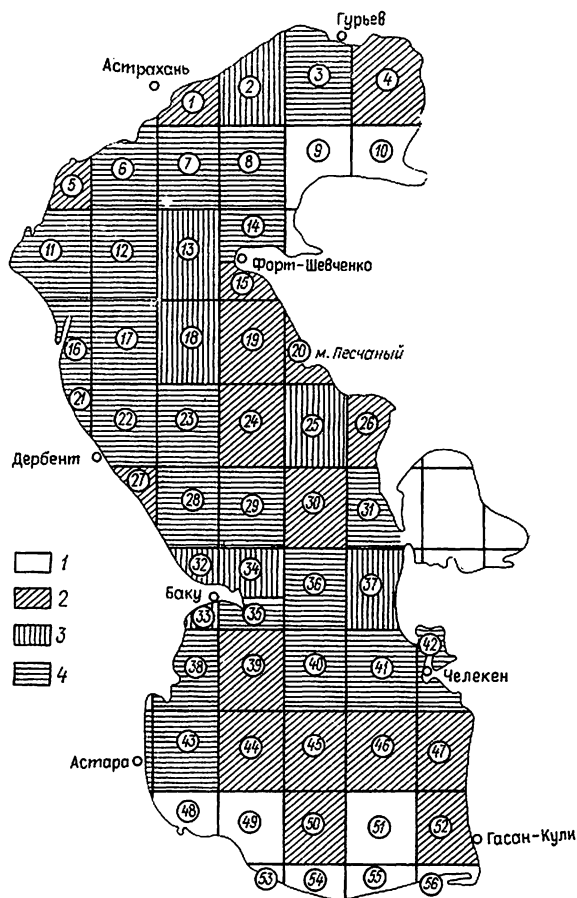


Рис. 2.1. Схема гидрометстанций и квадратов моря.

Количество судовых наблюдений по квадратам моря: 1 — меньше 100; 2 — от 100 до 500; 3 — от 500 до 1000; 4 — от 1000 до 3000.

нии барического поля на земном шаре по месяцам [393], уточненные за шестилетний период 1979—1984 гг. Для характеристики метеорологических условий береговой зоны Каспийского моря использованы наблюдения морских гидрометеорологических станций, сравнительно равномерно размещенных по всему побережью моря. Совсем не освещено материалами последних лет иранское побережье Каспия. Поэтому для сравнительной характеристики этого района и прилегающей акватории были использованы натурные данные прошлых лет. В основном использовались материалы наблюдений береговых ГМС за 1950—1985 гг., только по северному и юго-западному побережью были обобщены данные с 1950 по 1980 г.

Характеристика метеорологических условий открытого моря дана на основе обработки и обобщения

материалов наблюдений научно-исследовательских судов, судов торгового флота и рейдовых наблюдений за период с 1950 по 1985 г.

На рис. 2.1 показаны схема квадратов моря и распределение количества наблюдений в них. Всего было использовано около 80 тысяч судовых наблюдений.

Обработка судовых наблюдений осуществлялась по одноградусным квадратам, а в прибрежных районах — по частям квадратов, ограниченными соответствующими отрезками параллелей и меридианов и береговой чертой (рис. 2.1).

Поквадратные кривые годового хода выравнены по кривым годового хода соответствующих метеорологических параметров ближайших береговых или островных станций, построенных за тот же период. Годовой ход в квадратах, удаленных от побережья, сравнивался с кривыми хода в ближайших квадратах, достаточно обеспеченных наблюдениями. Для устранения влияния неравномерностей по числам месяца вычислялись средние календарные даты.

Срединные ординаты на 15-е число каждого месяца и средние поквадратные координаты использовались для построения карт распределения средних значений метеорологических параметров над морем. При этом использовались все вычисленные среднемесячные значения, в том числе и те, которые оказалось возможным получить при выравнивании годового хода. По полям изолиний сняты среднемесячные значения в центре каждого квадрата, которые использовались для дальнейших расчетов и выводов.

При обобщении и анализе данных об опасных явлениях использовались материалы наблюдений за метеорологическими характеристиками и опасными явлениями (табл. ТМ-1М) по 12 прибрежным гидрометеорологическим станциям за 1950—1980 гг.

Данные за более ранние и поздние годы привлекались только для получения экстремальных значений, а также в том случае, когда временной ряд не позволял вычислить статистические характеристики параметров с достаточной степенью надежности.

### 2.2. Краткая климатическая характеристика

Формирование климата над Каспийским морем и его побережьем определяется географическим положением моря, условиями атмосферной циркуляции, характером подстилающей поверхности, орографией берегов.

Каспийское море расположено в сравнительно низких широтах, что обуславливает большой приток солнечной энергии. Годовая сумма радиационного баланса над Каспийским морем около 3700 МДж/м<sup>2</sup>·год. На формирование климата Каспийского моря, в частности западного и южного побережья, оказывают влияние Кавказские

горы, а северного и восточного — прикаспийские степи и полупустыни.

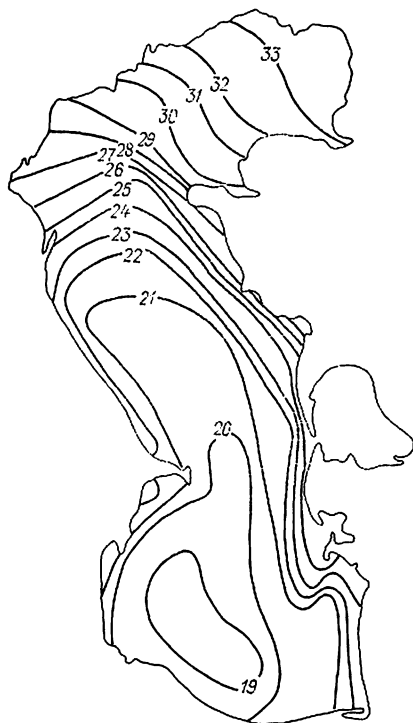


Рис. 2.2. Годовые изменения температуры воздуха (°C).

Для определения степени континентальности климата была определена разность средних температур самого холодного и самого теплого месяцев в году — годовой размах температуры (рис. 2.2),

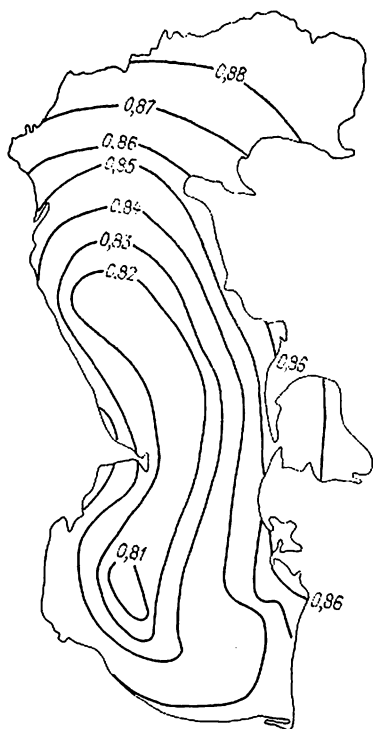


Рис. 2.3. Индексы континентальности на Каспийском море, рассчитанные по С. П. Хромову (1948).

а также подсчитаны индексы континентальности по С. П. Хромову (1948 г.) по формуле

$$K = (A - 5,4 \sin \varphi) / A, \quad (2.1)$$

где  $A$  — годовой размах температуры воздуха;  $\varphi$  — широта места.

Индексы показывают, какая доля годовых изменений температуры воздуха в данном месте создается за счет влияния суши (рис. 2.3). Из рис. 2.3 видно, что климат северной и восточной частей Каспия более континентален, чем западной и южной, где более выражены морские черты климата. Здесь проникновению континентального воздуха препятствуют горные системы.

### 2.2.1. Барико-циркуляционные факторы климата

Климатические условия региона Каспийского моря определяются влиянием холодных арктических воздушных масс, влажных морских, формирующихся над Атлантикой, сухих континентальных из Казахстана, теплых тропических, приходящих со Средиземного моря и Ирана.

В литературе известно несколько типизаций синоптических процессов над Каспийским морем и Кавказом. Наиболее детально циркуляционные условия этого региона исследованы А. А. Мадатзаде [256]. Им выделено девять атмосферных процессов. Подразделение на типы осуществлено по кинематическим признакам, т. е. в зависимости от траектории планетарных барических образований относительно Кавказа и Каспийского моря. В основу других типизаций положена классификация синоптических процессов по Мадатзаде с некоторой корректировкой и дополнениями.

Сезонные колебания циркуляции атмосферы вызываются географическими изменениями распределения температуры и давления воздуха, обусловленными астрономическими факторами и взаимодействием суши и моря.

Среднегодовые значения давления воздуха над территорией Каспия составляют 1014—1018 гПа, увеличиваясь к северу. В течение года давление воздуха зимой повышается, летом понижается. Среднегодовой размах давления воздуха над районами Каспия довольно большой и составляет 10—12 гПа.

В суточном ходе колебания давления воздуха незначительны и в среднем за год составляют 0,5—1,0 гПа. Суточные изменения давления воздуха больше выражены в зимнее время, чем в летнее.

Синоптические условия над территорией Каспия обуславливаются частой сменой воздушных масс во все сезоны года, в отдельных случаях сопровождаемой значительными суточными колебаниями давления воздуха. Межсуточная изменчивость атмосферного давления в холодный период года не превышает 23 гПа, а в теплый — 10 гПа. Резкие изменения атмосферного давления могут наблюдаться при выходе глубокого циклона или прохождении мощного антициклона. Особенно большие изменения давления воздуха происходят в районе Апшеронского полуострова, так как здесь воздействие меридиональных атмосферных процессов выражено более интенсивно.

Распределение давлений воздуха в отдельных районах Каспия зависит от сезонных изменений циркуляции над Евразией и локальных атмосферных процессов над данным районом.

Характерное барическое поле для зимы показано на рис. П.1. В этом сезоне наибольшего развития по площади и интенсивности над Азиатским континентом достигают область высокого давления — центральноазиатский максимум и область низкого давления — исландский минимум.

Центральноазиатский максимум, расположенный почти над всей Азией, имеет в центре давление 1040 гПа. Один из его гребней ориентирован на Каспий.

Исландский минимум расположен над северной частью Атлантики, Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями. Его центральная часть очерчивается изобарой 995 гПа. Исландским минимумом объясняются частые циклоны и ложбины, перемещающиеся с запада на юг европейской части Союза и Северный Кавказ. Над Каспийским морем формируются термические области низкого давления.

Эти два основных барических образования создают над акваторией Каспия предпосылки к увеличению барического градиента.

Среднемесячные многолетние январские значения давления воздуха в это время над Северным и Средним Каспием составляют 1022—1023 гПа и несколько меньше (примерно на 1 гПа) на юге Каспия.

Весной в связи с увеличением солнечной радиации в Северном полушарии интенсивность центральноазиатского максимума значительно уменьшается. Его центральная часть в апреле очерчивается изобарой 1022 гПа (рис. П.2). Так же резко снижается и интенсивность исландского минимума, вместо изобары 995 гПа в его центральной части отмечается давление 1010 гПа.

Азорский максимум по интенсивности почти не изменяется, но увеличивается по площади в районе своего формирования. Каспий остается по-прежнему под воздействием юго-западной периферии сибирского максимума, в систему которой нередко входят области повышенного давления, перемещающиеся с Западной Европы.

Среднегодовые апрельские значения давления воздуха составляют 1015—1017 гПа.

Летом (рис. П.3) над Азиатским континентом располагается обширная депрессия с основными центрами, расположенными над северо-западом Индии (998 гПа) и Персидским заливом (995 гПа), которая оказывает влияние на барическое поле Каспия. Увеличивается по интенсивности и, особенно, по площади азорский максимум, который вместе с многоцентральной азиатской депрессией определяет процессы циркуляции воздушных масс летом в регионе Каспийского моря.

В летнее время года (июль) давление воздуха над Северным и Средним Каспием обычно составляет 1009—1010 гПа.

К осени снова получают развитие центральноазиатский антициклон и исландский циклон. Интенсивность азорского максимума и основных центров азиатской депрессии значительно ослабевают. Регион Каспия находится под влиянием юго-западной периферии сибирского максимума

(рис. П.4). Средние многолетние октябрьские значения давления воздуха составляют 1017—1020 гПа на юге и 1021—1023 гПа на остальной акватории Каспия.

## 2.2.2. Климатические сезоны

В работе [136] в качестве основных признаков, определяющих характер и продолжительность климатических сезонов, приняты даты перехода сред-

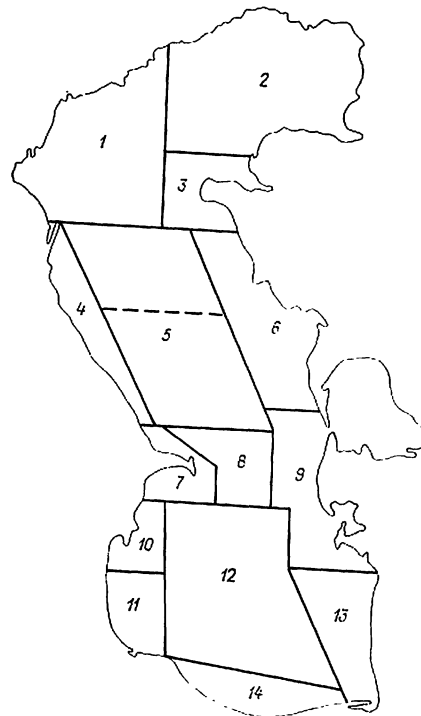


Рис. 2.4. Климатическое районирование Каспийского моря.

несуточных температур воздуха через определенные пределы.

В связи с тем, что устойчивый переход температуры через  $0^{\circ}\text{C}$  наблюдается только на севере Каспия, на остальной части побережья и акватории моря в качестве признака начала и конца зимы используют дату перехода среднесуточной температуры воздуха через  $5^{\circ}\text{C}$ . Переход температуры через  $18\text{--}20^{\circ}\text{C}$  для рассматриваемого региона можно считать началом и концом лета.

Исходя из этих критериев, были вычислены средние даты наступления и продолжительность климатических сезонов для отдельных районов Каспийского моря, которые отличаются от календарных по длительности и времени наступления (табл. 2.1, рис. 2.4).

Как показывает табл. 2.1, наибольшей продолжительностью отличается каспийское лето. На Северном и Среднем Каспии оно длится 4—4,5 мес, на Южном — до 5,5—6 мес. Раньше всего наступает лето у иранского побережья, где переход к летним устойчивым температурам происходит на две декады раньше календарных сроков. С 20 мая летние температуры наблюдаются над Южным и Северным Каспием и над мелководной полосой вдоль восточного побережья. Позже всего лето устанавливается в глубоководной централь-

Средняя дата начала наступления сезонов в различных районах Каспийского моря

Район моря	Весна	Лето	Осень	Предзимье	Зима
Северо-западный район	20—30 III	20—25 V	25—30 IX	25 X—5 XI	10 XI—1 XII
Северо-восточный район	15—25 III	15—20 V	20—30 IX	25 X—5 XI	30 X—10 XI
п-ов Мангышлак	1—10 III	20—25 V	30 IX—5 X	10—15 XI	10 XI—2 XII
Западный район Среднего Каспия	15—20 III	25—31 V	30 IX—5 X	10—15 XI	1—25 XI
Центр Среднего Каспия:					
а) северная часть	1—10 III				10—20 XII
б) южная часть	20—25 III	25—30 V	5—10 X	15—25 XI	20 I—1 II
Восточный район Среднего Каспия	10 III—1 IIII	22—23 V	30 IX—10 X	15—25 XI	10 XII—1 I
Апшеронский полуостров	20 III—1 IIII	20—25 V	10—15 X	25 XI—5 XII	15 I
Район Апшеронского порога	10—25 III	22—23 V	15 X	25 XI—5 XII	15 I
Восточный район Южного Каспия	10—20 III	15 V	15—20 X	20—30 XI	1—10 I
Район Алят — устье Куры	—	18 V	15—20 X	5—25 XII	—
Юго-западный район	—	15 V	15—25 X	20 XII	—
Центр Южного Каспия	—	10—15 V	20—30 X	15 XI—30 XII	—
Юго-восточный район	—	5—10 V	20—25 X	25 XI—10 XII	—
Иранское побережье	—	7—8 V	30 X—5 XI	30 XII	—

ной части Среднего Каспия, где его наступление почти совпадает с календарными сроками.

Большим своеобразием на Каспийском море отличается зимний сезон. Его продолжительность уменьшается с севера на юг, причем наиболее длительной зима бывает в северо-восточной части Северного Каспия (до 5 мес). Велика продолжительность зимы и в северо-западной части Северного Каспия (до 4 мес). Эти районы расположены в зоне наибольшей континентальности климата, большая их часть в зимнее время покрыта неподвижным льдом, что способствует значительному понижению температуры воздуха: от одного до двух месяцев в этом районе температура опускается ниже нуля.

Переход температуры через  $5^{\circ}\text{C}$  в этих районах происходит 10 ноября — 1 декабря, а уже к середине декабря — у п-ова Мангышлак и в конце декабря — середине января в северо-западной части температуры падают до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже.

На Среднем Каспии длительность зимнего сезона составляет 2,5—3 мес, уменьшаясь в некоторых центральных участках и у восточного побережья до 1,5 мес. Зима здесь наступает позже: в первой-второй декаде декабря у западного и северо-восточного побережья и в центральной части Среднего Каспия, и в первой половине января в районах полуостровов Апшеронский и Челекен. А в Южном Каспии до Апшеронского порога температура совсем не опускается ниже  $5^{\circ}\text{C}$ , что обусловлено большой теплоемкостью южнокаспийских вод. Здесь зима практически отсутствует.

В связи с этим был выделен еще один сезон — предзимье, за начало которого принято время установления среднесуточных температур воздуха ниже  $10^{\circ}\text{C}$ . На северо-западе и северо-востоке моря такой переход происходит уже 25 октября — 5 ноября, а в южной части моря сдвигается на вторую половину декабря. Лишь весна и осень над большей частью акватории моря имеют продолжительность, близкую к календарной (3—3,5 мес). Однако в северо-западной части Северного Каспия и у северо-восточного побережья продолжительность этих сезонов сокращается до 1,5—2,5 мес. Осень в этих районах наступает в конце сентября, т. е. на две декады позже отно-

сительно календарных сроков. В южной части моря осенние температуры наступают только в конце октября, а у иранского побережья — в начале ноября.

Сроки наступления весны в центральной и прибрежной частях Среднего Каспия наступают на 10—15 дней раньше календарных сроков, а в северо-западной части моря и у п-ова Мангышлак весна, наоборот, запаздывает на такой же срок.

В Южном Каспии, где не наблюдается перехода температур через  $5^{\circ}\text{C}$ , за начало весны принимаются сроки, когда начинается постоянное повышение температуры. Это в основном происходит у иранского побережья в середине января, севернее — в середине февраля.

Таким образом, самое короткое лето при самой длинной зиме отмечается на северо-западе и северо-востоке Каспия, а самое длинное лето при отсутствии зимних температур — над южными районами моря. Естественно, что в отдельные годы наступление сезонов может сильно запаздывать по сравнению со средними сроками или, наоборот, опережать их.

### 2.3. Термический режим

#### 2.3.1. Температура воздуха

Большую часть года (с конца августа по апрель) средняя температура воздуха над открытым морем выше, чем на побережье, и лишь во вторую половину весны и летом ее распределение обратное (рис. 2.5).

Наиболее холодный месяц над юго-западным и центральным районами моря — февраль. На побережье и обширных мелководьях восточной половины моря в январе наблюдаются наименьшие средние температуры воздуха. Наступление наибольших холодов в феврале — одна из наиболее характерных особенностей морского климата. Поэтому можно считать, что термический режим воздуха зимой над юго-западной и центральной частями моря соответствует морскому климату, а над восточной половиной моря и в узкой полосе у западного побережья на термический режим воз-



духа в значительной степени оказывает влияние суша.

Повышение температуры с марта по июль происходит равномерно. Начиная с середины марта, температура воздуха над восточным и западным шельфами становится ниже, чем над су-

шего Каспия составляет 20,5—22 °С, Южного — 18—20 °С. Над остальной частью Южного Каспия размах также не превышает 20 °С и только в районе полуостровов Челекен и Апшеронский увеличивается до 22 °С. На побережье Южного Каспия наибольшая разность среднемесячных температур

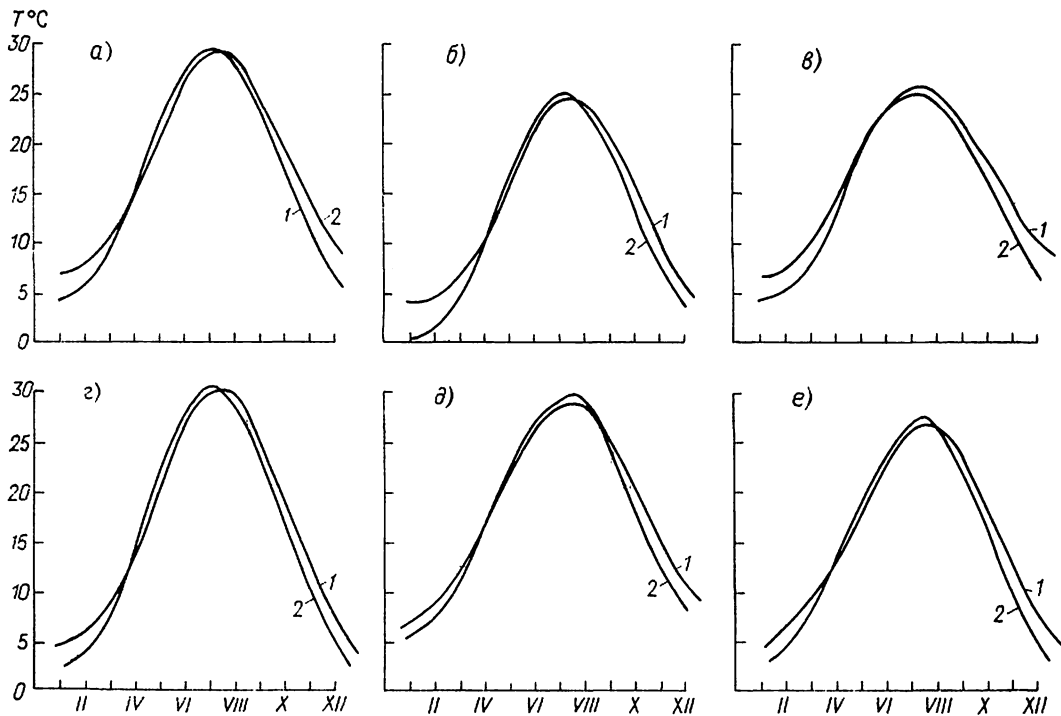


Рис. 2.5. Годовой ход температуры воздуха над различными районами моря. а — северо-западное побережье; б — центральный район Среднего Каспия; в — юго-западный район; г — северо-восточный; д — восточное побережье; е — юго-восточный район. 1 — открытое море; 2 — береговые ГМС.

шей; в центральных глубоководных районах моря и на его юго-западе эти сроки сдвигаются на апрель. Осеннее охлаждение проходит более интенсивно, чем прогрев, причем над сушей воздух охлаждается быстрее, чем над морем.

Максимум средней температуры над северо-восточным побережьем Каспия приходится на июль, превышая августовские температуры более чем на один градус. На остальной части побережья разница между июльскими и августовскими температурами воздуха не превышает 0,6—0,7 °С.

В открытом море разница между средними июльскими и августовскими температурами воздуха также незначительна (до 0,5 °С), в районе Апшеронского порога и на юго-востоке она увеличивается до 1—1,2 °С. Максимум летних температур над морем запаздывает по отношению к температуре над сушей, но незначительно. Только в центральных глубоководных районах Среднего и Южного Каспия максимум приходится на август. Следовательно, климат обширных мелководных районов Каспийского моря летом больше приближается к континентальному, чем зимой, так как не наблюдается сдвига максимальных температур на август, лишь над глубоководными районами моря черты морского климата сохраняются и летом.

Наибольший годовой размах среднемесячных температур воздуха в глубоководных частях Сред-

воздуха несколько выше (22—24 °С). У западного берега она равна 21—24 °С (на побережье — 22—25 °С), у северо-восточного берега 24—25 °С, увеличиваясь на побережье до 28 °С. Наибольший годовой размах среднемесячной температуры воздуха наблюдается над северо-западной (25—27 °С) и северо-восточной (26—30 °С) частями моря, что в значительной степени обусловливается повышением континентальности климата.

В зимние месяцы в центральной глубоководной части Южного Каспия наблюдаются сравнительно высокие температуры воздуха, совпадающие с областью наиболее прогретых вод. Большой теплоемкостью южнокаспийских вод в глубоководных районах объясняется тот факт, что воздушные массы зимой, даже приходящие с севера, получают дополнительное тепло от подстилающей поверхности и сохраняют более высокие температуры (рис. 2.6).

Над Средним Каспием наиболее высокая температура воздуха также наблюдается над глубоководной частью моря. Так, температура 5 °С и выше наблюдается в основном над Дербентской впадиной и в центральном районе.

На западном и восточном шельфе температура ниже, здесь сказывается значительное выхолаживание вод, а также влияние суши. При этом восточное побережье холоднее западного, так как примыкающие к побережью области полупустынь

с резко континентальным климатом способствуют выхолаживанию. Северный Каспий зимой покрывается льдом, который увеличивает охлаждение воз-

духа над ним. В апреле изменяется направленность горизонтальных градиентов температуры воздуха над морем. Если в холодное полугодие температура на

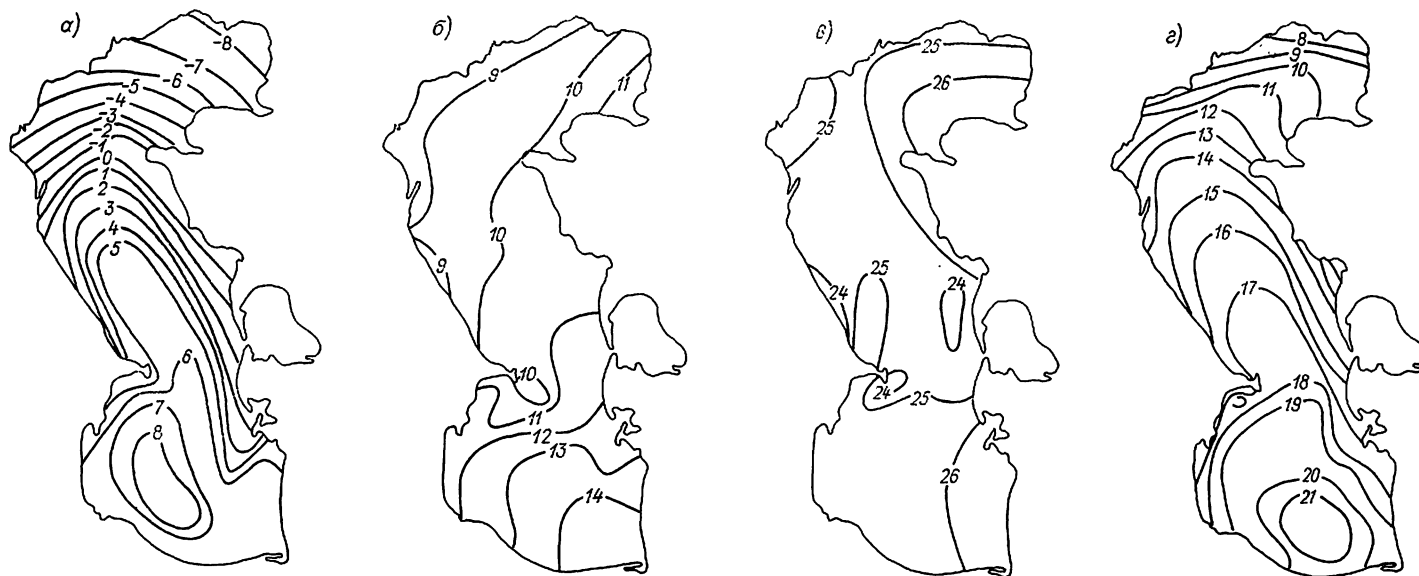


Рис. 2.6. Среднемесячная температура воздуха (°С).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

духа над ним. Изотерма 0°С в январе—феврале оконтуривает кромку льда, а над припаем и сушей на этой широте наблюдаются отрицательные температуры.

одной и той же широте в западной половине моря выше, чем в восточной, то с апреля по сентябрь более прогрет воздух у восточного побережья.

В холодную половину года подстилающие слои моря играют роль генератора тепла по отношению к нижним слоям атмосферы, а начиная с мая, наоборот, водные массы, особенно в глубоководной части моря, выступают в роли аккумулятора тепла, вследствие чего над этими районами температура воздуха ниже, чем над прилегающими мелководными участками.

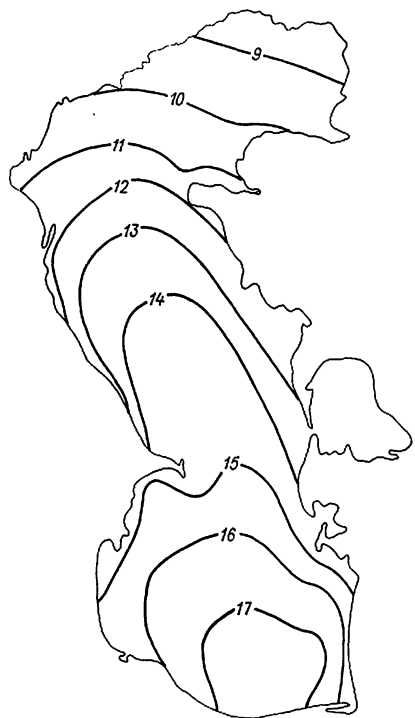


Рис. 2.7. Среднегодовая температура воздуха (°С).

В марте начинается общий прогрев атмосферы, медленнее всего он происходит у восточного побережья моря (влияние прилегающей суши), где горизонтальные градиенты температуры больше, чем у западного.

В июне—июле воздух над Северным и Южным Каспием теплее, чем над Средним, а у восточного побережья Среднего Каспия температура выше, чем у западного. Начиная с июня, у восточного побережья, в районе Бекдаша, появляется область пониженных температур воздуха, совпадающая с зоной аномально холодных вод, образующихся в результате апвеллинга.

В октябре—ноябре начинается интенсивная перестройка поля температур воздуха, горизонтальные градиенты температуры увеличиваются и меняют свой знак. Особенно велики перепады температуры воздуха в ноябре над восточной половиной моря, где происходит соприкосновение относительно теплых вод глубоководных районов с охлажденными водами мелководья.

К середине декабря, когда интенсивное выхолаживание затрагивает и глубоководные районы, а над Северным Каспием появляется лед, горизонтальные градиенты температуры воздуха достигают своего максимума.

Средняя за год температура воздуха изменяется от 9°С на северо-востоке до 17°С на юго-востоке (рис. 2.7). Такое распределение температуры прослеживается во все сезоны года, кроме лета, когда поле температур над морем более однородное.

### 2.3.2. Взаимодействие атмосферы и водных масс

Теплообмен между морем и атмосферой зависит от разности температур соприкасающихся слоев воды и воздуха и в течение года меняет свой знак.

Для годовой разности температур воды и воздуха ( $T_w - T$ ) для большинства районов моря характерно ее интенсивное убывание от января к июню и постепенное повышение в остальную часть года. Переход кривой через нуль в весеннее

В марте распределение разности температур воды и воздуха по акватории моря более однородное. Почти везде они близки к нулю (не превышают  $0,5^\circ\text{C}$ ) и только на северо-западе и в прибрежной мелководной части Южного Каспия значения  $T_w - T$  положительны и составляют  $1 - 1,5^\circ\text{C}$ .

В апреле приток тепла в атмосфере и к водной поверхности увеличивается, но так как воздух прогревается быстрее, то температура воды оказывается ниже, чем воздуха над ней и знак раз-



Рис. 2.8. Средняя разность температуры воды и воздуха ( $^\circ\text{C}$ ).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

время повсеместно происходит в середине марта и только в северо-западной части Северного Каспия запаздывает до первой половины апреля. Осенняя смена знака не так однообразна. На большей части акватории смена происходит в середине октября, однако в северо-западной части моря и у западного побережья Среднего Каспия разность температур воды и воздуха становится положительной на месяц раньше (в середине сентября), а в центральной части Южного Каспия сдвинута на конец сентября — начало октября.

Неравномерность в летнем нарастании температур приводит к тому, что в некоторых районах моря наблюдается два минимума разности  $T_w - T$ : в апреле—мае и июле—августе. Особенно ярко это выражено у восточного побережья за счет аномалии температуры воды.

В холодное время года, когда море теплее воздуха, с его поверхности расходуется значительное количество тепла на нагревание нижних слоев атмосферы. Максимальных значений эти потери достигают в январе, вследствие чего в это время по всему морю разности температур воды и воздуха положительные. Наиболее интенсивная потеря тепла происходит на шельфе у восточного берега, где разность  $T_w - T$  больше на  $3 - 4^\circ\text{C}$  (рис. 2.8).

Такой же характер теплопотерь сохраняется и в феврале, хотя интенсивность их уменьшается: в восточной половине моря разности  $T_w - T$  составляют  $2 - 3^\circ\text{C}$ , а в западной  $0 - 1^\circ\text{C}$ .

ности  $T_w - T$  меняется на обратный. Такая же картина сохраняется в мае с той разницей, что несколько увеличиваются разности температур воды и воздуха, особенно в Северном Каспии.

Июнь — месяц наибольших отрицательных значений разности  $T_w - T$ . Наибольшие разности наблюдаются в центральных глубоководных районах моря, а на шельфе они убывают и в узкой прибрежной полосе на западе и юге имеют даже положительные значения.

С июня по август в восточной части моря между Бекдашем и Краснодарском выделяется область наиболее интенсивного контактного теплообмена и как следствие этого образуется область наибольших значений отрицательных разностей  $T_w - T$  ( $4 - 6^\circ\text{C}$ ). Это обусловлено интенсивным прогревом воздуха над морем и выходом на поверхность аномально холодных вод.

Во второй половине лета область наибольшего прихода тепла смещается к восточному берегу, где разности  $T_w - T$  больше, чем у западного на  $2 - 3^\circ\text{C}$ . Увеличиваются области положительных разностей на юге и севере моря.

В сентябре—октябре почти по всей акватории наблюдается теплоотдача от моря (разности  $T_w - T$  положительны).

Больше всего тепла отдается в центральных районах моря, в Среднем Каспии у западного берега теплоотдача больше, чем у восточного.

В ноябре—декабре области наибольших положительных разностей температур опять смеща-

ются к восточному берегу, но их значения меньше, чем в январе (2—3 °С).

Таким образом, весной и летом, когда море холоднее воздуха, теплообмен становится положительным, приток тепла на поверхность моря увеличивается.

### 2.3.3. Многолетние и сезонные изменения температуры воздуха

Анализ векового хода температуры воздуха на Каспийском побережье, основанный на скользящих

1962-63 и 1965-66 гг. среднемесячные температуры были на 3—6 °С выше нормы. Наиболее холодной в этот же период была зима 1953-54 г., когда среднезимние температуры воздуха опускались на 6—9 °С ниже нормы.

Представляют интерес случаи отклонения температуры от нормы, происходящие в разные сезоны с противоположными знаками. Например, после холодной зимы и весны 1954 г. наступили довольно теплые лето и осень, когда температура превышала норму на 1,5—2 °С. Произошло на-



Рис. 2.9. Скользящие десятилетние годовые температуры воздуха. 1 — Баку; 2 — Махачкала.

десятилетних средних, показывает наличие длительных сменяющих друг друга похолоданий и потеплений (рис. 2.9).

Для конца прошлого столетия и первого десятилетия нынешнего века характерно похолодание. В 20-х — начале 30-х годов XX в. наблюдалось еще одно похолодание такой же интенсивности. Наиболее холодными были 1928 и 1929 гг. В 1929 г. была холодной зима, а в 1928 г. почти весь год температура воздуха держалась ниже нормы по всему побережью.

Середина 30-х и начало 40-х годов характеризовались повышением температуры воздуха (средние температуры зимних месяцев почти во все годы и на всем побережье были выше нормы). Самой теплой в этот период была зима 1943-44 г.

С 1950 г. и по настоящее время средняя за десятилетие температура воздуха повсеместно держится выше нормы, в начале этого периода отмечено повышение, а с 60-х годов наблюдается понижение средних температур. Однако за последние 30 лет средние температуры не достигали таких низких значений, какие наблюдались в конце прошлого и начале нынешнего столетия.

Самыми теплыми в последнее тридцатилетие были 1957—1966 гг. При этом зимой 1961-62,

копление тепла в атмосфере и зима 1954-55 г. была тоже очень теплой (на 3—5 °С выше нормы).

О внутригодовых изменениях температуры воздуха можно судить по отклонениям их среднемесячных значений от среднегодового (табл. III.6).

Отклонения среднемесячной температуры от нормы увеличиваются в холодное время года. В январе отклонения на 1 °С наблюдаются всего в 30—35 % случаев, на 3 °С на северо-западном и северо-восточном побережье Каспия в 70—75 %, на остальном побережье в 80—95 % случаев. Кроме того, на северо-западном и северо-восточном побережье Каспия средняя температура воздуха в январе опускается иногда ниже нормы более чем на 7 °С, но повторяемость таких отклонений не превышает 2—4 %.

В июле на большей части побережья чаще всего наблюдаются отклонения на 1 °С и только на северо-западе и северо-востоке преобладают средние температуры на 1—3 °С ниже нормы. Наибольшие отклонения температуры от нормы в теплое время года наблюдаются у восточного побережья Среднего Каспия, в холодное же время года они охватывают более значительное пространство. При этом размах температуры зимой больше, чем

летом, особенно в северо-западном и северо-восточном районах моря и у п-ова Мангышлак, что связано с континентальностью климата.

### 2.3.4. Суточные и межсуточные изменения температуры воздуха

На побережье и в открытом море в суточном ходе температуры воздуха в преобладающем числе случаев отмечается один максимум и один мини-

С удалением от берега минимум температуры наступает раньше и держится дольше. Так, для Нефтяных Камней зимой он приходится на период от 2 до 8 ч, весной и летом держится с 2 до 5—6 ч, а осенью приходится на 3 ч и держится до 6 ч.

Наименьшими суточными колебаниями температуры отличаются зимние месяцы, причем при обычных циклонических условиях погоды с большой облачностью зимой суточный ход с удалением

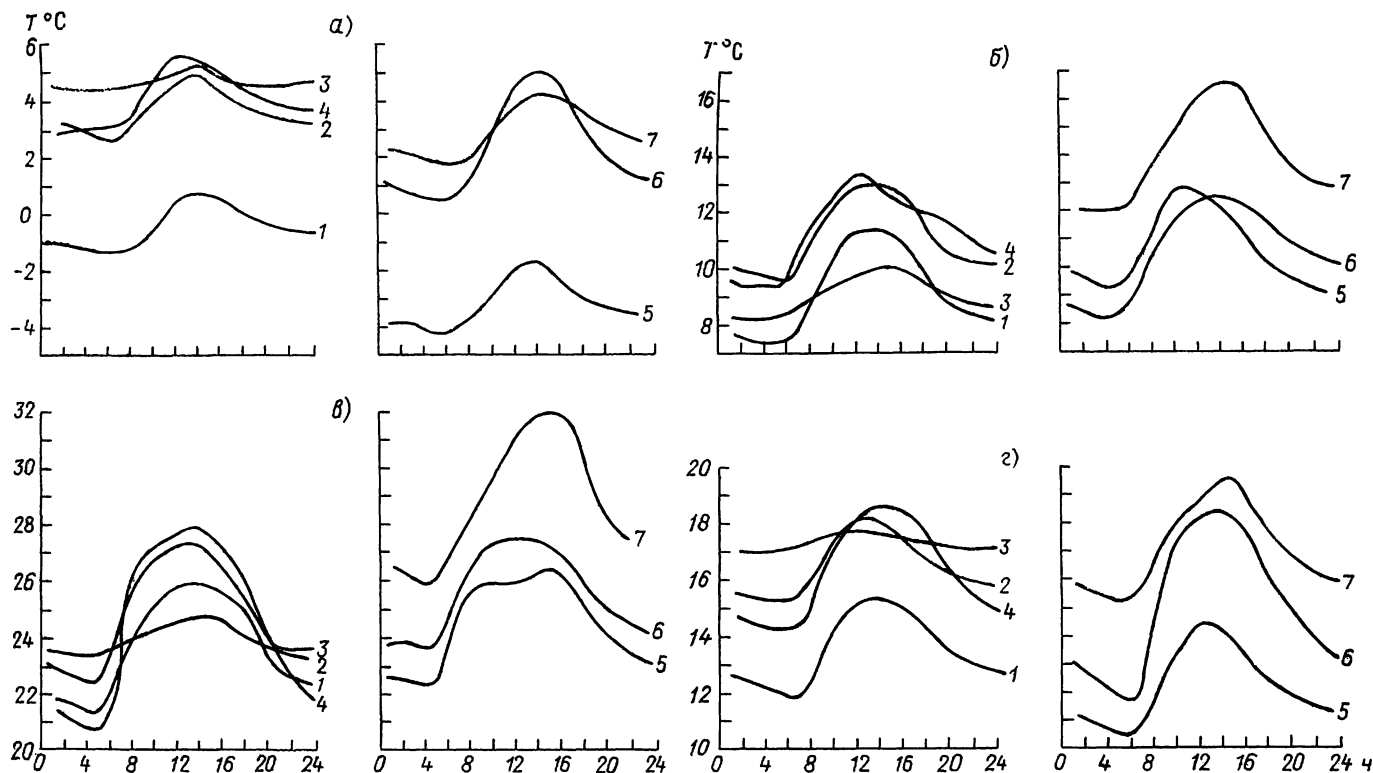


Рис. 2.10. Суточный ход температуры воздуха за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (з).  
1 — Махачкала; 2 — Баку; 3 — Нефтяные Камни; 4 — Астара; 5 — Форт-Шевченко; 6 — Куули-Маяк; 7 — Кrasноводск.

мум. Большую часть года (зима, весна, осень) и на большей части побережья максимум температуры наступает в 13—14 ч (рис. 2.10). Исключение составляет Кrasноводск, где максимум всегда наблюдается в 15 ч, а зимой в 15—16 ч. Это объясняется спецификой местоположения пункта наблюдения, расположенного на берегу и закрытого горами от основных воздушных потоков.

С удалением от берега максимум температуры воздуха весной наступает на 1—2 ч (а летом даже на 2—3 ч) позже, чем на побережье, а зимой и осенью на 1—2 ч раньше, чем на большей части прибрежной территории, и держится на 1—2 ч дольше, что следует объяснить смягчающим действием подстилающей водной поверхности.

Для некоторых районов правильный суточный ход температуры нарушается. Так, у Куули-Маяка в весенне-летний период четко прослеживаются два максимума — в 9 и 17 ч. Такая же, но более сглаженная картина наблюдается в районе Сумгаита и Кара-Богаз-Гола, хотя максимумы приходятся: первый на 12—13 ч, а второй на 15—16 ч.

Минимум суточной температуры воздуха почти на всем побережье приходится зимой на 6—7 ч, весной и летом — на 4—5 ч, а осенью — на 5—6 ч.

от берега уменьшается. Так, если в Баку в зимние месяцы суточный размах составляет в среднем 2—3 °С, то уже в районе Нефтяных Камней он равен 0,5—1 °С. В юго-восточном районе, где в зимнее время господствует антициклонический тип погоды, кривая суточного хода в январе выражена резко и суточные колебания увеличиваются на 4—4,5 °С (табл. 2.2).

Весной и осенью размах температуры в разных районах побережья отличается мало, за исключением юго-восточного участка, где осенью суточные колебания на 1,5—2 °С больше, чем в остальных районах.

Летом при большем прогреве днем суточный ход на большей части побережья увеличивается до 4—7 °С. Однако на станциях, расположенных на оконечностях мысов, далеко вдающихся в море (Форт-Шевченко, Куули-Маяк, Остров Артема), под воздействием бризовой циркуляции суточные колебания меньше, чем в других районах, на 1—2 °С, причем на ГМС Куули-Маяк они даже меньше, чем в осенне-зимний период, на 1,5—2,5 °С.

Наибольшие суточные колебания температуры наблюдаются в летний период, как и наибольшая изменчивость самой температуры. Суточный раз-



Таблица 2.2

## Среднесуточные колебания температуры воздуха, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Форт-Шевченко	2,6	2,9	3,2	4,2	4,1	3,9	3,9	4,4	4,4	4,0	3,2	2,2
Кара-Богаз-Гол	2,5	3,0	3,5	4,4	5,6	6,8	6,7	6,4	5,8	4,3	3,0	2,5
Куули-Маяк	4,5	4,4	4,1	3,7	3,5	3,9	4,0	4,9	6,0	6,6	6,0	5,1
Красноводск	2,7	3,4	4,0	4,7	5,5	6,1	6,3	6,3	5,9	4,6	4,4	2,6
Махачкала	2,4	2,6	3,0	4,2	4,8	4,9	4,6	4,7	4,2	3,6	2,6	2,2
Дербент	1,7	1,9	2,4	3,1	3,6	4,0	4,0	4,4	3,8	3,1	2,2	2,1
Сумгаит	2,7	2,9	3,1	4,4	5,5	5,4	4,7	5,7	4,8	3,8	2,6	3,1
Баку	2,0	2,5	2,9	3,7	4,4	4,8	4,8	4,8	4,0	2,9	2,1	1,8
Остров Артема	1,4	1,7	2,0	3,3	4,0	3,9	3,7	4,0	3,1	2,3	1,5	1,5
Нефтяные Камни	0,5	0,8	1,0	1,8	2,0	2,2	1,3	1,5	1,2	0,7	0,4	0,5
Зюйдостовый	4,5	3,9	3,8	4,5	5,7	6,3	6,6	6,5	5,7	5,2	4,5	5,6
Култук												
Астара	3,1	2,9	3,0	3,7	4,8	6,4	6,9	7,2	5,4	4,7	3,6	3,3

мах температуры менее 1°С встречается только в весенне-зимний период, осенью редко.

Летом на восточном побережье Каспия наиболее часто повторяющиеся суточные колебания температуры в годовом ходе не превышают 13°С, а на западном 10°С; зимой на восточном побережье чаще всего наблюдаются колебания в 7—10°С, а на западном 4—7°С.

Таким образом, наибольшие суточные колебания температуры воздуха характерны для теплого периода года и осенью, когда большая сухость воздуха способствует значительному радиационному выхолаживанию. Увеличение суточного размаха температуры на восточном побережье по сравнению с западным можно объяснить воздействием более континентального климата.

Одним из показателей смены погоды является межсуточная изменчивость температуры. Поскольку она вычисляется по среднесуточным данным, влияние суточного хода сглаживается и учитываются только колебания, вызванные адвекцией тепла и холода.

В зимний период (декабрь—март) межсуточная изменчивость температуры больше (в среднем 1,5—2,5°С), летом несколько меньше (от 0,8 до 2,0°С (табл. 2.3)). С севера на юг наблюдается уменьшение изменчивости температуры, причем эти различия не превышают сезонные.

Повышение температуры от суток к суткам наблюдается чаще, чем понижение, но похолодания бывают обычно более интенсивными.

Для западного побережья характерны более резкие похолодания, чем для восточного. Крайние значения в зимний период на западном побережье составляют 12—14°С, а на большей части восточ-

ного они не превышают 10—12°С. И только в северо-восточной части моря в отдельных случаях понижения температуры от суток к суткам в холодный период могут достигать 18—20°С.

Такая же тенденция сохраняется и для повышения температуры в зимний период, но изменения суточной температуры меньше: зимой они не превышают 8—10°С, а летом составляют 10—12°С. Лишь в отдельных случаях на западном побережье повышение температуры достигает 12—14°С, а на северо-западе даже 14—16°С. Наибольшая повторяемость межсуточной изменчивости находится в пределах 0,1—1,9°С, причем в теплый сезон чаще наблюдается повышение, чем понижение температуры; в холодный период эта разница несколько меньше. Довольно часто температура изменяется в пределах 4°С, повторяемость ее при похолоданиях 10—13% на восточном и 8—10% на западном побережье, при потеплениях — 16—20% на восточном и 12—13% на западном, а в юго-восточном районе (Астара) не более 3—8%.

## 2.3.5. Характеристика термического режима над морем в холодное и теплое полугодия

Для решения многих практических задач представляют интерес сведения о времени устойчивого перехода температуры воздуха через определенные пределы. По береговым станциям эти даты взяты из «Справочника по климату СССР», а для открытого моря рассчитаны по формуле Н. И. Синициной [387]

$$S = \frac{k-a}{b-a} \alpha + 1,5, \quad (2.2)$$

Таблица 2.3

## Средняя межсуточная изменчивость температуры воздуха, °С

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Астрахань	2,8	2,4	2,0	1,7	1,6	1,4	1,3	1,3	1,6	2,0	2,2	2,6	1,7
Форт-Шевченко	2,3	2,3	2,1	2,0	1,6	1,4	1,3	1,4	1,5	1,8	2,0	2,3	1,8
Кара-Богаз-Гол	1,6	1,6	1,5	1,9	2,1	2,1	2,0	1,5	1,3	1,4	1,6	1,7	1,7
Красноводск	1,8	1,9	2,0	2,2	2,1	1,9	1,8	1,5	1,4	1,7	1,9	1,8	1,8
Махачкала	1,9	1,9	1,8	1,4	1,7	1,5	1,4	1,2	1,4	1,7	1,8	1,9	1,6
Баку	1,4	1,5	1,6	1,5	1,4	1,3	1,1	1,0	1,2	1,5	1,6	1,4	1,4
Астара	1,6	1,5	1,4	1,2	1,1	0,9	0,8	0,8	1,1	1,1	1,2	1,3	1,2

где  $S$  — число дней, которое надо прибавить к началу месяца с температурой  $a$ , чтобы получить искомую дату при повышении температуры, и отнять от конца месяца при ее понижении;  $k$  — температура, через которую надо определить дату устойчивого перехода;  $a$  — ближайшая среднемесячная температура ниже  $k$ ;  $b$  — ближайшая среднемесячная температура выше  $k$ ;  $\alpha$  — число дней в месяце.

Согласно расчетам (табл. III.7) устойчивый период со среднесуточными температурами ниже нуля наблюдается на Каспийском море только на северо-западном побережье до Махачкалы и северо-восточном побережье до Бекдаша. В открытом море такие температуры устанавливаются на Северном Каспии, у п-ова Мангышлак и вдоль узкой прибрежной полосы на востоке Среднего Каспия.

Продолжительность морозного периода уменьшается с севера на юг и с востока на запад. Так, на о. Кулалы и на п-ове Мангышлак он длится до 100 дней, с середины декабря до середины марта, а вблизи полуострова в открытом море уменьшается до 20 дней (две последние декады января). Продолжительность морозного периода в Бекдаше тоже не превышает двух декад, а южнее среднесуточные отрицательные температуры не устанавливаются вовсе.

На западном побережье Каспия устойчивый морозный период наблюдается до широты Махачкалы, где он составляет 30—35 дней с первой декады января до середины февраля.

Устойчивый период со среднесуточной температурой ниже  $5^{\circ}\text{C}$  имеет значительно большее распространение. В Северном Каспии и северо-восточной части Среднего Каспия его продолжительность составляет до 2,5—3 мес, уменьшаясь в центральных районах и у восточного побережья до 1,5 мес. Южнее Апшеронского порога устойчивый период с такими температурами наблюдается только на побережье.

В устойчивый период со среднесуточными температурами ниже  $5^{\circ}\text{C}$  температура в отдельных случаях может опускаться до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже. Заморозки возможны с ноября по март даже на южном побережье моря (табл. III.8). В отдельные годы в январе—феврале в районе Астары бывает более 20 морозных дней и температура может опускаться до  $-12\dots -13^{\circ}\text{C}$ .

Вследствие большей континентальности климата на восточном побережье заморозки наступают на две недели раньше, чем на той же широте на западном побережье. На северо-восточном побережье первые заморозки начинаются уже в конце октября, тогда как на той же широте на западном берегу — во второй половине ноября. Морозы на восточном берегу Каспия бывают более суровыми и распространяются на большую площадь. Так, температура воздуха ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  может наблюдаться даже в Куули-Маяке, тогда как на западном побережье такая температура не была зафиксирована южнее ГМС Изберг.

На побережье Южного Каспия первые заморозки приходятся на конец ноября на востоке и первую декаду декабря на западе. Температура воздуха здесь не опускается ниже  $-13\dots -18^{\circ}\text{C}$ .

Заморозки в открытом море наступают позже, чем на побережье. Даже в прибрежной мористой части сроки их наступления сдвинуты на две недели относительно береговых. По мере удаления от берега уменьшаются и морозы, что связано с большой теплоемкостью воды. Так, уже у Нефтяных Камней температура воздуха не опускается ниже  $6-9^{\circ}\text{C}$ .

При интенсивном весеннем прогреве заморозки на одной и той же широте прекращаются почти одновременно. На побережье Южного Каспия морозов не бывает уже с середины марта, а на побережье Среднего Каспия температура воздуха не опускается ниже нуля в конце марта. На тех участках открытого моря, где бывают морозы, они прекращаются уже во второй половине февраля.

Средняя продолжительность периода с вероятными морозными днями увеличивается с юга на север и с запада на восток, составляя в Северном Каспии и на востоке 140—150 дней, на западе 125 дней, по всему побережью Южного Каспия 100 дней, а в открытом море до 40—60 дней.

Морозы в Северном Каспии, на восточном и северо-западном побережье Среднего Каспия бывают ежегодно. На севере их повторяемость с декабря по март составляет в среднем 90 дней, в районе Куули-Маяка уменьшается до 50 дней. В наиболее холодные зимы морозная погода может удерживаться в течение месяца и более. Так, в 1950 г. на п-ове Мангышлак было зафиксировано 118 морозных дней (табл. III.9).

Особо резкие понижения температуры воздуха, обычно наблюдающиеся при вторжении арктического воздуха, охватывают значительные акватории. На севере они могут достигать  $-29\dots -30^{\circ}\text{C}$ , на востоке и западе несколько меньше.

В силу активной зимней циклонической деятельности морозный период на Каспии отличается неустойчивостью и часто прерывается оттепелями, наступающими в дневное время при ясной погоде. Поэтому даже в морозные дни в дневные часы максимальная температура чаще всего бывает положительной. Дни без оттепелей составляют в среднем около 30 % всех морозных дней (табл. III.10).

Лето на Каспии теплое и продолжительное, о чем можно судить по числу дней с устойчивой среднесуточной температурой воздуха выше  $20^{\circ}\text{C}$  (табл. III.11).

Самый непродолжительный устойчивый период с температурой выше  $20^{\circ}\text{C}$  наблюдается на западном побережье Среднего Каспия. Он устанавливается в середине июня и длится до середины сентября, составляя в среднем 90—100 дней. В Северном Каспии и на восточном побережье Среднего Каспия под воздействием климата близлежащих полупустынь устойчивый период с температурами выше  $20^{\circ}\text{C}$  устанавливается с конца мая до середины сентября, его продолжительность составляет 105—110 дней. В Красноводске, с трех сторон закрытом горами, такой период продолжается до 140—145 дней.

На побережье Южного Каспия число дней с устойчивой температурой выше  $20^{\circ}\text{C}$  также увеличивается с запада на восток. Здесь почти повсеместно такой период наступает в конце мая и длится до конца сентября на западе (в среднем

110—120 дней) и до середины октября на юго-востоке (130—140 дней).

В открытом море число дней с температурой больше 20 °С увеличивается с севера на юг. Особенно велик этот период у иранского побережья, где он длится около пяти месяцев со второй декады мая до второй половины октября. В северной части Южного Каспия этот период составляет уже в среднем 125—135 дней (с конца мая или начала июня до середины октября). В районе Апшеронского порога и вблизи Апшеронского полуострова число дней с температурой больше 20 °С уменьшается до 115—120, а сроки их наступления сдвигаются на начало июня—конец сентября. В центральной части Среднего Каспия число таких дней не превышает 100—110, период их установления приходится на середину июня—вторую половину сентября. И, наконец, устойчивые температуры выше 20 °С на севере отмечаются в начале июня и наблюдаются до середины сентября, составляя в среднем 105—110 дней.

Таким образом, прослеживается тенденция уменьшения продолжительности периода с высокими температурами с юга на север и с востока на запад, причем восточное побережье теплее западного.

На северном и западном побережье среднесуточные температуры не превышают 35 °С, тогда как на восточном берегу среднесуточные температуры выше 35 °С нередки и возможны среднесуточные температуры до 40 °С, а в Красноводске бывают даже дни, когда среднесуточные температуры воздуха превышают 40 °С.

Если считать дни со среднесуточной температурой от 20 до 25 °С умеренно жаркими, а выше 25 °С — жаркими, то самые жаркие месяцы в году по всему побережью моря — июль и август.

В июле и августе умеренно жаркая погода на северо-востоке побережья наблюдается в среднем по 12—16 дней и столько же жаркая. Такое же соотношение между жаркими и умеренно жаркими днями наблюдается летом и в юго-западном районе (Астара, Ленкорань), где сильно влияние близлежащих влажных субтропиков, смягчающих

климат. Однако в центральной части западного побережья от Апшерона до Зюйдостового Култука число жарких дней в летнее время увеличивается до 25—30, а число умеренно жарких уменьшается до 2—10. На восточном побережье также прослеживается тенденция увеличения с севера на юг числа жарких и уменьшения умеренно жарких дней. Исключением является Красноводск, где в июле—августе преимущественно стоят жаркие дни. В особо жаркие дни среднесуточная температура здесь может иногда подниматься выше 40 °С.

Когда среднесуточная температура воздуха составляет 30 °С и выше, максимальная может достигать 40—42 °С. Даже ранней весной, когда преобладают среднесуточные температуры до 10 °С, почти повсеместно (кроме северо-западного района) могут наблюдаться резкие повышения температуры до 20 °С. На западе эти повышения связаны либо с поступлением теплых воздушных масс с юга при активной циклонической деятельности, либо же с действием местных ветров — фёнов, наблюдающихся на гористых участках побережья. На восточном побережье такие повышения температуры также зачастую связаны с прорывом южных циклонов.

С удалением от берега число жарких дней в летнее время снижается.

## 2.4. Ветровой режим

Характер ветров над Каспийским морем определяется как крупномасштабным влиянием циркуляции атмосферы, так и местными барикоциркуляционными и термическими условиями. Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено большой меридиональной протяженностью моря, а также различиями в физико-географических условиях побережья.

### 2.4.1. Скорость ветра

В холодную половину года (декабрь—февраль), когда интенсивность атмосферной циркуля-

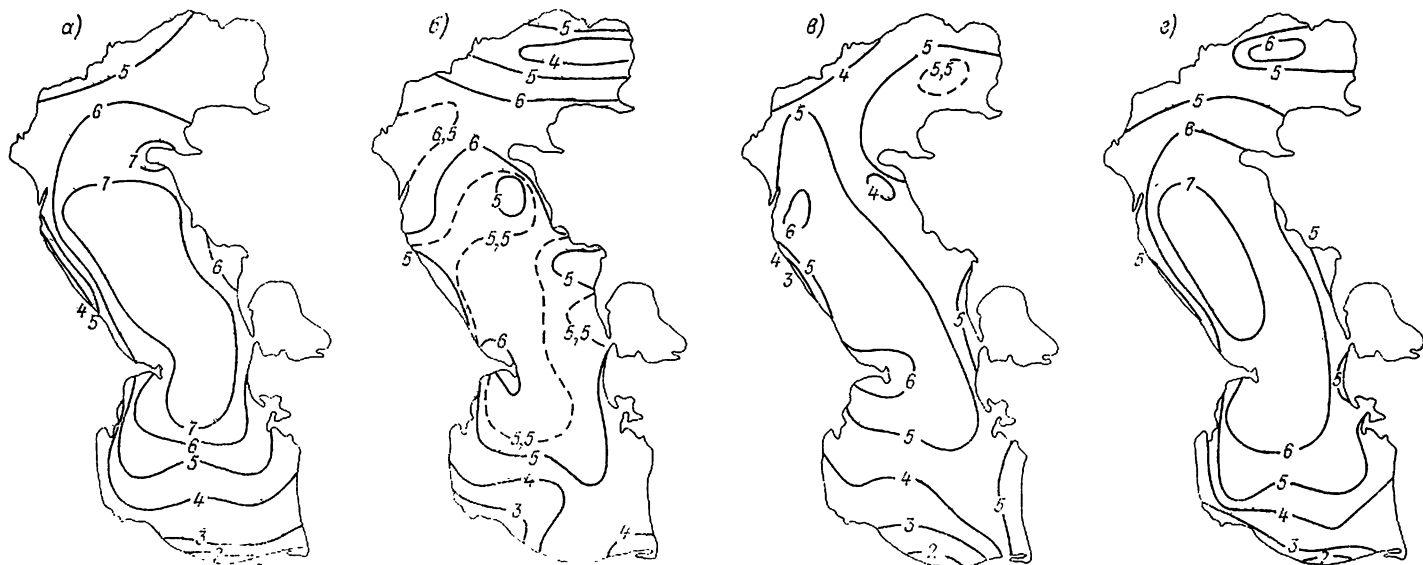


Рис. 2.11. Средняя скорость ветра (м/с).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

ции над Средним и Южным Каспием увеличивается, средние скорости ветра достигают 7—7,5 м/с, в открытых районах Среднего Каспия — 8 м/с (рис. 2.11).

Больших значений средние скорости ветра достигают в районе Апшеронского полуострова (6—8 м/с), где орографические условия способствуют развитию сильных и штормовых ветров.

однако различия между районами открытого моря и побережьем в этот период наименьшие: над морем средние скорости изменяются от 3 до 5 м/с, над побережьем — от 2 до 5 м/с.

По-прежнему выделяется зона «относительного затишья» в районе Низовой Пристанн со скоростями 2,5—3 м/с. Небольшие (2,5—2,7 м/с) скорости отмечаются в Ленкоранско-Астаринском

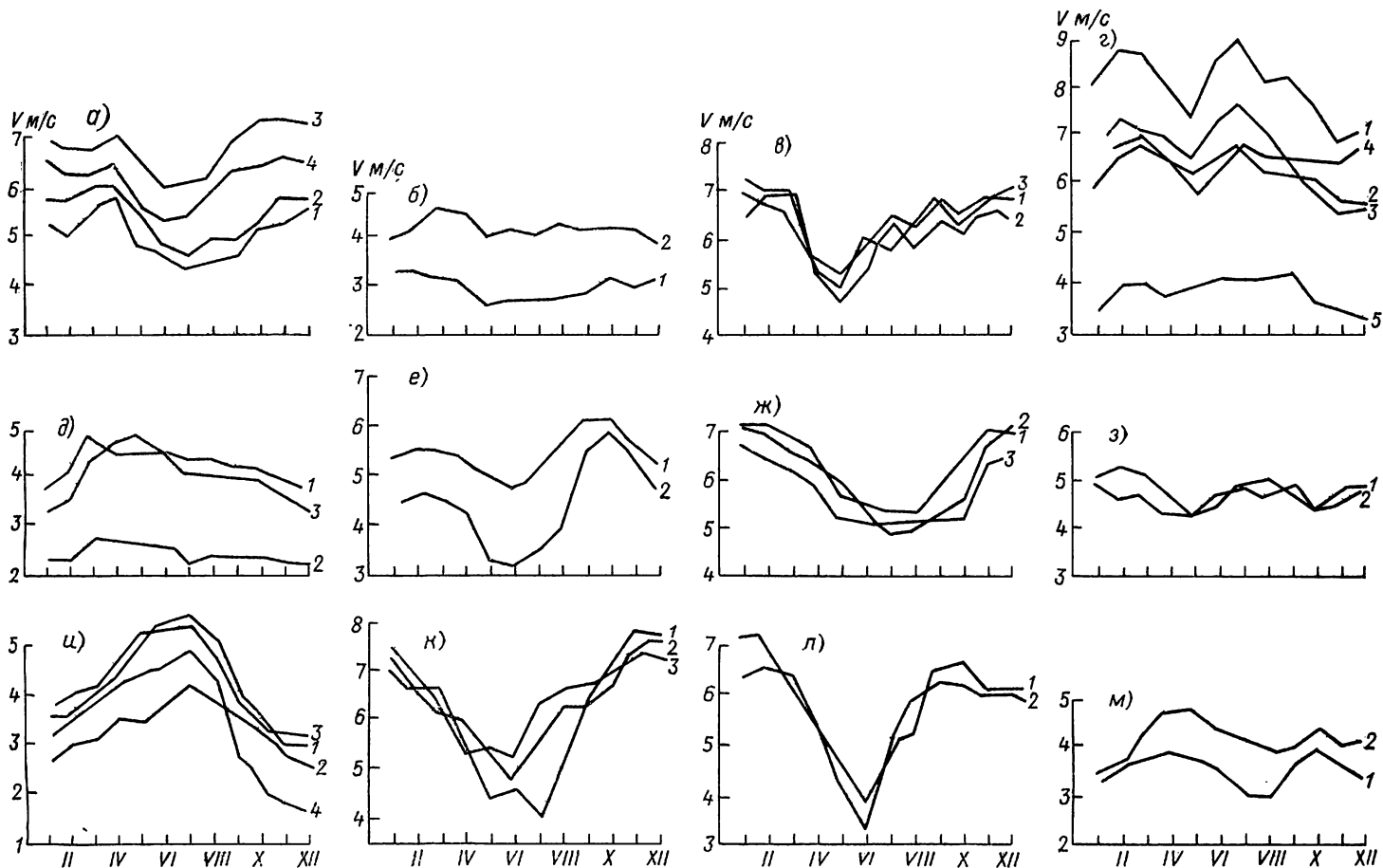


Рис. 2.12. Годовой ход скорости ветра (м/с) в различных районах моря и на побережье.

*a* — северо-западное побережье: 1 — Бирючья Коса, 2 — Махачкала, 3 — кв. 16, 4 — кв. 21; *б* — район Дербент — Низовая Пристань: 1 — Дербент, 2 — Низовая Пристань; *в* — Апшеронский порог: 1 — кв. 34, 2 — Нефтяные Камни, 3 — кв. 36; *г* — Апшерон — Зюйдостовый Култук: 1 — Шубаны, 2 — Баку; 3 — Пута, 4 — кв. 33, 5 — Алят; *д* — юго-западная часть побережья: 1 — Зюйдостовый Култук, 2 — Ленкорань, 3 — о. Сара; *е* — западная часть акватории Южного Каспия: 1 — кв. 38, 2 — кв. 43; *ж* — северо-восточное побережье: 1 — Форт-Шевченко, 2 — Александр-Бай, 3 — Бекдаш; *з* — район Кара-Богаз-Гол — Челекен: 1 — Куули-Маяк; 2 — Челекен; *и* — юго-восточное побережье с прилегающей акваторией: 1 — Гасан-Кули, 2 — Ашур-Адэ, 3 — кв. 52, 4 — кв. 55; *к* — центральная часть Среднего Каспия: 1 — кв. 18, 2 — кв. 24, 3 — кв. 29; *л* — северная часть Южного Каспия: 1 — кв. 39, 2 — кв. 40; *м* — южная часть Южного Каспия: 1 — кв. 50, 2 — кв. 51.

На северном и восточном побережье Каспия до зал. Кара-Богаз-Гол режим скоростей ветра примерно одинаков. Среднегодовые скорости составляют 5,0—6,3 м/с и увеличиваются до 7 м/с в районах п-ова Мангышлак и у мысов.

На западном побережье Среднего Каспия в районе Низовой Пристанн выделяется зона «относительного затишья», где в узкой прибрежной части моря средние скорости не превышают 3—3,5 м/с.

В Южном Каспии средние скорости ветра значительно ниже: в центральных районах 4—5 м/с, по восточному побережью 3,5—4 м/с, на крайнем юго-востоке до 2,5—3 м/с. Низкие средние скорости (2,2—3 м/с) наблюдаются на юго-западном побережье, в иранских прибрежных водах и на южном побережье Каспия.

В теплый период года, как и в холодный, средние скорости ветра увеличиваются с юга на север,

районе, до 1,5—2 м/с снижаются средние скорости над иранским побережьем и сохраняются повышенные средние скорости над Апшеронским полуостровом (6—7 м/с).

Таким образом, в результате различий в характере развития атмосферных процессов, термической неоднородности суши и моря и рельефа местности средние скорости ветра в течение года в разных районах Каспийского моря оказываются существенно различными.

По характеру годового хода средней скорости ветра побережье и акваторию Среднего и Южного Каспия можно разделить на 13 районов (рис. 2.12):

- 1) северо-западное побережье;
- 2) район Дербент — Низовая Пристань;
- 3) Апшеронский район;
- 4) Апшеронский полуостров — Зюйдостовый Култук;

- 5) юго-западная часть побережья;
- 6) северо-восточное побережье;
- 7) район Кара-Богаз-Гол — Челекен;
- 8) юго-восточное побережье с прилегающей акваторией;
- 9) центральная часть Среднего Каспия;
- 10) северная часть Южного Каспия;
- 11) западная часть акватории Южного Каспия;
- 12) южная часть Южного Каспия;
- 13) центральная часть Южного Каспия.

На северо-западном побережье Каспия в годовом ходе средней скорости ветра отчетливо выделяются два максимума (основной в середине весны и вторичный в конце осени) и два минимума — в июне—июле и в феврале—марте). Такой характер годового хода средних скоростей ветра, как показал С. Д. Кошинский [230], определяется изменением активности атмосферных процессов от зимы к лету. Поскольку климатический полярный фронт летом располагается над северными широтами Европейского материка, над юго-западными районами европейской части Союза, Кавказом и Каспийским морем в этот период года большую повторяемость имеют случаи установления малоградиентных барических полей. Поэтому в этом районе, а также в ряде других прибрежных районов и в открытом море отчетливо обнаруживается летний минимум средних скоростей ветра.

В переходные сезоны года климатический полярный фронт располагается в непосредственной близости от Каспия, что благоприятствует активизации синоптических процессов. Часто отмечается прохождение циклонов или глубоких ложбин в южных широтах европейской части Союза; соответственно и средние скорости в эти сезоны в северо-западном районе оказываются наибольшими. Вторичный максимум средней скорости в районе дагестанского побережья приходится на зиму, когда ветровой режим в основном формируется под воздействием отрога сибирского максимума, ориентированного через Казахстан на Каспий.

На северо-восточном побережье Каспия до Кара-Богаз-Гола выделяются только один максимум в середине зимы и один минимум в середине лета. Здесь изменения скорости ветра в среднем почти в два раза больше, чем на северо-западном побережье Каспия.

На побережье Южного Каспия зимой слабые ветры наблюдаются чаще, чем летом. На юго-западном побережье и крайнем юго-востоке Южного Каспия максимум средней скорости ветра приходится на конец весны и лето, а минимум — на середину зимы. На крайнем юго-восточном побережье годовой ход средней скорости ветра прямо противоположен годовому ходу на северо-востоке Среднего Каспия: максимум отмечается летом, а минимум — зимой. Причина в том, что зимой на юге влияние сибирского максимума ослаблено, а термические различия между сушей и морем несколько меньше, чем на восточном побережье Среднего Каспия. Возникающие в этот период года южнокаспийские циклоны на первой стадии своего развития обычно не создают значительных градиентов давления. Соответственно и режим скоростей ветра зимой здесь не отличается высокой повторяемостью больших скоростей ветра.

Летом, когда макроциркуляционные процессы однородны, различия в скоростях ветра на всем восточном побережье моря также практически исчезают и главную роль в режиме скоростей начинает играть бризовая циркуляция.

Годовой ход скоростей ветра в северной части Южного Каспия имеет один хорошо выраженный максимум зимой и минимум летом; в западной и южной частях Южного Каспия наблюдаются два максимума в переходные сезоны (весной и осенью) и летний минимум. Центральный район Южного Каспия не имеет отчетливо выраженного годового хода средних скоростей ветра. Это районы с преобладанием малых барических градиентов и соответственно с малыми скоростями ветра.

В годовом ходе средних скоростей в Апшеронском районе наблюдаются два примерно одинаковых максимума: один в конце зимы или в начале весны, другой в середине лета.

Минимумы проявляются в конце весны и поздней осенью. Такое годовое распределение средних скоростей ветра здесь может быть объяснено следующим образом.

Зимой в Апшеронском районе, как и на всем западном побережье Среднего Каспия, основное влияние на режим скоростей ветра оказывает общая циркуляция атмосферы, активность которой в умеренных широтах отчетливо выражена. К весне при смещении зоны активной циклонической деятельности в более северные широты средние скорости ветра уменьшаются. К лету все более заметны различия в термическом режиме суши и моря и усиливается горно-долинная циркуляция (стоковые ветры). В результате взаимодействия обоих факторов, по знаку обычно совпадающих, в Апшеронском районе летом нередко дуют исключительно сильные северные (а к югу северо-восточные) ветры даже при малых барических градиентах.

#### 2.4.2. Направление ветра

Несмотря на значительную физико-географическую неоднородность, акватория Каспийского моря и его побережье могут быть разделены на районы с относительно устойчивым режимом направления ветра. Наиболее четко такие районы выделяются в основные сезоны года — зимой и летом.

Зимой циркуляция над Северным Каспием, восточным побережьем (за исключением крайнего юго-востока) и центральной частью Среднего Каспия в основном обусловлена влиянием западной и юго-западной периферий азиатского максимума, а также термическими различиями между морем и сушей. Воды Каспия зимой охлаждаются меньше, чем прилегающие к нему пустыни, в связи с чем увеличивается тенденция переноса более холодных масс воздуха из пустыни в сторону моря. Все это объясняет преобладание на восточном побережье юго-восточных (20—40 %) и восточных (15—36 %) ветров (рис. 2.13). Над Северным Каспием в зоне наиболее выраженного восточного потока повторяемость ветров восточных румбов возрастает до 60—70 %. Действие отрога азиатского антициклона распространяется далеко в море, вследствие чего и над центральной акваторией Среднего Каспия повторяемость ветров этих на-

правления значительна (13—16 % — восточных и 27—32 % — юго-восточных).

Активный циклогенез зимой над Атлантикой и выход циклонов на Каспий способствуют увеличению в это время года повторяемости ветров северной четверти, особенно в западной половине моря.

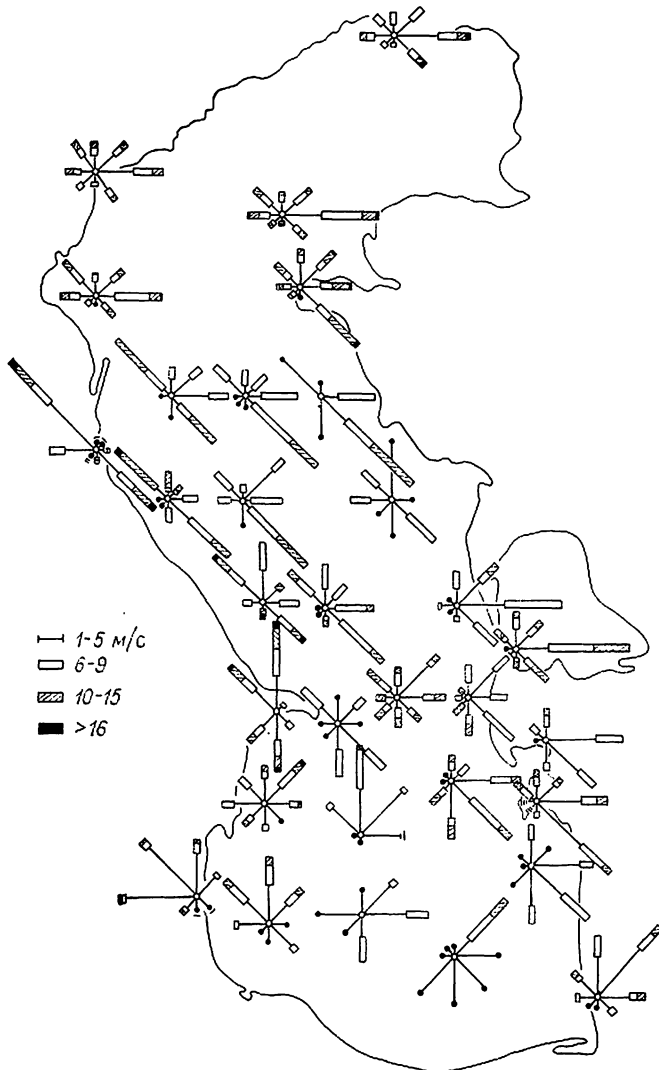


Рис. 2.13. Розы ветров над Каспийским морем за январь.

В предгорных районах северо-западного побережья и над прилегающей акваторией моря наибольшую повторяемость имеют северо-западные потоки (35—50 % на побережье и 25—35 % в море). Значительную долю в этом районе составляют и юго-восточные ветры (18—30 % на суше и 19—30 % на море) как результат воздействия западной периферии сибирского антициклона. Только в районах Низовой Пристани и прилегающей к ней узкой прибрежной полосы, где воздействие антициклона ослаблено, повторяемость юго-восточных ветров резко снижена (7—9 %).

На Апшероне и близлежащей акватории преобладающими являются северные (25—35 %) и южные (21 %) ветры, на акватории между Апшероном и Зюйдостовым Култуком — северо-восточные (о. Свиной 25 %, кв. 38—20 %), а над юго-западной частью моря увеличивается северо-западная составляющая (25—45 % над сушей и 20 % над морем).

Кроме того, на западном побережье часты западные ветры, вызванные смещением воздуха с холодной суши на более теплое море. Повторяемость их в среднем по побережью равна 12—17 %, а в прибрежной полосе — 10—17 %. На крайнем

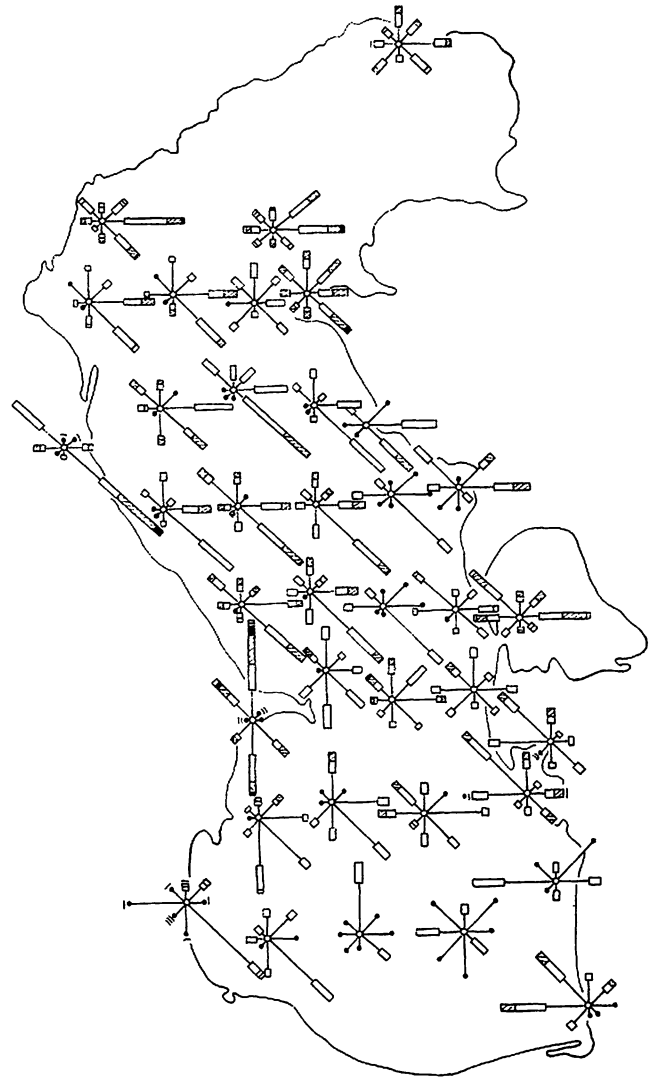


Рис. 2.14. Розы ветров над Каспийским морем за апрель.

Условные обозначения см. на рис. 2.13.

юго-западе моря увеличены западная и северо-западная составляющие ветров, что связано с частым выходом зимой на Каспийское море средиземноморских циклонов и увеличением горно-долинной циркуляции. На крайнем юго-востоке преобладают северные и северо-восточные ветры, определяемые циклогенезом в районе Малой Азии и Ирана.

В центральной части Южного Каспия, где зимой расположена устойчивая термическая область низкого давления, трудно выделить преобладающее направление ветра. Ветровая деятельность здесь слабая и неустойчивая.

Весной преобладающими ветрами над всем Северным и Средним Каспием являются юго-восточные и восточные ветры (20—50 % над сушей и 20—35 % над центральными участками Среднего Каспия) (рис. 2.14).



В Апшеронском районе по-прежнему часты северные и южные ветры (36 и 25 % соответственно), обусловленные как общей, так и местной циркуляцией, возникающей при различном нагре-

азорского максимума происходит вынос воздушных масс из крайних северных широт континента в центральные районы. В этих условиях почти над всей акваторией моря преобладают северо-запад-

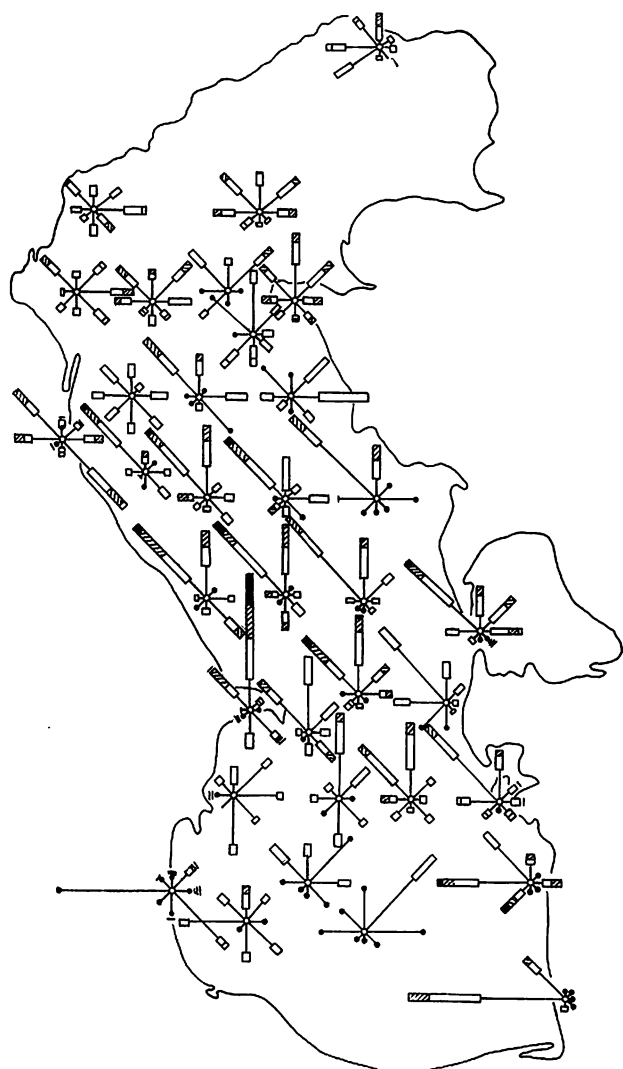


Рис. 2.15. Розы ветров над Каспийским морем за июль.  
Условные обозначения см. на рис. 2.13.

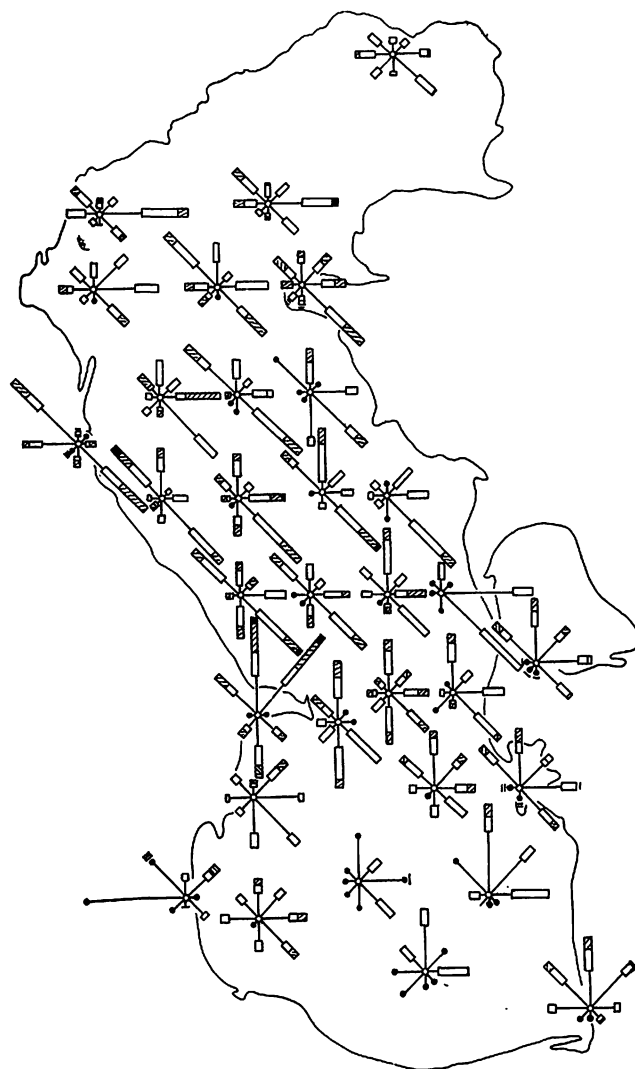


Рис. 2.16. Розы ветров над Каспийским морем за октябрь.  
Условные обозначения см. на рис. 2.13.

вании моря и суши. На Южном Каспии увеличивается повторяемость юго-восточных ветров (25—35 %), а на юго-востоке — западных и северо-западных (25—30 %).

Режим ветра в теплое время года резко меняется (рис. 2.15). Вследствие частого воздействия

ные ветры (30—40 % над центральной акваторией Среднего Каспия и 15—25 % вблизи побережий).

В Апшеронском районе под влиянием орографии основной поток трансформируется в северный (40—50 %), а южнее — в северо-восточный (25 %). В Ленкоранско-Астаринской зоне основное на-

Таблица 2.4

Повторяемость (%) направлений ветра и штилей в юго-восточном районе Каспийского моря в различные часы суток

Станция	Часы	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль*
Красноводск	1	54	10	13	4	1	2	3	13	23
	7	31	15	20	14	4	2	3	11	10
	13	10	2	1	11	21	22	13	20	1
Куули-Маяк	19	39	5	1	0	1	3	5	46	1
	1	39	21	7	1	0,3	3	6	23	11
	7	26	22	11	7	3	4	6	21	10
	13	9	3	1	1	2	17	26	41	0,4
	19	37	5	0	0	0	2	9	47	3

правление ветра западное (30—45 %), что связано с бризовой и горно-долинной циркуляциями.

Юго-западная часть Каспия в теплую часть года находится преимущественно под воздействием барического минимума над Персидским заливом, который ориентирован на Каспий. Вследствие этого значительная доля приходится здесь на юго-восточные ветры (30 %).

Вследствие ослабления воздействия основных барических систем в юго-восточном районе моря преобладают местные западные ветры (до 50 %), дующие с относительно холодного моря на прогретую сушу (муссонный тип циркуляции). Этот район характеризуется ярко выраженной суточной сменой ветров по типу бризовой циркуляции: днем дует прохладный ветер с моря на сушу, а ночью — с суши на море (табл. 2.4).

Осеннее распределение ветров по акватории моря в основном сходно с зимним (рис. 2.16).

## 2.5. Режим увлажнения

Режим увлажнения является результатом взаимодействия нескольких климатических факторов. Чтобы полнее представить его особенности, остановимся отдельно на характеристиках влажности воздуха, облачности и осадков.

### 2.5.1. Парциальное давление водяного пара

Среднемесячные значения парциального давления водяного пара в течение всего года возрастают в направлении от берега к открытому морю. Наи-

Годовой ход парциального давления водяного пара почти соответствует годовому ходу температуры воздуха.

Парциальное давление водяного пара в годовом ходе изменяется от 19 гПа над Северным и Южным Каспием до 14—16 гПа вблизи побережий. В среднем над морем оно больше, чем на побережье, однако эта разность не одинакова на различных участках побережья. Наибольшая разность парциального давления водяного пара наблюдается вдоль восточного побережья Среднего Каспия, где она составляет до 5 гПа. В районах же значительного увлажнения на юго-западном и южном побережье моря размах годового хода парциального давления водяного пара мало отличается от такового в открытом море.

Время наступления экстремумов парциального давления водяного пара над морем и на побережье совпадает. Парциальное давление водяного пара в годовом ходе, как и температура воздуха, наименьших значений достигает зимой, в январе—феврале, наибольших — летом, в июле—августе (рис. 2.17).

Под влиянием условий циркуляции в зимний период влагосодержание убывает в направлении с юга на север и от центральных участков моря к побережью, причем влагосодержание на западном побережье выше, чем на восточном, где на увлажнение влияет сухость воздуха прилегающих полупустынь.

В январе—феврале среднемесячное парциальное давление водяного пара в центральной части Южного Каспия составляет 8—9 гПа, в центральной части Среднего Каспия 7—7,5 гПа, вдоль запад-

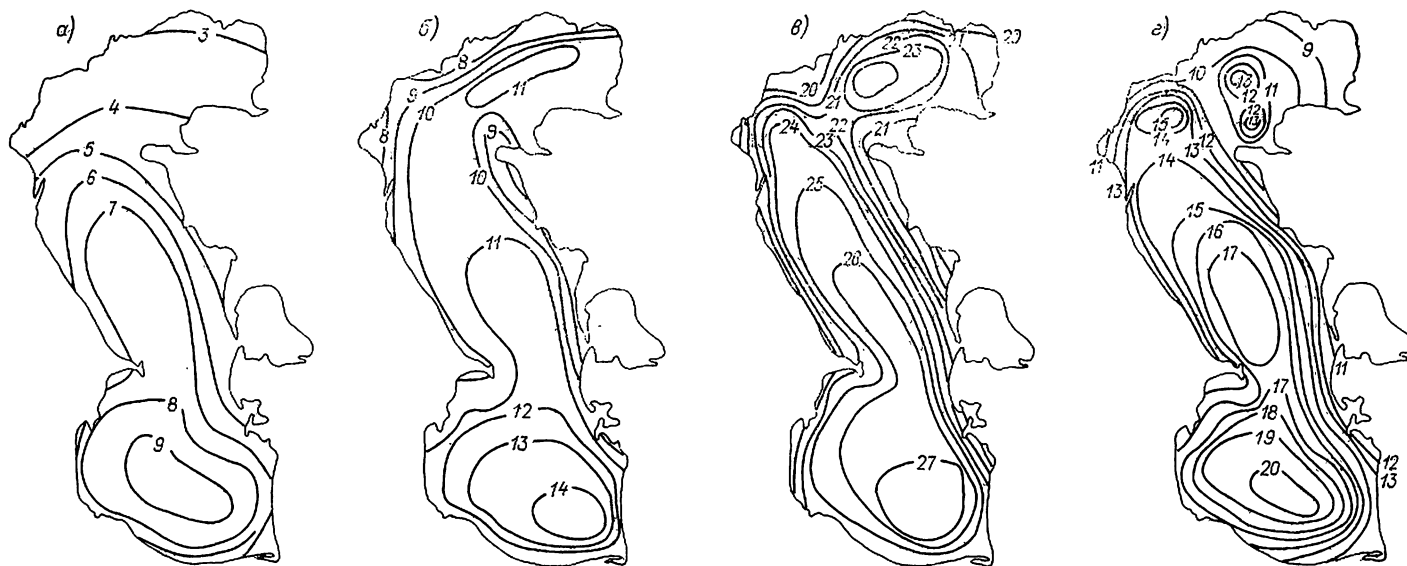


Рис. 2.17. Среднемесячное парциальное давление водяного пара (гПа).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

большим парциальным давлением водяного пара отличаются центральные районы открытого моря Южного Каспия. Наиболее низкое парциальное давление пара на северо-востоке моря (рис. 2.17). Такое его распределение над Каспийским морем обусловлено особенностями распределения температуры воздуха.

ного побережья Среднего Каспия около 6 гПа, а вдоль восточного — до 5 гПа. При этом разность значений парциального давления водяного пара между берегом и центральной акваторией моря не превышает 2,5—3 гПа. Самое низкое влагосодержание зимой наблюдается в северной части над льдом (4 гПа и ниже).

С марта начинается увеличение парциального давления водяного пара. Особенно интенсивное его увеличение (до 5 гПа повсеместно) наблюдается в конце апреля — начале мая. В дальнейшем интенсивность роста парциального давления водяного пара сохраняется, достигая своего максимума в июле—августе.

Летом наибольшее парциальное давление водяного пара по-прежнему наблюдается в центре моря (27 гПа в Южном Каспии и 25—26 гПа в Среднем Каспии). Значительно увеличиваются горизонтальные градиенты. Разность между центральными участками моря и берегом составляет в это время года в Среднем Каспии уже 7—8 гПа. Сглаживаются различия в распределении влагосодержания над Северным Каспием и остальной акваторией, так как при отсутствии льда насыщение влагой прилегающих слоев воздуха происходит здесь так же, как и над остальными районами открытого моря.

В осенний период, когда охлаждение суши происходит интенсивнее, чем водной поверхности, при общем уменьшении влагосодержания воздуха увеличиваются его горизонтальные градиенты от берега в открытое море. Разность значений парциального давления водяного пара между центральными участками Среднего Каспия и восточным побережьем составляет в сентябре 9—10 гПа, между открытым морем и западным побережьем — 6—7 гПа.

В конце сентября — начале октября и особенно в конце октября — начале ноября горизонтальные градиенты влагосодержания сглаживаются, его абсолютные значения уменьшаются, и уже к декабрю горизонтальное распределение парциального давления водяного пара близко к зимнему его значению.

Таким образом, горизонтальные градиенты парциального давления водяного пара возрастают от зимы к лету. Особенно они значительны в июле—сентябре.

Большие градиенты парциального давления водяного пара вдоль восточного побережья (8—10 гПа) обусловлены, по-видимому, тем, что летом здесь часто дуют восточные ветры, приносящие с пустынь сухой горячий воздух, что сопровождается уменьшением удельной влажности не только на берегу, но и на прилегающей акватории. На юго-западном и южном побережье моря, где выпадает значительное количество осадков, уровень влажности летом высок и разница в значениях парциального давления водяного пара на берегу и в море невелика (2—3 гПа).

Минимальные градиенты парциального давления водяного пара наблюдаются в центральных районах моря, особенно в холодную половину года, когда пространственное распределение влажности более равномерное. В январе—феврале минимальные градиенты парциального давления не превышают здесь 1—2 гПа.

В отдельные дни и даже месяцы характер распределения абсолютной влажности над морем может значительно отличаться от средней картины, представленной на картах, что обычно связано с особенностями развития синоптических условий над морем.

Относительная влажность воздуха увеличивается с юга на север в открытом море и с востока на запад по побережьям. Так же, как и парциальное давление водяного пара, относительная влажность воздуха возрастает в направлении к открытому морю.

В холодное время года относительная влажность воздуха мало меняется по побережью, составляя 80—87 % на западном берегу и 75—80 % — на восточном (рис. 2.18). В открытом море она уменьшается от 90 % в центральных участках Среднего Каспия до 85 % в центре Южного Каспия. Хотя зимой влажность воздуха наиболее устойчива, колебания ее в отдельные годы могут быть все же значительными.

Самая высокая относительная влажность воздуха на западном берегу зимой отмечается в районе Низовой Пристани (87 %), самая низкая — в низменно-степных районах и на Апшероне (77—79 %). По восточному побережью зимнее распределение относительной влажности более равномерно (75—77 %).

В связи с весенним увеличением солнечной радиации наблюдается понижение относительной влажности воздуха от марта к апрелю, особенно интенсивное на северо-востоке и на низменных участках западного берега. К маю понижение происходит в центральных районах Среднего Каспия, а к июню уже отмечается повсеместно. Уменьшение влажности в первую половину весны происходит за счет интенсивного прогрева подстилающей поверхности, а во вторую — за счет уменьшения выпадения осадков.

Летом диапазон колебаний относительной влажности воздуха еще более зависит от географических условий. Самым сухим участком западного берега в это время года является район Апшерона до устья Куры (55—66 %). Более высокая по сравнению с другими участками Апшерона относительная влажность отмечается в восточной части о. Артема (70—74 %). Летние значения относительной влажности несколько возрастают к северу (до 64—69 %) и к югу (68—74 %) от Апшеронской зоны.

Близость пустынь к восточному побережью Каспия способствует высушиванию воздуха над этим районом. Летом здесь почти повсеместно относительная влажность воздуха колеблется в пределах 55—60 %. И только на крайнем юго-востоке, там, где заметно некоторое влияние влажных субтропических воздушных масс с территории Ирана, относительная влажность несколько больше (69—70 %). В открытом море влажность достигает 80 %.

Осенью при таком же, как летом, небольшом увлажнении восточного побережья моря резко возрастает интенсивность увлажнения западного берега (от 70—75 % в низменных центральных районах до 73—80 % в предгорных районах северо-запада). Но особенно большая относительная влажность в это время года отмечается на юго-западном побережье (Ленкоранская зона), где ее значение даже на 2—6 % превышает значение относительной влажности в прилегающих участках открытого моря.

В ноябре горизонтальные градиенты относительной влажности воздуха сглаживаются, и уже в декабре по всей рассматриваемой территории устанавливается ее зимнее распределение.

Годовой ход относительной влажности обратен годовому ходу температуры воздуха и парциального давления водяного пара.

В юго-западном районе моря на побережье и над прилегающей акваторией наибольшие средне-

западном (7—8 дней) побережье. На Апшероне их количество увеличивается до 17 дней в году.

Значительная сухость воздуха наблюдается на восточном побережье, где в сумме за год наблюдается 40—90 сухих дней. С удалением в море число сухих дней уменьшается (о. Огурчинский — 4 дня за год).

Сухие дни по всему побережью отмечаются преимущественно в теплый период года с апреля

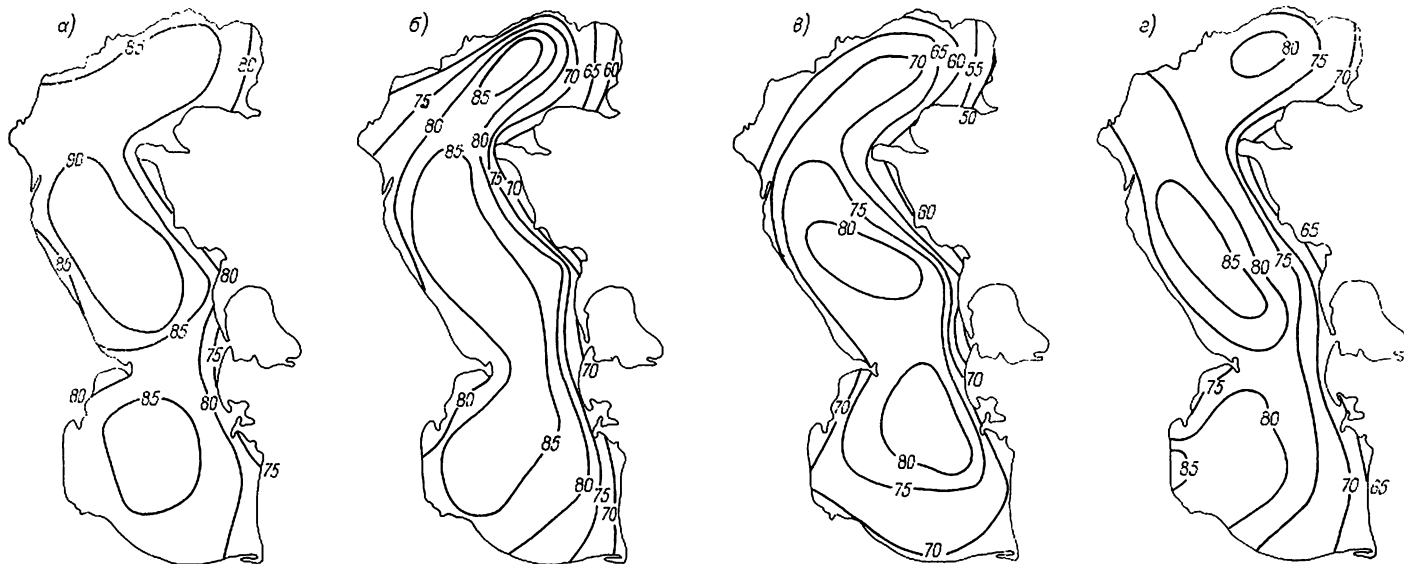


Рис. 2.18. Среднемесячная относительная влажность воздуха (%).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

месячные значения относительной влажности наблюдаются в осенние месяцы (октябре—ноябре), на остальной части западного побережья сохраняется ее зимний максимум (в декабре—январе на северо-западе и в январе—феврале в низменностепных районах побережья). Восточная половина моря характеризуется устойчивым среднемесячным максимумом относительной влажности в январе.

В центральной части Среднего Каспия над обширной акваторией в зимние месяцы (декабрь—февраль) наблюдаются среднемесячные значения относительной влажности воздуха, превышающие 90% (92—93%), в южных районах открытого моря наибольшие среднемесячные значения относительной влажности (86—87%) сдвигаются на март—апрель.

Наименьшие средние значения относительной влажности воздуха над западным побережьем Каспия наблюдаются в июле в открытом море и на восточном побережье — в августе, т. е. в самые жаркие месяцы. И только на крайнем юго-востоке минимум среднемесячных значений сдвигается на сентябрь.

К числу климатических характеристик режима относительной влажности относится повторяемость дней с очень низкой ( $\leq 30\%$  в любой из сроков) влажностью воздуха (сухие дни) и дней со значительной влажностью ( $\geq 80\%$  в 13 ч) (влажные дни) (табл. П.12).

Число сухих дней с относительной влажностью менее 30% в среднем за год меняется по территории в широких пределах. Меньше всего таких дней на северо-западном (1—5 дней) и юго-

по октябрь, на юго-западном побережье их число преобладает в зимний период и летом.

Число влажных дней в году (с относительной влажностью днем 80% и более) по восточному берегу уменьшается с севера на юг от 77 дней в Форт-Шевченко до 27 дней в Гасан-Кули.

На западном побережье наиболее влажной является Ленкоранская зона (около 140 дней в году с относительной влажностью более 80%). От 100 до 130 влажных дней в году отмечается на северо-западном побережье.

На восточном берегу наибольшая повторяемость влажных дней приходится на зимний период, на западном берегу этот период значительно больше (с октября—ноября по март—апрель).

### 2.5.3. Общая облачность

В течение всего года общая облачность на побережье больше, чем в открытом море. На северо-западном побережье и прилегающих участках моря она достигает наибольших значений, у юго-восточного берега и в центральных районах моря — наименьших. Различия эти невелики и колеблются в пределах 1—1,5 баллов. Значительно больше сезонные различия в состоянии неба (рис. 2.19). Зимой, когда облачности больше, ее среднее количество изменяется от 5,5 балла на юго-востоке до 8 баллов на северо-западе.

На западном побережье Среднего Каспия облачность наибольшая во все сезоны, что связано с циклонической деятельностью в этом районе (см. рис. 2.19).

Весной диапазон изменения средней облачности от 3,2 до 6,8 баллов, причем она увеличивается с юго-востока на северо-запад. Летом распределение средней облачности более равномерно, на большей части акватории и на побережье она колеблется в пределах 2,4—3,9 балла и только на запад-

северо-востоке она равна 58—76 %, уменьшаясь к юго-западу до 46—56 %. На восточном побережье пасмурная, погода составляет в среднем 25—50 %.

В летние месяцы на побережье моря наблюдается от 17 до 27 ясных дней по нижней облач-

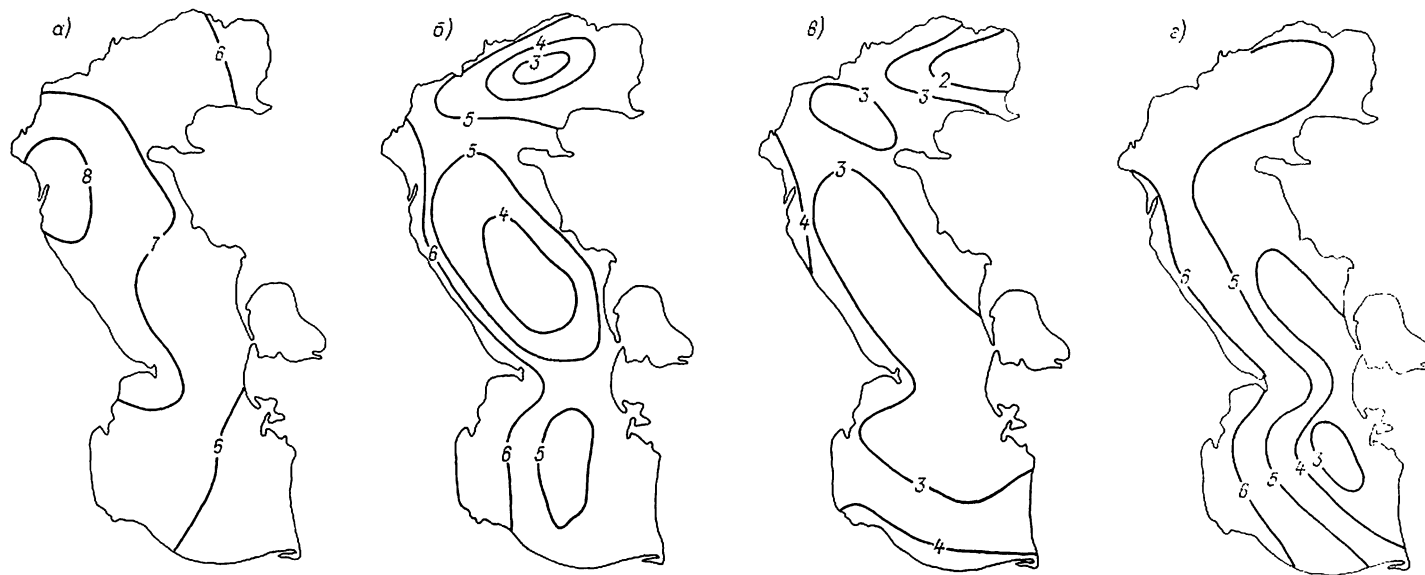


Рис. 2.19. Среднемесячная общая облачность (балл).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

ном побережье Среднего Каспия достигает 4,5—4,6 балла.

Осеннее распределение средней облачности близко к весеннему, пределы ее изменения от 3,6 до 6,7 балла с максимумом на северо-западе и минимумом на юго-востоке.

В теплую часть года над морем и его побережьем преобладает ясная погода с облачностью 0—2 балла, в холодную же — наибольшую повторяемость имеет пасмурная погода с облачностью 8—10 баллов (табл. III.13).

#### 2.5.4. Нижняя облачность

Среднегодовые значения нижней облачности изменяются на побережье Каспийского моря в пределах от 2 до 5,1 балла. Годовой ход нижней облачности сходен с годовым ходом общей облачности: максимум наблюдается на крайнем северо-западе в декабре, а на юго-западе в феврале, на восточном берегу повсеместно в январе; минимум бывает летом в июле—августе и лишь на юго-восточном побережье сдвигается на август—сентябрь.

Повторяемость ясного состояния неба по нижней облачности больше, а пасмурного — меньше, чем по общей (табл. III.14). Максимальные значения повторяемости отметок 0—2 балла по нижней облачности наблюдаются в июле—августе и на северо-западе моря составляют 62—77 %, в центральной части западного берега увеличиваются до 77—89 %, а на юго-западе снова уменьшаются до 64—76 %. На восточном берегу повторяемость отметок 0—2 балла больше, чем на западном и колеблется в пределах 86—94 %.

Повторяемость пасмурного состояния неба по нижней облачности наиболее велика зимой. На

ности, в зимние месяцы — менее 10 дней, и только на юго-востоке число ясных дней зимой увеличивается до 12—14 (табл. III.15).

Число пасмурных дней по нижней облачности составляет зимой на северо-западе 13—17, в центральной части западного берега 7—12, увеличиваясь к юго-западу до 10—11 дней. На восточном берегу в зимний период число пасмурных дней по нижней облачности колеблется от 4—8 на северо-востоке до 2,5—6,4 дней на юго-востоке.

Летом и в начале осени пасмурные дни наблюдаются не ежегодно.

В холодное время года на северо-западном побережье наиболее часто (с повторяемостью 70—71 %) при общей облачности 8—10 баллов нижняя облачность также бывает 8—10 баллов, а летом в 42—50 % случаев имеет место сочетание общей и нижней облачности по 0—2 балла (табл. III.16). Зимой на этом участке побережья явно преобладает сплошной покров облаков слоистых форм St, Sc, несколько реже Ns, Fgnb. Весной наряду со слоистыми облаками увеличивается частота появления облаков среднего яруса Ac (10—29 %). В летнее время облака среднего яруса здесь преобладают (30—35 %), сохраняется большая вероятность появления сплошной облачности слоистых форм Sc (25—28 %) и значительно увеличивается вероятность появления облаков вертикального развития Cc, Cb (24—27 %).

В центральной части западного побережья в холодный период года при общей облачности 8—10 баллов лишь в половине случаев пасмурную погоду создают облака нижнего яруса, это преимущественно облака слоистых форм St, Sc, Ns. В это время года здесь до 20 % возрастает повторяемость облаков среднего яруса (Ac — 11—20 %), а на Апшеронском полуострове увеличивается до

13—14 % вероятность появления облачности вертикального развития (Cu). Летом в центре западного берега стоит малооблачная погода (54—67 %) с преобладающей облачностью среднего яруса, 30—40 % всех форм составляют Ac. При сплошном покрове в 10—11 % случаев отмечаются облака нижнего яруса. Это преимущественно (8—12 %) облака слоистых форм.

В районе Ленкоранской низменности в зимнее время в период пасмурного состояния неба увеличивается до 55—60 % повторяемость нижней облачности, а в летнее время малооблачную погоду в 50 % случаев создают облака нижнего яруса. Зимой здесь в 50—60 % случаев наблюдаются облака слоистых форм (St, Sc, Ns), часто (14—18 %) отмечаются и облака среднего яруса (Ac). Летом появление облаков среднего и нижнего ярусов равновероятно (21—28 %), облака нижнего яруса в основном представлены Sc.

На северо-восточном побережье в половине случаев зимой при пасмурной погоде, а летом при ясной составляют облака нижнего яруса. Зимой это преимущественно Sc, а летом (10—14 %) — Cu. Во все времена года здесь велик процент повторяемости Ac (летом 37—42 %, зимой 22—32 %).

Летом в центральной части восточного берега малооблачная погода в значительной степени сопровождается появлением облаков нижнего яруса, а зимой нижняя облачность в 38—42 % случаев создает пасмурную погоду. Зимой это слоистые облака Sc, As (35—50 %), летом из нижней облачности преобладают Cu (8—13 %).

Своеобразен режим облачности на юго-восточном побережье Каспия. Здесь зимой пасмурную погоду только в 21—30 % случаев создает нижняя облачность. Преобладают зимой по-прежнему облака слоистых форм Sc, As (до 30 %). Зато летом здесь нижняя облачность преобладает в 50—60 % при наличии малооблачной погоды, это в основном облака конвективного развития. Так, процент повторяемости Cu в летнее время на юго-востоке колеблется в пределах 26—30 %.

Таким образом, преобладающими формами облаков на всем побережье зимой являются Sc, летом Ac, крайне редко зимой и летом наблюдаются Cc, зимой редки также мощные облака вертикального развития Cb, а летом — слоистые St.

#### 2.5.5. Суточный ход облачности

Приводимые здесь сведения о суточном ходе облачности относятся только к побережью, так как в открытом море регулярных наблюдений за облачностью нет.

Суточный ход общей облачности на западном и восточном побережье Каспия имеет некоторые отличия, обусловленные характерными особенностями формирования облачности над этими районами.

Своеобразно суточное распределение облачности на побережье, примыкающем к Ленкоранской низменности. Здесь максимум облачности в осенне-зимний период сдвигается на дневные и даже вечерние часы, а минимум по-прежнему наблюдается ночью. Весной и летом увеличение облачности может наблюдаться в различные часы суток (утром, днем, вечером), а уменьшение наступает ночью.

Суточный ход облачности восточного побережья выражен более четко. Зимой увеличение облачности по всему побережью происходит в утренние или дневные часы, во все остальные сезоны — утром. Минимум облачности зимой и осенью наблюдается в вечерние и ночные часы, весной и летом — ночью.

Суточные изменения общей облачности (табл. 2.5) на большей части побережья возрастают от зимы к лету и достигают максимума в мае—июне. В отдельных пунктах, особенно на восточном побережье, максимальных значений суточный размах общей облачности может достигать даже в марте или феврале.

Зимой суточные изменения общей облачности на западном побережье в большинстве случаев

Таблица 2.5

Суточные изменения общей (числитель) и нижней (знаменатель) облачности (баллы)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Махачкала	$\frac{0,6}{1,1}$	$\frac{0,9}{0,7}$	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{1,7}{1,0}$	$\frac{2,2}{0,4}$	$\frac{2,2}{0,5}$	$\frac{1,2}{0,5}$	$\frac{1,5}{0,6}$	$\frac{1,3}{0,9}$	$\frac{1,3}{0,5}$	$\frac{1,1}{1,1}$	$\frac{1,0}{0,7}$	$\frac{1,1}{0,6}$
Дербент	$\frac{0,6}{0,8}$	$\frac{0,8}{0,7}$	$\frac{1,2}{0,8}$	$\frac{1,7}{0,8}$	$\frac{2,3}{0,7}$	$\frac{2,3}{0,9}$	$\frac{1,3}{0,8}$	$\frac{1,3}{1,2}$	$\frac{1,1}{0,9}$	$\frac{1,1}{0,9}$	$\frac{0,8}{0,5}$	$\frac{0,8}{0,7}$	$\frac{1,0}{0,6}$
Баку, обсерватория	$\frac{0,8}{0,5}$	$\frac{1,2}{1,0}$	$\frac{1,4}{0,9}$	$\frac{2,0}{1,0}$	$\frac{2,0}{0,8}$	$\frac{1,8}{0,6}$	$\frac{1,4}{0,5}$	$\frac{1,4}{0,6}$	$\frac{1,3}{0,5}$	$\frac{1,4}{0,7}$	$\frac{1,2}{0,5}$	$\frac{0,9}{0,7}$	$\frac{1,2}{0,7}$
Ленкорань	$\frac{0,8}{0,2}$	$\frac{1,1}{0,2}$	$\frac{0,8}{0,3}$	$\frac{1,3}{0,6}$	$\frac{2,0}{1,4}$	$\frac{1,0}{0,7}$	$\frac{1,2}{0,4}$	$\frac{1,2}{0,4}$	$\frac{0,8}{0,3}$	$\frac{1,1}{0,4}$	$\frac{0,9}{0,2}$	$\frac{0,7}{0,3}$	$\frac{0,8}{0,2}$
Форт-Шевченко	$\frac{1,2}{1,1}$	$\frac{1,3}{0,8}$	$\frac{1,4}{1,2}$	$\frac{1,5}{0,6}$	$\frac{1,9}{0,5}$	$\frac{1,5}{0,5}$	$\frac{1,3}{0,4}$	$\frac{1,2}{0,3}$	$\frac{1,2}{0,4}$	$\frac{1,5}{0,6}$	$\frac{1,4}{0,9}$	$\frac{1,1}{0,8}$	$\frac{1,3}{0,7}$
Кара-Богаз-Гол	$\frac{1,3}{0,6}$	$\frac{1,5}{0,9}$	$\frac{1,8}{0,8}$	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{1,7}{0,8}$	$\frac{1,2}{0,4}$	$\frac{1,3}{0,4}$	$\frac{1,2}{0,3}$	$\frac{1,0}{0,4}$	$\frac{1,4}{0,4}$	$\frac{1,5}{0,9}$	$\frac{1,1}{0,9}$	$\frac{1,3}{0,5}$
Красноводск	$\frac{1,7}{1,0}$	$\frac{1,8}{0,8}$	$\frac{2,0}{1,1}$	$\frac{1,7}{0,8}$	$\frac{2,1}{1,0}$	$\frac{1,4}{0,6}$	$\frac{1,6}{0,5}$	$\frac{1,2}{0,3}$	$\frac{1,2}{0,3}$	$\frac{1,7}{0,7}$	$\frac{1,8}{0,7}$	$\frac{1,6}{1,1}$	$\frac{1,6}{0,7}$

колеблются в пределах 0,5—1,0 балла, увеличиваясь в мористой части до 1,0—1,3 балла. На восточном побережье зимние суточные изменения облачности выше (1,2—1,8 балла).

Весной и в начале лета диапазон суточных изменений возрастает: на северо-западном берегу он составляет 2,2—2,3 балла, южнее, на Апшероне и юго-западном побережье, 1,8—2,0 балла, уменьшаясь в сторону моря до 1,0—1,7 балла.

Диапазон изменений весенне-летних суточных значений облачности на восточном берегу несколько меньше (1,2—2,1 балла на берегу и 1,1—1,6 балла с удалением от берега).

Суточный ход нижней облачности отличается меньшим размахом по сравнению с общей облачностью, менее четко выраженным годовым ходом. Однако характер суточного хода нижней облачности совпадает с таковым по общей облачности.

#### 2.5.6. Атмосферные осадки

Режим осадков на побережье Каспийского моря в значительной мере зависит от взаимодействия различных по происхождению воздушных масс с рельефом побережья. Термическая конвекция имеет значение лишь летом и только в узкой прибрежной полосе.

Главные причины выпадения осадков на западном побережье моря в холодный период года — высотная ложбина холодных масс над Кавказом и Каспийским морем и теплый высотный гребень над Средиземным морем и Скандинавией. Тогда над северными районами Европы развивается область высокого давления, а над Закавказьем — южный циклон. Такое расположение барических центров приводит к вторжению холодного воздуха на побережье Каспийского моря. Проходя через горные массивы Закавказья, воздушные массы испытывают возмущения, образуются фронтальные зоны, сопровождающиеся выпадением осадков. Юго-западное побережье также подвержено воздействию средиземноморских циклонов.

Восточное побережье моря отличается большей засушливостью. Объясняется это тем, что оно мало доступно непосредственному воздействию влажных атлантических масс воздуха, являющихся для западных районов основным источником увлажнения [388—391].

В холодный период года на востоке происходит вторжение холодных и относительно бедных влагой арктических масс и воздушных масс умеренных широт континентального происхождения. В теплое время года большой приток солнечной радиации способствует трансформации континентального воздуха в тропический и его высушиванию. Уменьшению выпадения осадков на юго-востоке благоприятствует обширная термическая депрессия над Таджикистаном.

Наибольшее количество осадков в течение всего года (около 1240 мм) выпадает на юго-западном побережье моря (табл. III.17) во влажных субтропиках Ленкоранской низменности, через которую проходит с запада на восток основная масса средиземноморских циклонов.

Подступающие к побережью моря отроги гор Большого Кавказа с перпендикулярной ориентацией к основным влагонесущим потокам способствуют выпадению значительного количества годовых осадков (380—411 мм) на северо-западном побережье Среднего Каспия.

В центральной части западного побережья, в зоне сухих субтропиков, годовая сумма осадков составляет 115—220 мм, уменьшаясь в направлении моря (Нефтяные Камни — 110 мм/год).

На большей части восточного побережья годовая сумма осадков не превышает 95—125 мм. Она несколько увеличена на северо-востоке (Ганюшкино — 173 мм, Форт-Шевченко — 172 мм) и крайнем юго-востоке (Гасан-Кули — 196 мм).

Над каспийским побережьем наблюдается преобладание осадков в холодный период года (ноябрь—март) (табл. III.18). На северо-западном, северном и северо-восточном побережье Каспия, а также на крайнем юго-западе (район Ленкоранской низменности) имеет место континентальный тип годового хода осадков (преобладание в теплый период).

На большей части западного побережья первичный максимум осадков приходится на октябрь—ноябрь, вторичный, более слабый, на март—апрель, минимум — на июль—август. Однако на северо-западе максимум отмечается в конце лета и осенью (август—ноябрь), а минимум — в конце зимы и весной (февраль—апрель).

На дагестанском побережье и севере азербайджанского побережья осенью выпадает до 40—50 мм осадков в месяц, а на Апшероне и южнее, в зоне сухих субтропиков, — около 20—40 мм в месяц.

В морских районах осенью осадков выпадает меньше (о. Жилой — 20—23 мм, Нефтяные Камни — 14—17 мм в месяц). На ленкоранском побережье осенний максимум наблюдается в октябре и составляет 240—250 мм в месяц, уменьшаясь в сторону моря (о. Сара — 178 мм).

Почти по всему западному побережью преобладают осадки в виде дождя. В Ленкоранской зоне смешанных осадков бывает всего 7—10 % и только 4 % твердых. На Апшеронском полуострове отмечается 12 % смешанных и 7 % твердых осадков. На побережье Дагестана соответственно 18 и 10 %.

На восточном побережье особенно большой дефицит осадков наблюдается летом и в начале осени. Проходящие изредка ливни не имеют практического значения. Несколько большее количество осадков выпадает в летние месяцы в северной части побережья.

В холодный период в связи с развитием интенсивной циклонической деятельности в южной части моря и преобладанием антициклонической погоды на севере, особенно во второй половине зимы, количество выпадающих осадков повсеместно почти одинаково. Различие состоит в том, что на севере, где зимы холодные, с низкими температурами, осадки выпадают в виде снега, а на юге дожди чередуются со снегом. Снежный покров на юге появляется редко. В зимние месяцы на юге Каспийского моря осадков бывает больше, чем летом. Это обусловлено развитием циклонических возмущений и вторжением холодного воздуха. Весенние осадки, чаще ливневые, сопровождаются грозами и шквалами, особенно в апреле и мае.

Для северной части казахского побережья имеет место нормальный для континентального



климата годовой ход осадков с преобладанием летних конвективных осадков, выпадение которых связано с вторжением холодного воздуха. Максимум осадков в этой части моря отмечается в июне—сентябре (15—17 мм в месяц). Минимальным количеством осадков характеризуется январь—февраль (около 10 мм в месяц) в период активного развития азиатского антициклона в северной части Казахстана.

К югу от Форт-Шевченко, включая часть казахского побережья, распространена область со среднеазиатским (пустынным) типом годового хода осадков, который характеризуется их выпадением в холодный период и очень сухим бездождевым летом. Период дождей здесь наблюдается в конце октября—ноябре. Основной максимум осадков в южной части наступает в марте—апреле (12—16 мм в месяц), а весь летний период и начало осени (с июня по октябрь) оказывается сухим с ничтожно малым количеством осадков (2—4 мм).

Немногочисленные данные по юго-восточному побережью показывают, что здесь отмечается некоторое увеличение осадков, за год они составляют около 200 мм.

Колебания количества осадков от года к году на восточном побережье Каспия могут быть значительными. В очень дождливые годы может выпасть осадков в полтора раза больше по сравнению с многолетними данными. В сухие же годы количество осадков снижается до 50 %, а местами до 20 % среднемноголетнего.

Особенно велика изменчивость осадков в засушливый теплый период, когда на фоне длительной непрерывной засухи иногда проходят очень сильные ливни. Так, зарегистрирован случай, когда в Красноводске в июле выпало 78 мм осадков при среднемноголетнем их значении для этого месяца 4 мм.

С ноября по март, когда на восточном побережье выпадает основная масса осадков, нет особых различий между северными и южными районами. На побережье количество осадков изменяется от 52 до 61 мм, лишь в Красноводском заливе их количество составляет 75 мм, и в Гасан-Кули — 105 мм.

В теплый период года (с апреля по октябрь) изменчивость выпадения осадков по побережью значительно больше (37—91 мм). Летние месяцы и осень по всей территории восточного побережья (кроме крайних участков на северо-востоке и юго-востоке) характеризуются исключительной сухостью. Больше всего осадков выпадает в виде дождя, смешанные осадки составляют 12 % общего количества осадков, твердые — 20 % в северной части и 9 % — в южной.

На большей части азербайджанского и дагестанского побережий число дней в году с осадками более 0,1 мм колеблется в пределах 100—120. В Ленкоранской зоне это число увеличивается до 130—150, а в центральной степной зоне побережья и на Апшеронском полуострове составляет 60—75 дней.

В теплое время года на равнинной прибрежной территории Азербайджана наблюдается небольшое число дней с осадками более 0,1 мм (1,4—2,2 дня), в Ленкоранской зоне число таких дней

увеличивается до 3—6. Общий ход распределения по территории среднегодового числа дней с осадками более 1 мм, более 5 мм, более 10 мм и тому подобное аналогичен ходу числа дней с осадками более 0,1 мм с той только разницей, что число дней с осадками  $\geq 10$ ,  $\geq 20$ ,  $\geq 30$  мм наблюдается на большей территории в летние месяцы за счет ливневых осадков. При этом максимум числа дней с осадками  $\geq 10$  мм наблюдается в июне—июле и только в Ленкоранской зоне отмечается в октябре—ноябре. Минимум же обильных осадков наблюдается в январе—феврале, а в Ленкоранской зоне — в июле.

Наибольшая средняя непрерывная продолжительность осадков наблюдается в осенне-зимний период (5—10 ч), когда выпадают преимущественно длительные осадки обложного характера.

Летом, несмотря на то, что в это время выпадает максимальное количество осадков, продолжительность их гораздо меньше (2—3 ч).

Суммарная продолжительность осадков в году на западном побережье уменьшается с севера на юг от 1103 ч в Махачкале до 584 ч в Зюйдостовом Култуке и увеличивается в Ленкоранской зоне до 1150 ч (табл. П.11.19).

Максимальная продолжительность выпадения осадков колеблется в пределах 400—450 ч в центральных низменно-равнинных частях побережья, 600—700 ч в предгорных частях его северо-западного участка и несколько более 800 ч в Ленкоранско-Астаринском районе.

Наибольшая продолжительность осадков в году в низменно-равнинных местах наблюдается в зимние месяцы (январь—февраль), а минимальная — в летние месяцы (июль—август). В предгорных районах минимум продолжительности осадков устойчиво наблюдается в июле—августе, максимум — в декабре—январе. В Ленкоранской зоне максимальной продолжительностью отличаются осенние осадки (октябрь—ноябрь), а минимальной — летние (июнь—июль).

Наибольшее число дней с осадками на восточном побережье Каспия приходится на холодный период, только на севере казахского побережья в теплый период зарегистрировано еще большее число дней, когда выпадают осадки.

В южных частях восточного побережья максимум повторяемости дней с осадками приходится на вторую половину зимы и весну (с февраля по май бывает 5—6 дней в месяц), т. е. на период интенсивной циклонической деятельности, когда выпадает основная масса осадков. Летом здесь наступает бездождевой период. В это время изредка (не каждый год) возможны ливни. В северной части побережья число дней с осадками в зимние месяцы достигает 10 в месяц. Число дней с обильными осадками ( $\geq 10,0$  мм) на восточном побережье невелико (от 2—3 дней в месяц на севере до 4—5 на крайнем юго-востоке), в центральных пустынных районах эта величина ничтожно мала (не более 1 дня в месяц).

Наибольшая среднемесячная продолжительность выпадения осадков на восточном побережье приходится также на осенне-зимний период (42—47 ч на северо-востоке, 40—50 ч в центральных районах). Летом на северо-востоке среднемесячная продолжительность осадков гораздо меньше, чем

в холодный период (4—10 ч), несмотря на то, что в это время здесь выпадает максимальное их количество. Это объясняется большим влагосодержанием атмосферы в теплый период и преобладанием осадков ливневого типа. В осенне-зимний период преобладают преимущественно длительные осадки обложного характера. Наибольшая максимальная продолжительность непрерывных дождей наблюдается на северо-востоке (120—170 ч зимой и 30—45 ч летом), в центральных районах — 90—110 ч зимой и 14—25 ч летом.

В северо-восточных районах в отдельных случаях непрерывные осадки выпадают за день в течение 12—14 ч, в центральных районах осадки непрерывно могут идти в течение 6—7 ч.

Общая продолжительность выпадения осадков за год составляет по всей территории в среднем около 300 ч.

Максимальная интенсивность осадков по территории существенно не изменяется. Наибольшее количество осадков выпадает обычно во время гроз, развивающихся на холодных фронтальных разделах, при наличии вертикальных градиентов температуры воздуха.

#### 2.5.7. Снежный покров

На побережье Каспийского моря преобладают жидкие осадки — дождь, морось; твердые осадки — снег, крупа, снежные зерна — ежегодно наблюдаются с октября—ноября по март—апрель (табл. III.18). Повторяемость твердых осадков в октябре—ноябре составляет на большей части побережья менее 5%. Однако в северных районах моря и побережья это число увеличивается до 14—20%. В марте в северной части твердые осадки составляют до 40—50%, на северо-западе среднего Каспия — 20—27%, уменьшаясь к югу до 8%. Такое же уменьшение с севера на юг количества твердых осадков характерно и для восточного побережья (Форт-Шевченко — 20%, Красноводск — 5%).

Снег выпадает в периоды вторжения холодных воздушных масс. При прохождении холодных фронтов может образоваться снежный покров. Однако, как правило, первый снег не образует снежного покрова и быстро тает.

Таблица 2.6

Даты появления и схода снежного покрова и число дней в году со снежным покровом

Станция	Появление снежного покрова		Сход снежного покрова		Число дней со снежным покровом
	средняя дата	самая ранняя	средняя дата	самая ранняя	
Астрахань	1 XII	22 X	17 III	20 II	50
Бирючья Коса	10 XII	4 XI	9 III	3 II	40
Махачкала	7 XII	16 X	13 III	28 I	28
Баку	7 I	15 XI	27 II	—	7
Астара	6 I	16 XI	10 III	—	11
Форт-Шевченко	23 XII	15 XI	4 III	15 I	18
Бекдаш	26 XII	29 X	13 II	—	7
Челекен	.	26 XII	.	—	.
Гасан-Кули	.	13 XII	.	—	.

Примечание. Точка означает, что снежный покров отсутствовал более чем в 50% зим.

На побережье Северного Каспия снежный покров образуется в начале декабря, на северо-западе и северо-востоке Среднего Каспия — во второй половине декабря, на остальной части побережья появление снежного покрова возможно в первой половине января. Редко снежный покров устанавливается на крайнем юго-востоке (табл. 2.6).

Неустойчивый снежный покров — характерное явление для каспийского побережья. В южных районах снежный покров сходит в конце (а на востоке даже в первой половине) февраля, в северных — в начале марта. Но между этими сроками снежный покров может сходить и образовываться по нескольку раз. В годы с ранней зимой снежный покров может появляться на 1—1,5 мес раньше среднееголетней даты. Для южных районов нередки годы, когда снежный покров вообще не образуется.

В среднем за зиму на севере Каспия бывает 40—50 дней со снежным покровом, на северо-западе — 20—30, на Апшероне — 6—7 дней, к югу количество дней со снежным покровом несколько увеличивается (на юго-западе — 10—15 дней). Снежный покров на восточном побережье возникает реже, чем на западном. Только на северо-востоке бывает до 30 дней в году со снежным покровом, в центральной части число таких дней не превышает 4—5, а на юго-востоке снежный покров образуется не ежегодно.

Однако устойчивый снежный покров, т. е. такой, который сохраняется не меньше месяца (с перерывами не более трех дней подряд) на каспийском побережье характерен лишь для севера, где зимы с устойчивым снежным покровом составляют 30—40%. На остальном побережье такие зимы наблюдаются редко. На северо-западе они составляют 11—12%, на северо-востоке 17%, на остальном побережье — не больше 3—5%.

Высота снежного покрова на побережье Каспия незначительна. Преобладает средняя декадная высота 1—5 см и только на севере и в Ленкоранско-Астаринском районе она составляет 8—12 см. Однако в отдельные суровые зимы высота снежного покрова может достигать на севере 20—30 см, а в Ленкорани даже 60—70 см. К таким редким зимам следует отнести зимы 1941-42, 1948-49, 1949-50, 1953-54, 1968-69 гг.

На западном побережье диапазон колебаний высоты снежного покрова за декаду больше, чем на восточном. Более чем в половине числа случаев (54—61%) снежный покров составляет 1—10 см.

Нередко (27% на северо-западе, 21—25% на крайнем юго-западе) высота снежного покрова достигает 10—20 см. В районе Апшерона таких зим всего 5—6%. Зато здесь увеличивается число зим, когда снежный покров отсутствует (36—38%).

На северо-западе число зим, когда высота снежного покрова может достигать 20—30 см, составляет 7%, в Ленкорани в 11% зим снежный покров колеблется в пределах 30—70 см (табл. 2.7). Однако по мере приближения к морю снежный покров в этом районе значительно уменьшается. В Астаре снежный покров не бывает больше 20 см даже в суровые зимы.

На восточном побережье Каспия снежный покров бывает меньше. Только на северо-востоке

Таблица 2.7

Повторяемость (%) зим с различной наибольшей декадной высотой снежного покрова

Станция	Высота снежного покрова, см							
	0	1-10	11-20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70
Астрахань	—	87	13	—	—	—	—	—
Бирючья Коса	—	82	14	4	—	—	—	—
Махачкала	5	59	27	7	—	—	—	—
Баку	38	56	6	—	—	—	—	—
Ленкорань	—	57	25	7	2	2	2	5
Астара	17	54	21	—	—	—	—	—
Форт-Шевченко	8	82	10	—	—	—	—	—
Бекдаш	64	36	—	—	—	—	—	—
Челекен	73	27	—	—	—	—	—	—
Гасан-Кули	85	15	—	—	—	—	—	—

в 10 % зим он достигает 20 см, в остальных случаях не превышает 10 см. Чаще всего (от 64 % в Бекдаше до 85 % в Гасан-Кули) снежный покров на восточном побережье не образуется совсем.

## 2.6. Комплексные метеорологические характеристики

Благодаря общей циркуляции атмосферы одновременно с обменом воздухом происходит обмен теплом, сильно влияющий на распределение температуры воздуха. Большую роль в циркуляции атмосферы играет и теплообмен между суши и морем. Для отдельных районов он имеет большее значение, чем генеральные потоки тепла и холода. Так как характер адвекции зависит от направления воздушных масс, то показательной комплексной характеристикой теплообмена могут служить так называемые термические розы, построенные для средней температуры воздуха при ветрах различных направлений. Для удобства розы построены не по абсолютным значениям температуры, а по их отклонениям от среднегодовой в данном пункте, условно обозначенной окружностью одинакового диаметра. Для построения термических роз использован период наблюдений 1965—1980 гг.

В январе (рис. 2.20) ветры северного и северо-западного направлений приносят «холодное дыхание зимы» с европейской части страны на западное побережье моря и на акваторию Среднего Каспия.

Кроме того, на западное побережье горно-долинная циркуляция приносит холод с прилегающих к побережью отрогов Кавказа. Морские же ветры этого побережья — теплые. Над Северным Каспием и восточным побережьем вследствие увеличения стационарности антициклона над Казахстаном в это время года холодными являются ветры, дующие с охлажденной пустыни (восточные, юго-восточные), причем «холод пустыни» распространяется даже на центральную часть моря. Северо-западные и северные ветры несут холод только до районов, близко расположенных к ледовому припаю Северного Каспия. По мере продвижения к югу они нагреваются от водной по-

верхности и в Южном Каспии являются уже теплыми ветрами.

Весной значительно снижается активность циклогенеза, вследствие чего ярче проявляется действие местных ветров. В силу этого в формировании термического режима большую роль начинают играть радиационные факторы, а значение адвек-

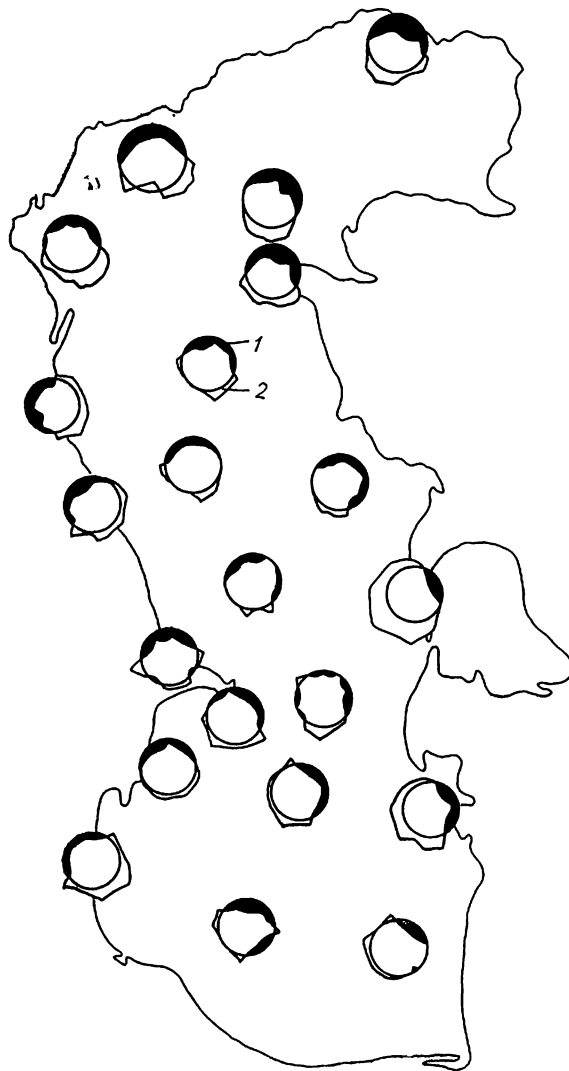


Рис. 2.20. Термические розы над Каспийским морем за январь.

1 — ниже нормы; 2 — выше нормы.

ции воздушных масс уменьшается. Особенно это характерно для открытого моря, где нет ярко выраженных направлений адвекции тепла — холода (рис. 2.21). Для восточного побережья характерен значительный приток тепла из быстро прогревающейся пустыни, морские же ветры приносят прохладу.

В Ленкоранско-Астаринском районе на побережье во все времена года более холодные массы воздуха приходят с гор, а теплые — с моря. Исключение составляют те случаи, когда наблюдается явление фёна (теплого сухого ветра с гор), образующегося в предгорье при очень интенсивной циклонической деятельности. Однако явление фёна в прибрежной части незначительно (не превышает 2—5 дней в году) и не нарушает общую статистическую картину адвекции.

Преобладающие в теплое время года северные и северо-западные ветры приносят прохладу на Северный Каспий, центральную акваторию и восточное побережье. На западном побережье по-прежнему адвекция холодных масс воздуха происходит с гор (западные и юго-западные ветры). Восточные и юго-восточные ветры несут зной пу-

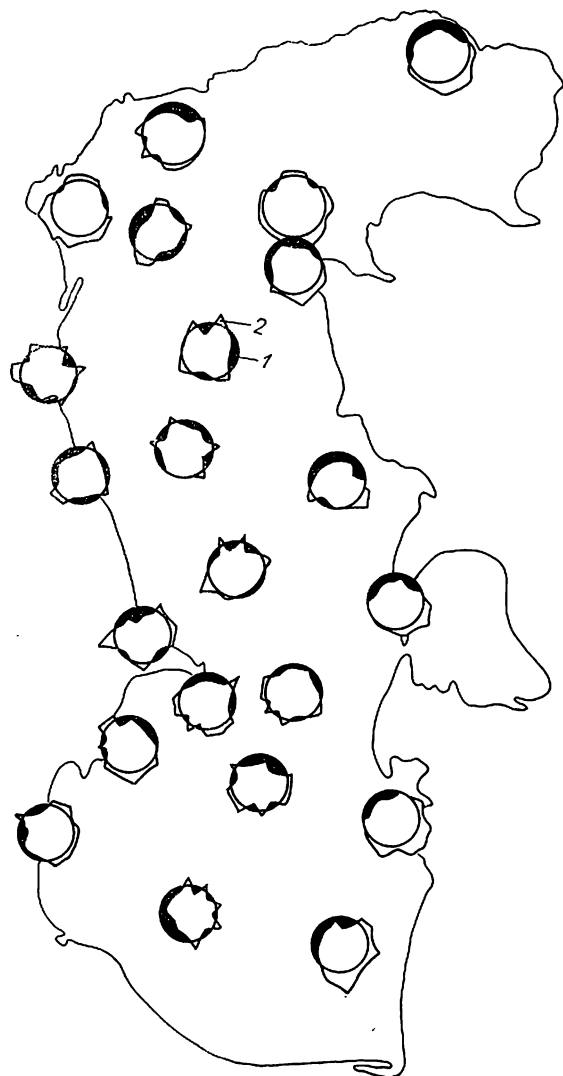


Рис. 2.21. Термические розы над Каспийским морем за апрель.  
1 — ниже нормы; 2 — выше нормы.

Повторяемость морозов различной интенсивности при разных скоростях ветра вычислена для ряда пунктов побережья по материалам наблюдений за 15 лет (1965—1980 гг.) (табл. 2.8).

Оказалось, что на северо-западном побережье, где в зимнее время в 50—55 % случаев температура бывает ниже нуля, низкие температуры редко сопровождаются сильными ветрами.

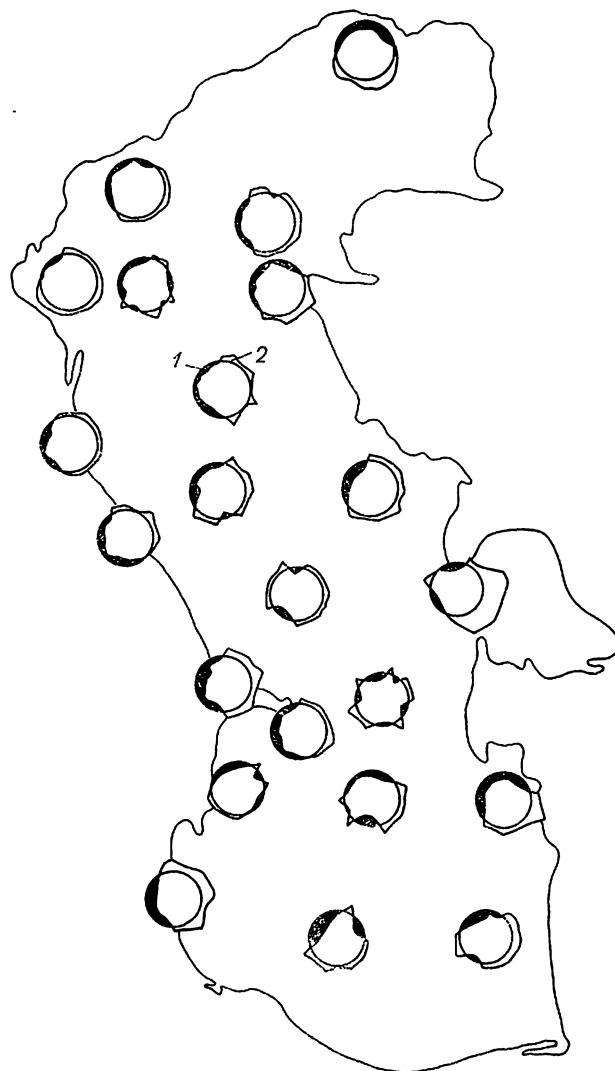


Рис. 2.22. Термические розы над Каспийским морем за июль.  
1 — ниже нормы; 2 — выше нормы.

стынь не только на восточное побережье, но и далеко в море (рис. 2.22). Вследствие ослабления воздействия основных барических систем в юго-западном районе моря местные (горно-долинные) ветры распространяют прохладу с суши на море на значительные расстояния.

В октябре распределение ветров по акватории, а также характер адвекции тепла—холода сходны с зимними, только осенние температурные градиенты при смене направления адвекции несколько меньше, чем зимой, вследствие еще недостаточного радиационного выхолаживания (рис. 2.23).

В суровые зимы вторжения холодных масс воздуха сопровождаются понижением температуры воздуха до отрицательных значений, иногда над всей акваторией моря.

В Махачкале и Дербенте имели место случаи, когда температура ниже  $-15^{\circ}\text{C}$  наблюдалась при северо-западном ветре со скоростью 10 и даже 15 м/с, а в Махачкале отмечено три случая, когда температура воздуха ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  сопровождалась ветром со скоростью 10—12 м/с.

В районе Апшерона температура около  $-10^{\circ}\text{C}$  может, хотя и не часто, наблюдаться при сильных ветрах (18—22 м/с).

На юго-западном побережье, где повторяемость отрицательных температур невелика, низкие температуры, как правило, наблюдаются при слабых ветрах. В Астаре, например, самая низкая температура  $-13^{\circ}\text{C}$  наблюдалась при западном ветре 3—4 м/с.

Повторяемость (%) отрицательных температур воздуха при различных скоростях ветра

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С						
	0,0... -4,9	-5,0... -9,9	-10,0... -14,9	-15,0... -19,9	-20,0... -24,9	-25,0... -29,9	-30,0... -34,9
<b>Искусственный остров</b>							
0—1	9,6	3,2	1,6	0,7	0,2	—	—
2—5	21,4	9,0	3,4	1,3	0,6	—	—
6—9	13,2	6,3	2,9	0,7	0,3	—	—
10—13	4,6	3,1	1,2	0,4	0,04	—	—
14—17	1,8	1,6	0,6	0,2	—	—	—
18—20	0,4	0,3	0,2	0,1	—	—	—
21—24	—	—	0,04	0,06	—	—	—
25—28	0,02	—	—	—	—	—	—
<b>Махачкала</b>							
0—1	9,5	2,2	0,4	0,1	—	—	—
2—5	37,7	9,0	2,2	0,9	0,1	—	—
6—9	18,0	7,7	3,9	1,0	0,3	—	—
10—13	3,8	1,0	0,4	0,2	0,1	—	—
14—17	0,9	0,3	0,1	—	—	—	—
18—20	0,1	—	—	—	—	—	—
21—24	0,1	—	—	—	—	—	—
<b>Сумгаит</b>							
0—1	10,0	0,6	—	—	—	—	—
2—5	30,2	2,8	—	—	—	—	—
6—9	20,0	0,6	—	—	—	—	—
10—13	15,3	1,3	—	—	—	—	—
14—17	12,0	1,2	—	—	—	—	—
18—20	4,1	1,2	—	—	—	—	—
21—24	0,6	0,1	—	—	—	—	—
<b>Астара</b>							
0—1	43,3	4,5	0,1	—	—	—	—
2—5	44,9	3,4	0,2	—	—	—	—
6—9	3,5	0,1	—	—	—	—	—
<b>Пешной</b>							
0—1	8,3	4,6	3,8	2,8	1,0	0,5	0,07
2—5	18,0	12,8	8,0	4,8	2,1	0,8	0,2
6—9	9,4	6,5	4,4	2,2	0,5	0,2	0,1
10—13	2,8	2,1	1,4	0,4	0,2	0,03	—
14—17	0,8	0,6	0,2	0,05	—	—	—
18—20	0,08	0,07	0,1	0,05	—	—	—
<b>Форт-Шевченко</b>							
0—1	10,6	3,3	1,2	0,4	0,1	—	—
2—5	19,3	5,9	1,7	0,6	0,2	—	—
6—9	14,8	4,5	1,2	0,9	0,1	—	—
10—13	14,2	5,8	1,8	1,2	0,2	—	—
14—17	6,3	2,4	0,7	0,6	0,05	—	—
18—20	0,9	0,2	0,2	0,4	—	—	—
21—24	0,1	0,02	0,05	0,1	—	—	—
25—28	0,02	—	—	—	—	—	—
<b>Бекдаш</b>							
0—1	1,9	1,3	0,1	—	—	—	—
2—5	33,6	11,3	5,5	1,3	0,1	—	—
6—9	17,8	9,3	3,8	1,5	0,3	—	—
10—13	6,0	2,1	1,5	0,4	0,03	—	—
14—17	0,7	0,5	0,7	0,03	—	—	—
18—20	0,2	0,06	—	—	—	—	—
<b>Челекен</b>							
0—1	1,5	0,5	0,5	—	—	—	—
2—5	25,5	6,7	0,9	0,1	—	—	—
6—9	30,2	7,3	1,7	0,2	—	—	—
10—13	16,9	5,2	0,6	0,1	—	—	—
14—17	1,2	0,2	0,3	0,1	—	—	—
18—20	0,3	—	—	—	—	—	—

Несколько иная картина на восточном побережье. Диапазон низких температур здесь значителен (от 0 до -35 °С). Значительны и градации скоростей ветра, при которых бывают морозы (до 25 м/с в Форт-Шевченко и 18—20 м/с на остальном побережье). На северо-востоке, где почти весь зимний период держатся морозы, сочетание

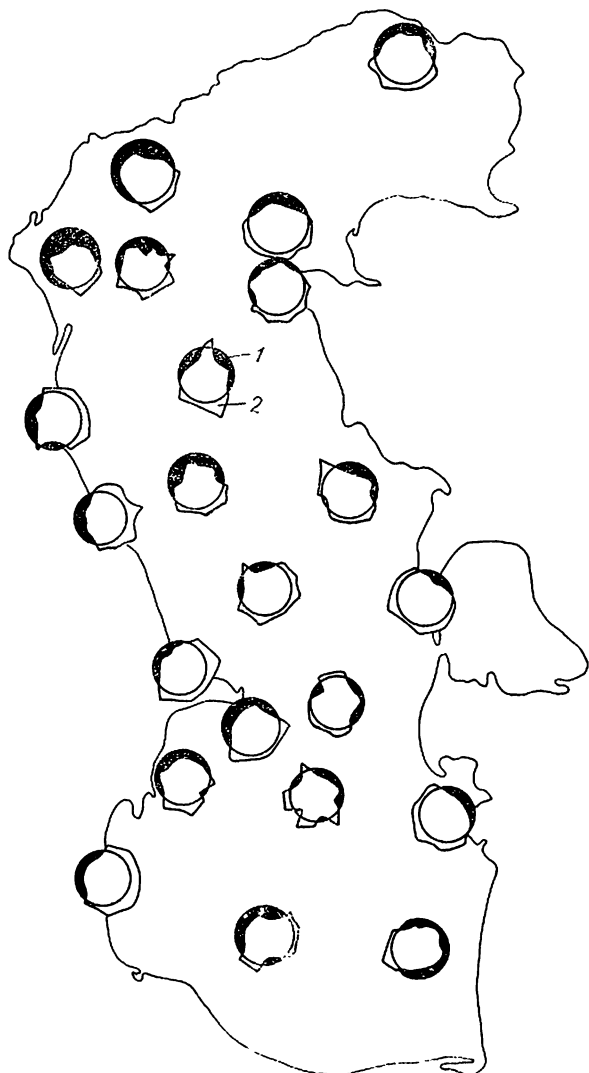


Рис. 2.23. Термические розы над Каспийским морем за октябрь.

1 — ниже нормы; 2 — выше нормы.

низких температур (ниже -15 °С) и больших скоростей ветра (выше 14 м/с) бывает достаточно часто. Морозы ниже -20 °С наблюдаются только при слабых и умеренных ветрах. В Форт-Шевченко, например, отмечено два случая, когда при температуре ниже -20 °С скорость ветра превысила 14—17 м/с.

На юго-восточном побережье количество дней с морозами за зиму достигает в среднем 42 %, преобладают слабые морозы (до -5 °С). Морозы ниже -15 °С, хотя и очень редкие в этом районе (0,1 %), могут наблюдаться при ветрах 14—17 м/с.

Таким образом, для восточного берега более свойственно неблагоприятное сочетание низких температур воздуха и сильных ветров.

## 2.7. Опасные явления

К опасным метеорологическим явлениям относятся такие явления, которые в той или иной степени могут нанести ущерб: мороз, жара, туманы, град, гололед, интенсивные дожди и т. п.

### 2.7.1. Опасные явления, обусловленные изменениями температуры воздуха

**Низкие температуры.** Зима на побережье Каспийского моря в отдельные годы бывает суровой, поэтому низкие температуры воздуха занимают не последнее место в перечне опасных явлений погоды. Однако понятие «низкие температуры» неоднозначное. Выбор их пороговых значений определяется с учетом температурных условий конкретного географического района, а также с точки зрения неблагоприятного воздействия температуры на различные сферы производства и сельского хозяйства.

Опасным уровнем для западного побережья является понижение температуры воздуха до  $-10^{\circ}\text{C}$  и ниже, при котором происходит гибель или промерзание до корня многих субтропических культур (инжира, граната, грецкого ореха, винограда и т. д.). На Кавказском побережье Каспия (особенно в Ленкоранской области) произрастают и такие виды растений, для которых опасный порог понижения температуры выше. Так, для цитрусовых, культивируемых в Ленкоранской области, критические температуры составляют  $-5 \dots -7^{\circ}\text{C}$ . При  $-7 \dots -8^{\circ}\text{C}$  погибают многие овощные культуры: петрушка, сельдерей, кориандр и др.

По восточному побережью Каспия, где промышленное сельское хозяйство не развито, снижение температуры воздуха до  $-10^{\circ}\text{C}$  и ниже может служить причиной разрушения металлических конструкций и опор линий передач, а снижение температуры до  $-15 \dots -20^{\circ}\text{C}$  является существенной помехой для работы магистральных газопроводов и транспорта.

Для северного и крайнего северо-западного побережья, где в среднем около двух месяцев в году суточная температура не превышает  $-10^{\circ}\text{C}$ , критическим являются температуры ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ .

Одной из основных характеристик режима низких температур является среднегодовое число дней с температурой воздуха ниже определенных пределов (табл. 2.9). За день с низкой температурой принимались сутки, когда минимальная температура была равна и ниже определенных пределов.

Наиболее холодным является северо-восточное побережье, где низкие зимние температуры определяются непосредственным влиянием отрога азиатского барического максимума. Для северо-западной части побережья отличительной особенностью зимы является максимальное развитие циклонической деятельности. Быстропроходящие циклоны сопровождаются выпадением снега или дождя, что смягчает температурные условия региона.

Наиболее благоприятные температурные условия в холодный период отмечаются в юго-западном районе, где температура даже в самые суровые зимы не опускается ниже  $-13^{\circ}\text{C}$ .

Самые низкие температуры отмечаются в середине зимнего сезона (конец января — начало февраля), когда максимальна суммарная продолжительность периода с отрицательными температурами.

Особенностью распределения среднего числа дней с низкими температурами является их общее уменьшение с севера на юг, что связано в основном с широтными изменениями теплового баланса. Однако число дней с низкими температурами на восточном и западном побережьях различается достаточно сильно.

Наиболее холодное — северо-восточное побережье, где число дней с низкими температурами (ниже  $-10^{\circ}\text{C}$ ) достигает 50 за сезон (Гурьев). К югу количество дней с такими температурами резко убывает и уже в Форт-Шевченко не превышает 12, а в Челекене уменьшается до 1,4 дня.

Еще резче контрасты на западном побережье. На севере и крайнем северо-западе число дней с температурами ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  колеблется в пределах 30—39, на северо-западном побережье Среднего Каспия — уменьшается до 6, а южнее Дербента такие температуры встречаются крайне редко.

Таблица 2.9

Среднегодовое и максимальное число дней ( $X$ ) с температурой воздуха ниже определенных пределов и абсолютный минимум температуры

Станция	$T \leq -5^{\circ}\text{C}$			$T \leq -10^{\circ}\text{C}$			$T \leq -20^{\circ}\text{C}$			$T_{\min}^{\circ}\text{C}$
	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$	
	число дней	зима		число дней	зима		число дней	зима		
Забурунье	—	—	—	98	1953-54	34,9	69	1953-54	8,0	-29,6
Ганюшкино	—	—	—	92	1953-54	38,7	63	1953-54	8,1	-29,0
Астрахань	—	—	—	84	1953-54	35,1	51	1953-54	5,6	-33,0
Каспийский	—	—	—	72	1953-54	29,1	28	1953-54	5,3	-33,0
Махачкала	63	1953-54	17,4	33	1953-54	5,5	—	—	—	-22,6
Дербент	36	1971-72	7,6	16	1971-72	1,5	—	—	—	-19,0
Сумгаит	13	1968-69	1,8	—	—	—	—	—	—	-10,1
Астара	18	1971-72	1,3	—	—	—	—	—	—	-12,9
Гурьев	—	—	—	101	1953-54	50,9	49	1953-54	11,8	-37,0
Форт-Шевченко	82	1953-54	37,7	36	1968-69	11,9	—	—	—	-25,0
Бекдаш	64	1950-51	21,4	30	1968-69	6,6	—	—	—	-22,2
Челекен	35	1968-69	8,6	18	1968-69	1,4	—	—	—	-18,5

Среднее число дней в году  
со среднесуточной температурой воздуха выше 25 °С

Станция	Число дней	Станция	Число дней
Астрахань	39	Астара	35
Остров Чечень	34	Форт-Шевченко	44
Махачкала	32	Бекдаш	31
Дербент	34	Красноводск	90
Алят	64	Куули-Маяк	41
Баку	56	Челекен	58

Для северо-западной, северной и северо-восточной частей побережья характерно то, что в 50—60 % случаев температуры ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  и в 30—40 % — ниже  $-15^{\circ}\text{C}$  сохраняются большую часть суток, к югу число таких дней уменьшается и составляет 20—30 %. В юго-западном районе (Астара) температуры ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  никогда не наблюдаются более полусуток. Температуры ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ , сохраняющиеся большую часть суток, характерны только для севера и северо-востока (Гурьев, Форт-Шевченко).

Наиболее продолжительными морозы с критической температурой воздуха ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  были в январе—феврале 1954, 1969, 1972 гг. На северо-востоке и северо-западе Среднего Каспия максимальное количество дней с температурой ниже  $-10^{\circ}\text{C}$  колеблется от 17 до 19, к югу уменьшается до 10 на востоке и 1—2 на западе. В наиболее суровые зимы 1968-69, 1971-72 гг. на крайнем северо-западе Среднего Каспия наблюдались даже температуры ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  продолжительностью 3—4 дня.

**Высокие температуры.** Начало лета на Каспии определяется устойчивым переходом среднесуточной температуры через  $15^{\circ}\text{C}$  на севере и  $20^{\circ}\text{C}$  на остальном побережье. Однако и среднесуточные температуры воздуха выше  $25^{\circ}\text{C}$  тоже нередки (табл. 2.10).

Исходя из требований, предъявляемых хозяйственными организациями, следует считать опасными температуры, превышающие  $30^{\circ}\text{C}$ , и особо опасными — температуры, превышающие  $40^{\circ}\text{C}$ .

Установление высоких температур воздуха почти повсеместно приурочено к антициклоническому режиму погоды, обуславливающему интенсивный вынос сухого и сильно прогретого воздуха из среднеазиатских пустынь и южных районов.

Зона наиболее высоких температур, где абсолютный максимум выше  $40^{\circ}\text{C}$ , располагается на восточном побережье Каспия и на Апшероне (табл. 2.11).

Относительно мягкие летние условия отмечаются в Ленкоранско-Астаринской зоне, где среднее число дней с температурой воздуха выше  $35^{\circ}\text{C}$  составляет всего 0,3, а среднесуточная температура никогда не превышает  $30^{\circ}\text{C}$ .

Наиболее жарким за последнее 30-летие было лето 1975 г., когда почти на всем побережье Каспия максимальная температура воздуха длительное время была выше  $30^{\circ}\text{C}$ : на северо-западе около месяца, на юго-западе и северо-востоке 2 мес, а на юго-западе и в центральных областях до 3 мес.

Среднее число дней с температурами, превышающими  $30^{\circ}\text{C}$ , варьирует от 12—19 на дагестанском побережье (Махачкала, Дербент), до 30—36 — на остальной части западного побережья к югу. На крайнем северо-западе и на восточном побережье таких дней в среднем бывает от 45 до 60. Такое же распределение характерно и для температур выше  $35^{\circ}\text{C}$  (табл. 2.11), но количество дней с такой температурой гораздо меньше. Что касается температур выше  $40^{\circ}\text{C}$ , то они наблюдаются в 20—25 раз реже, чем температуры  $\geq 35^{\circ}\text{C}$ , а в некоторых районах (север, северо-запад и юго-запад) в исследуемый период не отмечались совсем.

На северо-западном побережье моря температуры выше  $30^{\circ}\text{C}$  наблюдаются с мая по сентябрь в его северной части и с июня по сентябрь — в южной части. Температуры выше  $35^{\circ}\text{C}$  в этом районе наблюдаются только в летнее время (июнь—август), а выше  $40^{\circ}\text{C}$  не отмечались вовсе. Этот район в теплое полугодие имеет наиболее благоприятный температурный режим, что обусловлено близостью гор и преобладанием меридионального переноса воздушных масс.

Южнее, в районе Апшерона и прилегающих степных районах, период с температурами выше  $30^{\circ}\text{C}$  увеличивается с марта по октябрь. С мая по сентябрь здесь возможны, хотя и нечасто, температуры выше  $35^{\circ}\text{C}$ , а в летние месяцы температуры воздуха нередко достигают более  $40^{\circ}\text{C}$ . В сочетании с низкой влажностью и интенсивной ветровой деятельностью такие температуры представляют опасность для сельскохозяйственных культур. Сочетание высоких температур с высокой влажностью оказывает отрицательное воздействие на организм человека.

В Ленкоранско-Астаринском районе период времени с температурами выше  $30^{\circ}\text{C}$  уменьшается. Такие температуры наблюдаются в основном с апреля по сентябрь, однако во время появления фёнов в этом районе даже в декабре месяце температуры могут достигать  $30^{\circ}\text{C}$  и более. Период времени с температурами выше  $35^{\circ}\text{C}$  ограничивается здесь двумя летними месяцами (июль—август), а температуры выше  $40^{\circ}\text{C}$  не отмечаются совсем.

Таблица 2.11

Среднее и максимальное число дней ( $X$ )  
с температурой воздуха выше определенных пределов

Станция	$T \geq 30^{\circ}\text{C}$		$T \geq 35^{\circ}\text{C}   T \geq 40^{\circ}\text{C}$		
	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$	$X_{\text{ср}}$	
	число дней	год			
Забурунье	57	1979	43,9	—	—
Ганюшкино	69	1951	53,7	—	—
Астрахань	87	1975	57,9	5,5	—
Каспийский	64	1972	44,4	—	—
Махачкала	46	1953	18,9	0,5	—
Дербент	31	1975	12,2	0,2	—
Сумгаит	62	1957	36,3	8,2	0,4
Астара	56	1975	28,5	0,3	—
Гурьев	91	1957	61,7	—	—
Форт-Шевченко	61	1975	36,3	7,7	0,02
Бекдаш	84	1975	48,5	13,2	0,6
Челекен	81	1975	52,2	13,9	0,7



Это район влажных субтропиков, где сельское хозяйство приспособлено к выращиванию субтропических, овощебахчевых культур и citrusовых. Однако сочетание высоких температур с длительным бездождевым периодом и значительным уменьшением увлажненности почвы может создать неблагоприятные условия для сельского хозяйства.

На восточном побережье температуры выше 30 °С встречаются повсеместно с апреля по сентябрь, а на юге — даже и в октябре. Температуры выше 35 °С наблюдаются с мая по сентябрь, а температуры выше 40 °С отмечаются во все летние месяцы (июнь—август), а в Форт-Шевченко — только в самый жаркий месяц июль.

На восточном побережье с климатом пустынь и полупустынь все хозяйство приспособлено к температурам до 35 °С и опасными являются температуры выше 40 °С. Однако для развивающейся в этих районах в последние десятилетия добывающей промышленности температуры выше 35 °С, а в комплексе с другими метеорологическими элементами (влажность, ветер) даже температуры выше 30 °С, могут представлять опасность для транспорта и различных промышленных сооружений.

Одним из немаловажных факторов, обуславливающих степень опасности того или иного явления, следует считать продолжительность его воздействия. Непрерывная продолжительность вычислялась в днях, т. е. устанавливался период, когда ежедневно отмечались высокие температуры заданной градации.

Средняя непрерывная продолжительность сохранения температур более 30 °С на восточном побережье и на юго-западе составляет 10—13 дней, на остальной части западного побережья не превышает 4—6,5 дней. Периоды с более высокими температурами короче и их пространственное распределение несколько иное. Наиболее продолжительные периоды с температурой выше 35 °С на восточном побережье и в центральной части западного (3—5 дней). На остальной части побережья такие периоды не превышают 0,1—0,3 дня.

Следует отметить своеобразие распределения высоких температур. В Астаре продолжительность периодов с температурой выше 30 °С ввиду южного положения такое же, как и в районах, прилегающих к полупустыням и пустыням, однако благодаря достаточному увлажнению и близости гор повторяемость температур выше 35 °С невелика (всего 0—3 дня) и продолжительность их сохра-

нения такая же, как и в северо-западном районе (0,2 дня).

Наибольшее число дней (4) непрерывной продолжительности с температурой выше 40 °С было зафиксировано на крайнем северо-востоке (Гурьев) (табл. 2.12).

Температуры выше 25 °С нередки на побережье Каспия, но в сочетании с определенными факторами (малая относительная влажность, продолжительные бездождевые периоды, сухие ветры и т. п.) могут стать опасным явлением погоды для сельского хозяйства в период вегетации растений.

Кроме того, высокие температуры воздуха (25—30 °С и выше) в засушливые периоды могут оказать вредное влияние и на многие виды строительных материалов, сооружений, на работу различной техники.

**Засухи и суховеи.** Различают засуху почвенную и воздушную. В данной работе рассматривается лишь воздушная засуха.

В условиях засушливого климата восточного побережья воздушную засуху можно классифицировать следующим образом: 1) слабая засуха при недостатке насыщения днем (13 ч) от 50 до 60 гПа; 2) засуха средней силы при недостатке насыщения от 60 до 70 гПа; 3) сильная засуха при недостатке насыщения более 70 гПа [293].

Однако для западного побережья Каспия такая классификация засухи применима лишь для участков, примыкающих к зоне сухих степей и полупустынь. Для других участков побережья по такой классификации количество засух ничтожно мало. Так, в Астаре за 30-летний период отмечен лишь один случай (июль 1971 г.), когда недостаток насыщения был около 40 гПа, а температура равнялась 34,4 °С. В Махачкале и Дербенте было всего 4—6 дней, когда дефицит влажности колебался в пределах 38—39 гПа. В Дербенте лишь один раз (21 июня 1974 г.) дефицит влажности достиг 43 гПа.

В табл. 2.13 представлено распределение среднегодового числа дней с засухой всех типов по побережью Каспийского моря. Наименьшее число засушливых дней наблюдается в Астаре. Низкой повторяемостью засух отличается северо-западное побережье Среднего Каспия. В полупустынных районах западного побережья в среднем за год бывает около двух слабо засушливых дней. Еще более засушливыми бывают северное и восточное побережья (4—6 дней), а на крайнем северо-востоке (Гурьев) бывает до 10 дней.

Таблица 2.12

Максимальная непрерывная продолжительность периодов (число дней) с температурой воздуха выше определенных пределов

Станция	Температура			Станция	Температура		
	Т ≥ 30 °С	Т ≥ 35 °С	Т ≥ 40 °С		Т ≥ 30 °С	Т ≥ 35 °С	Т ≥ 40 °С
Забурунье	20	8	—	Сумгаит	13	6	2
Ганюшкино	29	10	—	Астара	28	1	—
Астрахань	40	10	—	Гурьев	42	12	4
Каспийский	42	7	—	Форт-Шевченко	30	8	1
Махачкала	19	2	—	Бекдаш	31	11	3
Дербент	13	2	—	Челекен	32	10	2

Таблица 2.13

Среднегодовое число дней с засухой различной интенсивности

Станция	Засуха		
	слабая	средняя	интенсивная
Махачкала	0,1	—	—
Дербент	0,2	—	—
Сумгаит	2,1	0,3	—
Астара	0,03	—	—
Форт-Шевченко	1,9	0,1	—
Бекдаш	5,3	0,5	—
Челекен	3,9	0,4	0,1

Таблица 2.14

Повторяемость (%) периодов засухи различной интенсивности и длительности в Среднем и Южном Каспии

Станция	Засуха							
	слабая				средняя			интенсивная
	период, дни							
	1	—3	4—5	6—7	1	2—3	4—5	1
Сумгаит	67,3	28,3	2,2	2,2	88,9	11,1	—	—
Форт-Шевченко	85,4	12,5	2,1	—	100	—	—	—
Бекдаш	63,6	31,3	4,0	1,0	92,3	7,7	—	—
Челекен	68,1	29,7	2,2	—	66,7	33,3	—	100

Засухи средней интенсивности отмечаются во всех полупустынных и пустынных районах, но не ежегодно, а сильные засухи отмечены только на крайнем юго-востоке.

Слабая засуха может наблюдаться на западе с мая по август, а на востоке — с мая по сентябрь, однако максимум засушливых дней любой интенсивности приходится на июль—август. Максимальный недостаток насыщения (72,1 гПа) отмечался на Челекене 21 июля 1971 г. Наиболее засушливым был 1972 г., когда почти повсеместно наблюдался абсолютный максимум числа дней с засухой.

В табл. 2.14 приведены данные о длительности засух различной интенсивности для станций Среднего и Южного Каспия, а в табл. 2.15 те же данные для станций Северного Каспия, но без учета интенсивности засух.

В целом по побережью преобладающая длительность засух (90—100 %) не превышает трех дней, однако на северном и восточном побережье нередки засухи, длящиеся 6—8 дней, а на крайнем северо-востоке засухи иногда продолжаются 10 дней и более. Суховеи можно считать частным случаем воздушной засухи, осложненной наличием ветра. В качестве показателя суховея в настоящей работе принято сочетание одновременно наблюдаемых метеорологических величин: относительной влажности  $\leq 30\%$ , температуры воздуха  $\geq 25^\circ\text{C}$  и скорости ветра  $\geq 5\text{ м/с}$ .

На западном побережье число дней с суховеями незначительно, исключение составляет центральный полупустынный район (Сумгаит — 12,6 дня), на восточном побережье среднегодовое число суховеев составляет 25—30 дней.

Максимальное среднегодовое число суховеев отмечено на восточном побережье в Бекдаше

Таблица 2.15

Повторяемость (%) периодов засухи различной длительности в Северном Каспии

Станция	Период засухи, дни				
	1	2—3	4—5	6—10	>10
Каспийский	75,0	25,0	—	—	—
Астрахань	60,7	27,7	8,9	2,7	—
Ганюшкино	73,9	23,4	1,8	0,9	—
Гурьев	58,7	31,3	4,4	5,0	0,6

Таблица 2.16

Число дней с суховеями при ветре с различной скоростью

Станция	Скорость ветра, м/с		Общее число дней
	5—9	$\geq 10$	
Ганюшкино	84	13	97
Астрахань	118	8	126
Каспийский	26	2	28
Сумгаит	72	11	83
Гурьев	210	43	253
Форт-Шевченко	20	36	56
Бекдаш	53	17	70
Челекен	59	56	115

(69 дней), а на западном — в Сумгаите (27 дней).

Чаще всего ветры при суховеях не превышают 5—9 м/с (табл. 2.16). Скорости ветра больше 10 м/с при суховеях на севере и крайнем северо-западе встречаются в 13—14 раз реже, на остальной части побережья — в 3—6 раз реже, а для восточного (Форт-Шевченко) и юго-восточного (Челекен) районов появление суховеев при ветрах с различной скоростью равновероятно.

Наиболее часто суховеи наблюдаются в Астрахани и Гурьеве, на станциях, наиболее удаленных от уреза моря. Значительна повторяемость суховеев и в юго-восточном районе, определяемая синоптическими процессами этого региона. Реже всего суховеи наблюдаются в северо-западном районе моря, и только два случая (1968, 1972 гг.) суховеев отмечено в юго-западном районе (Астара).

Для крайнего юго-запада, где количество засух, определяемых недостатком насыщения, очень мало, засушливость определялась повторяемостью и длительностью бездождевого периода. Бездождевые непрерывные периоды включают в себя сутки с суммами осадков менее 5 мм в теплое полугодие.

Повторяемость бездождевых периодов продолжительностью 10—20 сут составляет в Астаре 52 %, продолжительностью 21—40 сут — 26 %, около 11 % составляют периоды продолжительностью 41—60 сут и более. Максимальная продолжительность бездождевого периода (92 сут) наблюдалась в 1971 г., когда сумма осадков за вегетационный период составила 74,3 мм при критической норме влагообеспеченности территории 150—200 мм осадков.

**Резкие изменения температуры.** К опасным явлениям погоды следует отнести изменения температуры воздуха за сутки на  $10^\circ\text{C}$  и более.

Как резкие похолодания, так и резкие потепления могут принести серьезный ущерб некоторым отраслям народного хозяйства.

Резкие похолодания на побережье Каспия обусловлены мощными вторжениями холодного воздуха и интенсивным излучением при ясной антициклонической погоде. Резкие потепления происходят при выходе южных циклонов. Резкому повышению температуры, особенно в холодную половину года, на западном побережье способствуют фёны.

Таблица 2.17

Среднее и максимальное число дней ( $X$ ) с резкими изменениями температуры воздуха  
(на 10 °C и более)

Станция	Похолодание			Потепление		
	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$
	число дней	год		число дней	год	
Ганюшкино	5	1964	2,2	7	1974	2,1
Астрахань	5	1962	2,3	5	1964	1,9
Каспийский	8	1953	2,1	6	1964	2,4
Махачкала	4	1968	0,7	2	1962, 1968	0,5
Дербент	3	1971, 1979	0,6	3	1971, 1979	0,5
Сумгаит	8	1970	3,2	8	1970	2,4
Астара	7	1979	0,8	3	1955, 1968, 1980	0,8
Гурьев	8	1977	3,4	8	1956	2,6
Форт-Шевченко	4	1971	0,9	3	1954, 1964	0,7
Бекдаш	4	1979	0,6	2	1978	0,4
Челекен	5	1951, 1952	1,8	7	1951	1,5

Таблица 2.18

Повторяемость (%) резких изменений (на 10 °C и более)  
температуры воздуха в различные сезоны

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень
<b>Похолодание</b>				
Ганюшкино	78,8	7,6	1,5	12,1
Астрахань	66,2	8,5	1,4	23,9
Каспийский	63,0	6,8	1,4	28,8
Махачкала	40,2	53,3	0,0	6,7
Дербент	57,9	26,3	0,0	15,8
Сумгаит	26,0	58,9	5,5	9,6
Астара	33,4	44,0	0,0	22,2
Гурьев	67,0	8,9	0,9	23,2
Форт-Шевченко	38,1	47,6	4,8	9,5
Бекдаш	21,4	57,1	7,2	14,3
Челекен	0,0	69,6	28,2	2,2
<b>Потепление</b>				
Ганюшкино	78,6	11,4	0,0	10,0
Астрахань	76,3	8,5	1,7	13,5
Каспийский	66,2	14,3	1,3	18,2
Махачкала	59,1	4,5	0,0	36,4
Дербент	64,7	23,5	0,0	11,8
Сумгаит	22,2	57,6	9,1	11,1
Астара	30,4	47,9	0,0	21,2
Гурьев	68,5	18,5	2,2	10,8
Форт-Шевченко	48,0	32,0	12,0	8,0
Бекдаш	5,3	57,9	15,8	21,0
Челекен	1,8	76,8	20,4	1,8

Резкие похолодания наиболее часто наблюдаются на севере, северо-востоке и в Апшеронском районе (2—3,5 дня), несколько (1,8 дней) увеличено число похолоданий и в юго-восточном районе (Челекен). В этих же районах отмечено и наибольшее (1,5—2,5 дня) число потеплений. На остальной территории число дней с резкими изменениями температуры колеблется в пределах 0,4—0,9 (табл. 2.17).

В годовом ходе резких изменений температуры воздуха минимум приходится в основном на лето (табл. 2.18).

Наиболее часто резкие похолодания в Северном Каспии наблюдаются зимой и осенью, в Среднем и Южном Каспии — зимой и весной.

Резкие потепления для Северного Каспия характерны зимой, для северо-западного района — зимой и осенью. В западном и юго-западном районе наибольшие перепады температуры воздуха в сторону потепления наблюдаются зимой и весной, а в восточном и юго-восточном районе — в весенне-летний период.

В среднем число дней с похолоданием больше числа дней с потеплением, так как для рассматриваемой территории повторяемость холодных вторжений больше, чем повторяемость выхода южных циклонов.

Зимние перепады температуры для северного побережья связаны с усилением циклонической

Таблица 2.19

Наиболее резкие изменения температуры воздуха за сутки ( $A$ )

Станция	Похолодание		Потепление	
	$A$ °C	дата	$A$ °C	дата
Ганюшкино	23,3	13—14 I 1972	17,4	17—18 I 1954
Астрахань	20,2	13—14 I 1972	16,9	13—14 II 1979
Каспийский	19,6	13—14 I 1972	16,8	13—14 II 1979
Махачкала	15,3	10—11 I 1968	15,3	12—13 III 1968
Дербент	21,6	4—5 I 1979	20,4	3—4 I 1979
Сумгаит	19,3	3—4 IV 1972	18,1	29—30 IV 1972
Астара	16,2	3—4 V 1980	16,1	12—13 I 1968
Гурьев	20,8	13—14 I 1972	21,4	22—24 I 1957
Форт-Шевченко	16,4	11—12 I 1950	15,2	15—16 I 1970
Бекдаш	16,0	17—18 IV 1971	16,5	8—9 V 1965
Челекен	19,7	20—21 V 1952	17,8	5—6 VII 1951

деятельности в этот период. Отличительной чертой весенней циркуляции также является большая изменчивость синоптических процессов и быстрая смена воздушных масс.

Анализ резких изменений температуры на выбранных станциях показал, что преобладает изменение температуры за сутки в пределах 10—15 °С, однако в отдельных случаях эти изменения могут быть больше. Для северного, северо-восточного и северо-западного побережий возможны максимальные похолодания более чем на 20 °С за сутки (табл. 2.19). Повышение же температуры воздуха более чем на 20 °С отмечалось только в двух пунктах (Гурьев, Дербент).

Наибольшую опасность несут резкие изменения температуры от положительных значений до отрицательных.

#### 2.7.2. Опасные явления, связанные с ветровой деятельностью

К числу опасных явлений, связанных с ветровой деятельностью, относятся штормы, ураганы, метели, пыльные и песчаные бури. Режим сильных ветров подробно описан в главе об опасных гидрологических явлениях и здесь не рассматривается. В данной главе дается лишь режимная характеристика метелей и пыльных (песчаных) бурь.

**Пыльные бури.** Пыльные или черные бури — явление, вызываемое переносом сильным ветром большого количества пыли или песка, сопровождающееся ухудшением видимости [158]. Побережье Каспийского моря, где степи и полупустыни занимают значительную площадь, зона действия пыльных бурь достаточно велика.

Пыльные бури при большой скорости ветра в засушливый период являются источником больших бедствий. Однако и пыльные бури меньшей интенсивности, но значительной повторяемости приносят вред сельскому хозяйству, увеличивая эрозию почв.

Наиболее распространенные синоптические процессы, вызывающие пыльные бури на восточном побережье Каспийского моря, — это различные периферии антициклона и теплый вынос с территории Ирана, Ирака и Афганистана. На западном побережье благоприятные условия для возникновения пыльных бурь создаются при меридиональном переносе с европейской части Союза.

Таблица 2.20

Среднее и максимальное число дней ( $X$ ) с пыльной бурей

Станция	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$
	число дней	год	
Ганюшкино	29	1955	12,0
Астрахань	12	1972	3,0
Каспийский	22	1977	10,0
Махачкала	19	1978	5,6
Дербент	10	1953	1,0
Баку	23	1941	6,0
Алят	37	1960	22,6
Забурунье	19	1980	6,0
Гурьев	24	1980	13,0
Форт-Шевченко	46	1957	21,6
Бекдаш	52	1958	31,0
Челекен	86	1964	45,8

На восточном побережье, где в почвенной структуре преобладают слабозакрепленные пески, наблюдается наибольшее распространение песчаных бурь. Среднегодовое число песчаных бурь здесь изменяется от 13—22 на северо-востоке до 46 на юго-востоке (табл. 2.20). На западном побережье наибольшее распространение пыльных бурь характерно для степной зоны с полупустынным климатом, расположенной южнее Апшеронского полуострова (Алят — 23 дня). В предгорных районах Дагестана и Ленкоранской области пыльные бури наблюдаются значительно реже (Махачкала — 5,6 дня, Сумгаит — 0,03 дня, Астара — 0,1 дня).

Наибольшее число дней с этим явлением на восточном берегу было зарегистрировано в Челекене (86 дней) в 1964 г., на западном — в Аляте (37 дней) в 1960 г., на северном — в Ганюшкино (29 дней) в 1965 г.

Годовой ход повторяемости пыльных бурь на разных участках побережья моря отличается своеобразием (рис. 2.24). Так, на восточном побережье в зоне песчаных полупустынь с малым количеством осадков, где увлажненность почвы мало зависит от времени года, возникновение пыльных бурь целиком связано с действием ветра.

Увеличение повторяемости пыльных бурь в Форт-Шевченко и Бекдаше тесно взаимосвязано с увеличением здесь осенью и весной повторяемости ветров со стороны пустыни. В Челекене летом хоть и не увеличивается повторяемость береговых ветров, возрастает их интенсивность, что также способствует увеличению повторяемости пыльных бурь в это время года.

В районе Алята максимум повторяемости пыльных бурь, приходящийся на летнее время, определяется совместным влиянием сухой подстилающей поверхности и скоростей ветра, достаточных для подъема частиц почвы.

Ничтожно малое количество пыльных бурь даже в летнее время в Астаре объясняется достаточной увлажненностью почвы, а в Сумгаите — отсутствием сильных степных ветров.

Анализируя частоту возникновения пыльных бурь в различные часы суток (рис. 2.25), можно отметить, что на западном побережье пыльные бури начинаются обычно в послеполуденный период, благоприятный для развития конвекции (13—16 ч). Восточное побережье характеризуется ранним сроком начала бурь (10—12 ч), что, вероятно, связано с более ранним прогревом почвы и воздуха в этом районе.

Интенсивность пыльных бурь оценивается в основном видимостью. Сильные и очень сильные бури (при видимости 50—100 м) являются редкостью даже для восточного побережья, а на западном в исследуемый период не наблюдались совсем. В работе [341] показано, что видимость при пыльных бурях нередко может снижаться до нулевого значения, особенно в начале бури. Однако продолжительность плохой видимости невелика, она не всегда совпадает со стандартными сроками наблюдения и поэтому выпадает из регистрации.

Кроме того, горизонтальная видимость при пыльной буре весьма неоднородна в пространстве [342]. Пыль и песок во время бури перемещаются волнами, внутри которых видимость уменьшается до 100—200 м и ниже.

Среднегодовое количество часов с ограниченной видимостью (0—300 м) максимально на восточном побережье и составляет 11—13 ч, в северо-

западном районе не превышает 4—5 ч, на остальной части побережья пыльные бури, значительно ухудшающие видимость, отсутствуют.

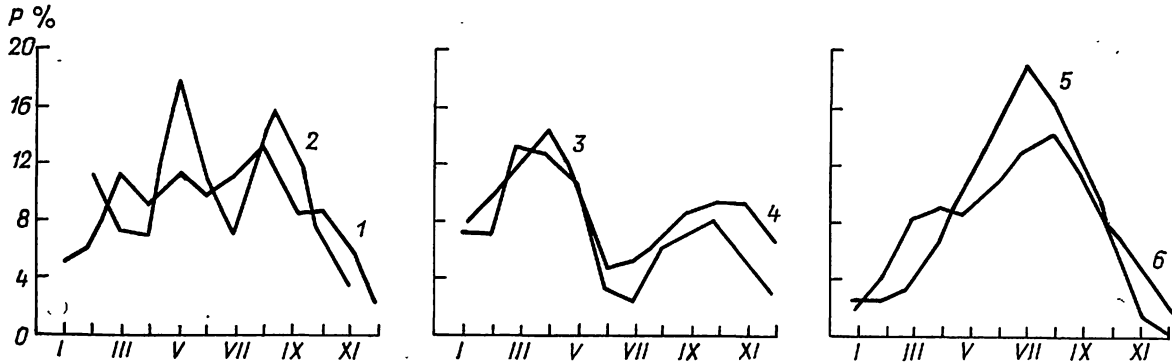


Рис. 2.24. Годовой ход повторяемости (%) пыльных бурь.  
1 — Махачкала; 2 — Дербент; 3 — Форт-Шевченко; 4 — Бекдаш; 5 — Алят; 6 — Челекен.

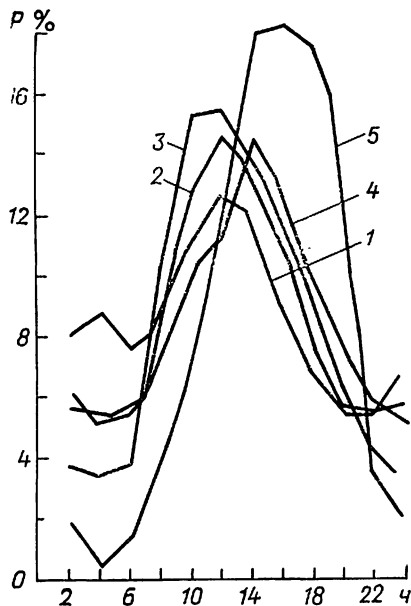


Рис. 2.25. Суточный ход повторяемости (%) пыльных бурь.  
1 — Форт-Шевченко; 2 — Бекдаш; 3 — Челекен; 4 — Махачкала; 5 — Алят.

Непрерывная продолжительность пыльных бурь (табл. 2.21) в большинстве случаев не превышает 3—6 ч.

Самые длительные бури наблюдаются на восточном побережье, где в 1—2,5 % случаев они продолжаются в течение 24 ч и более. Рекордными по продолжительности за исследуемый период были пыльная буря в Бекдаше 5—8 марта 1954 г. (82 ч), пыльная буря 24—27 октября 1968 г. в Форт-Шевченко (56 ч) и пыльная буря 30 августа—2 сентября в Челекене (52 ч). На западном побережье пыльные бури, продолжавшиеся около суток, отмечены в Аляте и даже в Астаре в суровую зиму 1968 г.

Средняя и максимальная суммарная продолжительность пыльной бури по месяцам представлена на рис. 2.26.

В общем годовой ход средней суммарной продолжительности идентичен годовому ходу повторяемости пыльных бурь. Только в Махачкале, где повторяемость пыльных бурь весной и осенью несколько увеличивается, их средняя суммарная продолжительность не изменяется. Кроме того, в Форт-Шевченко, где с началом зимы повторяемость пыльных бурь несколько снижается, их

Таблица 2.21

Повторяемость (%) пыльных бурь различной непрерывной продолжительности ( $\tau$ ), средняя ( $\tau_{\text{ср}}$ ) и максимальная ( $\tau_{\text{max}}$ ) их продолжительность

Станция	$\tau$ ч									$\tau_{\text{max}}$		$\tau_{\text{ср}}$ ч
	<3	3—6	6—9	9—12	12—15	15—18	18—21	21—24	>24	ч	дата	
Ганюшкино	27	39	18	9	3	1	—	—	—	21	11 III 1980	5,0
Астрахань	28	49	16	5	2	—	—	—	—	14	12 V 1960	4,0
Каспийский	49	36	9	2	2	1	1	—	—	20	15 IV 1953	4,0
Махачкала	56	29	8	4	1	1	0,6	—	—	21	25—26 VIII 1972	3,6
Дербент	63	22	7	4	4	—	—	—	—	13	14—15 X 1952	4,0
Сумгаит	—	100	—	—	—	—	—	—	—	6	17 III 1957	5,4
Алят	41	35	15	6	3	0,5	—	0,5	—	22	26 VII 1961	4,1
Астара	80	18	—	—	—	—	—	2	—	24	14—15 I 1968	2,5
Забурунье	57	22	12	5	2	1	1	—	—	21	26 II 1951	4,0
Гурьев	43	34	15	6	2	—	—	—	—	20	12 V 1960	4,0
Форт-Шевченко	41	23	16	8	4	3	2	1	2	56	24—27 X 1968	6,6
Бекдаш	30	37	16	8	3	2	1	1	2	82	5—8 III 1954	6,0
Челекен	41	30	16	6	3	1	1	0,5	1	52	30 VIII—2 IX 1966	5,4

суммарная продолжительность значительно возрастает.

Ветер в процессе возникновения пыльных бурь играет важнейшую роль. Пыльные бури, сопровождаемые сильным ветром и низкой горизонтальной видимостью, опасны для авиации и наземного транспорта.

мером до 2 мм. Однако последнее утверждение требует проверки по существу.

По данным табл. 2.23 для северного побережья и для центрального района западного побережья (Алят) наиболее вероятны (40—60 %) при пыльных бурях скорости ветра 10—13 м/с. В северо-западной части и на восточном побережье Сред-

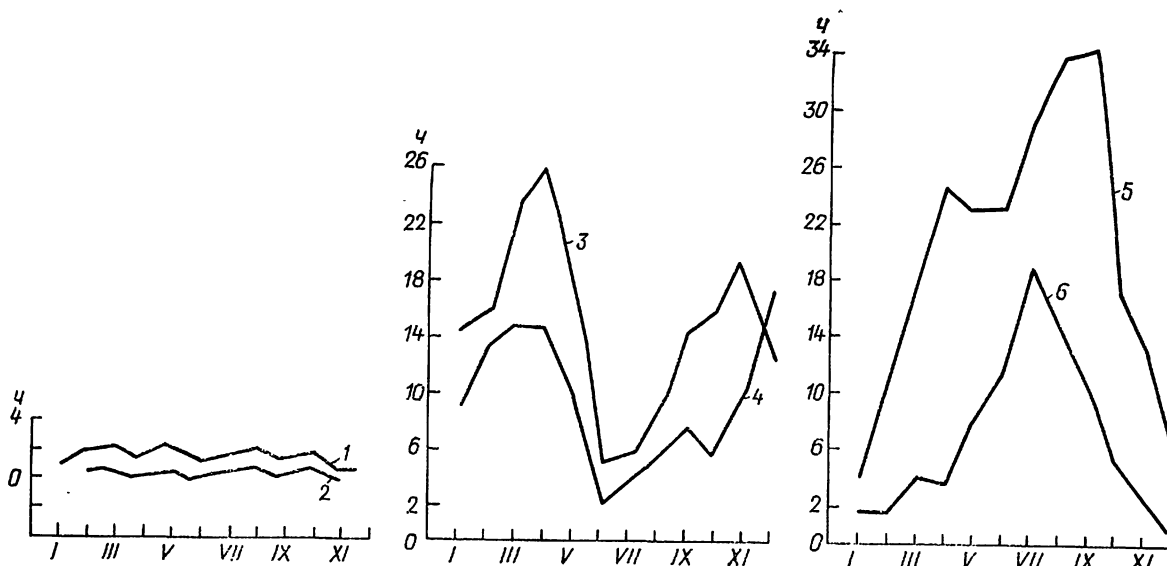


Рис. 2.26. Годовой ход средней суммарной продолжительности (ч) пыльных бурь.

1 — Махачкала; 2 — Дербент; 3 — Форт-Шевченко; 4 — Бекдаш; 5 — Челекен; 6 — Алят.

Для северного побережья характерны пыльные бури при восточных переносах (табл. 2.22). На северо-западном побережье Среднего Каспия (Махачкала, Дербент) 50—66 % пыльных бурь возникает при преобладающих здесь северо-западных переносах, а в Аляте — при северо-восточных. Для восточного побережья наиболее характерны пыльные бури при восточных и юго-восточных переносах.

Ветровая эрозия начинается при различных скоростях ветра. Большое значение при этом имеют характеристики почвы. В работе [158] приводятся такие данные: легкие пески и супеси начинают выдуваться при скоростях ветра у поверхности земли 3—4 м/с, тяжелые глинистые почвы — при скоростях 7—9 м/с. При скоростях ветра от 4 до 9 м/с может выдуваться песок раз-

ного и Южного Каспия пыльные бури чаще всего наблюдаются при ветрах более 20 м/с (34—50 %).

Однако следует отметить, что усиление ветра при пыльной буре не всегда способствует ухудшению видимости. Иногда, особенно на восточном побережье, с усилением ветра видимость улучшается.

**Метели.** Метели — явление, связанное с переносом снега над поверхностью земли. К ним относятся общая и низовая метели.

Общая метель представляет перенос снега в горизонтальном направлении при выпадении снега из облаков. При низовой метели переносится ранее выпавший снег.

Метели для большей части побережья Каспийского моря — явление довольно редкое, особенно для Южного Каспия. Среднее число дней с ме-

Таблица 2.22

Повторяемость (%) ветра различных направлений при начале пыльной бури

Станция	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Ганюшкино	11	1	43	12	7	1	22	3
Астрахань	3	2	65	8	5	2	12	3
Каспийский	7	3	57	6	2	2	21	2
Махачкала	4	2	5	16	4	—	20	49
Дербент	11	—	—	15	7	—	—	67
Алят	43	49	3	—	—	2	2	0,5
Астара	—	17	—	17	—	50	16	—
Забурунье	20	2	35	11	15	7	17	3
Гурьев	10	2	35	11	15	7	17	3
Форт-Шевченко	5	10	14	52	6	1	5	7
Бекдаш	8	16	38	17	2	2	3	14
Челекен	15	9	28	23	1	1	3	20

Таблица 2.23

Повторяемость (%) ветра с различной скоростью при начале пыльной бури

Станция	Скорость ветра, м/с					
	<6	6—9	10—13	14—17	18—20	>20
Ганюшкино	1	3	17	23	16	40
Астрахань	—	5	43	38	8	6
Каспийский	3	9	60	18	4	6
Махачкала	17	8	17	14	10	34
Дербент	7	3	23	17	—	50
Алят	14	27	48	11	—	—
Астара	43	—	—	43	—	14
Забурунье	1	16	52	24	2	5
Гурьев	1	10	42	25	9	13
Форт-Шевченко	16	10	12	14	10	38
Бекдаш	18	12	11	14	11	34
Челекен	17	13	14	11	10	35

Таблица 2.24

Среднее и максимальное число дней с метелью ( $X$ )

Станция	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$
	число дней	год	
Ганюшкино	3	1963	1,8
Астрахань	6	1934	2,2
Каспийский	18	1954	3,7
Махачкала	33	1969	7,0
Дербент	8	1969	1,1
Сумгаит	5	1972	1,1
Забурунье	10	1954	3,8
Гурьев	11	1954	4,4
Форт-Шевченко	22	1954	5,0
Бекдаш	10	1972	2,4

телью на многих станциях колеблется в пределах 1—2,5 (табл. 2.24). Только в северо-западном и северо-восточном районах их среднее число увеличивается до 4—5, а в Махачкале — до 7 дней.

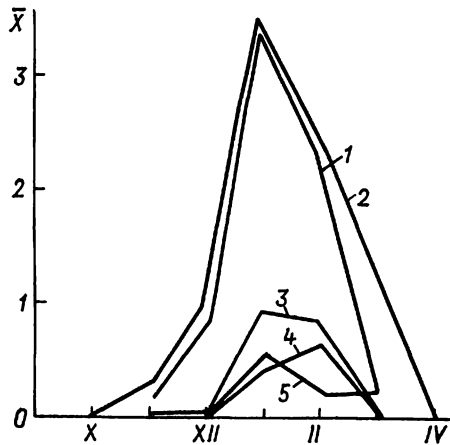


Рис. 2.27. Годовой ход числа дней с метелями.

1 — Махачкала; 2 — Форт-Шевченко; 3 — Бекдаш; 4 — Дербент; 5 — Сумгаит.

В юго-восточном и юго-западном районах метели наблюдались только в очень суровые зимы 1968-69 и 1971-72 гг.

В северо-западном районе и на Апшероне метели могут наблюдаться с ноября по март (рис. 2.27). На северо-восточном побережье отме-

ченны случаи возникновения метелей в октябре и апреле. На побережье Южного Каспия период времени, когда возникают метели, ограничен декабрем—февралем. Максимум повторяемости метелей повсеместно приходится на январь—февраль.

Опасность метели определяется прежде всего ее продолжительностью. Средняя суммарная продолжительность метелей за год в наиболее метеопасных районах (Махачкала, Форт-Шевченко) составляет 55—69 ч, на остальной части побережья колеблется в пределах 6—10 ч. Однако в отдельные годы суммарная продолжительность метелей может превышать среднюю в 5—6 раз.

Средняя продолжительность метели невелика и находится в пределах 4—9 ч (табл. 2.25). Наиболее длительными метели бывают на северо-западе (Махачкала—87 ч) и на северо-востоке (Форт-Шевченко—56 ч).

Об интенсивности метели можно судить по ухудшению горизонтальной видимости. Сильные и очень сильные метели наблюдаются в северо-западном и северо-восточном районах. Преобладают метели слабые. Однако, как и при пыльных бурях, низкие значения видимости не всегда улавливаются стандартными сроками.

Режим ветра при метелях зависит от типа и интенсивности синоптических процессов [120]. В Северном Каспии метели чаще всего возникают при западно-восточном переносе. Для северо-восточного побережья Среднего Каспия (Форт-Шевченко) наряду с западно-восточным переносом в возникновении метелей начинают играть значительную роль и северо-западные ветры (табл. 2.6).

Для западного побережья Среднего Каспия северный, северо-западный перенос становится преобладающим. Для восточного и юго-восточного побережья преобладающими при метелях являются восточные и северо-восточные ветры.

В северо-западном районе Среднего Каспия 70—80 % всех метелей наблюдается при ветрах со скоростью, не превышающей 9 м/с (табл. 2.27). Для остальной части побережья всего Каспия характерно при метелях преобладание ветров со скоростью 10—17 м/с. Кроме того, в северо-западном, северо-восточном и Апшеронском районах нередко (10—13 %) метели и при очень сильных ветрах (более 20 м/с).

Практический интерес представляет вопрос о температурном режиме при метелях, так как от

Таблица 2.25

Повторяемость (%) метелей различной непрерывной продолжительности ( $\tau$ ), средняя ( $\tau_{\text{ср}}$ ) и максимальная ( $\tau_{\max}$ ) их продолжительность

Станция	$\tau$ ч									$\tau_{\max}$		$\tau_{\text{ср}}$ ч
	<3	3—6	6—9	9—12	12—15	15—18	18—21	21—24	>24	ч	дата	
Ганюшкино	61,2	19,4	6,5	9,7	3,2	—	—	—	—	14	23 III 1958	4,0
Астрахань	34,2	39,4	5,3	13,2	2,6	—	—	5,3	—	22	25 II 1967	5,6
Каспийский	32,2	27,0	16,7	5,6	3,7	9,2	—	—	—	20	4 III 1954	4,7
Махачкала	32,3	22,2	16,4	10,6	5,3	3,2	0,5	1,0	8,5	87	26—29 I 1969	9,0
Дербент	40,8	22,2	7,4	7,4	7,4	3,7	0,0	3,7	7,4	32	19—20 II 1954	6,9
Сумгаит	33,2	14,3	9,5	28,6	—	4,8	—	4,8	4,8	34	17—19 I 1972	8,1
Забурунье	43,8	9,6	19,2	15,1	6,8	2,7	—	1,4	1,4	31	7—8 I 1958	5,9
Гурьев	48,4	22,2	13,4	5,6	4,0	4,8	—	0,8	0,8	33	28—29 XI 1963	5,2
Форт-Шевченко	34,6	21,5	13,0	8,9	4,7	4,2	5,2	3,7	4,2	56	24—26 I 1952	6,5
Бекдаш	34,6	19,6	17,4	10,9	6,5	4,3	2,2	4,3	—	24	4—5 I 1951	6,9
Челекен	28,5	14,3	28,6	14,3	14,3	—	—	—	—	15	8—9 II 1969	7,0



Таблица 2.26

Повторяемость (%) ветра различных направлений при метелях

Станция	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Ганюшкино	23	—	35	—	3	3	26	10
Астрахань	22	3	11	—	5	5	43	11
Каспийский	6	2	51	—	—	—	31	10
Махачкала	3	—	2	11	3	—	20	61
Дербент	—	—	5	5	—	—	25	65
Сумгаит	13	7	13	—	7	7	—	53
Забурунье	21	6	40	1	7	—	18	7
Гурьев	17	2	26	7	8	2	31	7
Форт-Шевченко	22	20	8	11	—	1	12	26
Бекдаш	10	44	20	6	2	2	6	10
Челекен	—	33	17	33	—	—	—	17

Таблица 2.27

Повторяемость (%) ветра с различной скоростью при начале метели

Станция	Скорость ветра, м/с					
	<6	6—9	10—13	14—17	18—20	>20
Ганюшкино	6	10	13	39	23	10
Астрахань	8	14	45	22	11	—
Каспийский	4	8	48	24	4	12
Махачкала	22	49	22	4	2	1
Дербент	20	60	5	15	—	—
Сумгаит	13	—	13	54	7	13
Забурунье	4	4	39	32	11	10
Гурьев	6	9	35	36	7	7
Форт-Шевченко	9	21	41	20	8	1
Бекдаш	10	42	30	16	2	—
Челекен	50	—	17	33	—	—

Таблица 2.28

Повторяемость (%) различной температуры воздуха при начале метели

Станция	Температура воздуха, °С						
	-29,9...-25,0	-24,9...-20,0	-19,9...-15,0	-14,9...-10,0	-9,9...-5,0	-4,9...0,0	>0,0
Астрахань	1	1	7	20	34	36	1
Бирючья Коса	4	3	11	24	34	24	—
Махачкала	—	—	5	32	33	30	—
Баку	—	—	—	—	27	73	—
Форт-Шевченко	—	—	4	20	31	43	2
Бекдаш	—	—	—	8	26	52	14
Челекен	—	—	—	—	86	14	—

него зависит объем переносимого снега (табл. 2.28).

В основном (60—100 %) метели наблюдаются при температурах воздуха от 0 до  $-10^{\circ}\text{C}$ . Отмечаются они и при положительных температурах: более редко в зимние месяцы и чаще в октябре, ноябре, апреле. Низкие температуры при метелях характерны лишь для северного побережья и наблюдаются чаще всего в феврале.

### 2.7.3. Туманы и гололедные образования

**Туманы.** В зависимости от причин, вызывающих понижение температуры, туманы охлаждения делятся на адвективные, когда теплый воздух налетает на холодную поверхность, и радиационные, когда понижение температуры связано с радиационным ночным охлаждением приземного слоя воздуха. Бывают и смешанные (адвективно-радиационные) туманы и туманы, связанные с человеческой деятельностью [228, 300, 317].

На гидрометеорологических станциях отмечаются туманы с подразделением на туманы испарения и ледяные [388—391]. Вид тумана — адвективный или радиационный — не указывается. Однако, анализируя метеорологический режим, предшествующий возникновению тумана, можно косвенным образом выявить условия его формирования и определить вид тумана.

Исследование туманов в открытом море связано с существенными трудностями, так как

регистрация туманов здесь осуществляется лишь эпизодически.

Для выявления характера распределения туманов над открытым морем было проанализировано 36 370 аблюдений. Анализ осуществлялся по 8 районам (рис. 2.28). Для получения сравнимых результатов на береговых ГМС и в открытом море повторяемость туманов выражалась в процентах от общего количества аблюдений по месяцам в каждом из районов (рис. 2.29).

В западном районе туманы наблюдаются чаще, чем в других районах моря.

Годовой ход повторяемости туманов зависит от физико-географических и гидрометеорологических условий исследуемой территории (рис. 2.30). Наиболее часто туманы на море бывают весной, особенно в марте—апреле. В конце осени и начале зимы снова наблюдается некоторое увеличение повторяемости туманов. Объясняется это тем, что в весенние месяцы в открытых районах моря температура поверхностного слоя воды ниже, чем температура воздуха над ним. Кроме того, в эти месяцы над морем наблюдаются сравнительно высокая относительная влажность и небольшие скорости ветра, что способствует образованию туманов охлаждения.

Исключение составляет восточный район моря, где максимум повторяемости туманов сдвигается на конец весны — лето (май—июль), что связано с наличием здесь в это время года зоны аномально холодных вод, увеличивающей возможность конденсации пара в приводном слое. Под воздействием

Внем постоянных в это время года барических циркуляций с северо-запада воздух с более теплой водной поверхности центральных районов моря пе-

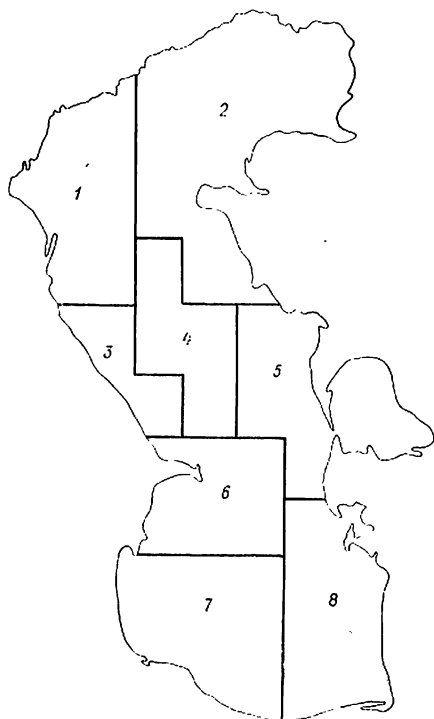


Рис. 2.28. Схема районирования акватории моря по распределению туманов.

Районы: 1 — северо-западный; 2 — северо-восточный; 3 — западный; 4 — центральный; 5 — восточный; 6 — Апшеронский; 7 — юго-восточный.

слабом ветре и высокой относительной влажности, и адвективно-радиационные туманы. Обычно такие туманы возникают перед рассветом и рассеиваются через 1—3 ч после восхода солнца с прогревом атмосферы.

В холодный период года над морем преобладают адвективные туманы, которые возникают при выносе теплых масс воздуха с юга. Такие туманы бывают продолжительными, охватывают большие территории. Особенно они продолжительны в северо-западных и северо-восточных районах, где контрасты температур воздуха и подстилающей поверхности в холодный период года бывают значительными. Средняя продолжительность туманов такого типа в указанных районах в дни с туманами составляет 7—8 ч и наблюдаются они в различные часы суток.

Туманы на побережье имеют такой же годовой ход, что и в открытом море.

Преобладают туманы в холодную половину года, с июня по сентябрь они редки и в отдельные месяцы теплого периода бывают не ежегодно.

Наибольшим числом дней с туманами по среднемноголетним данным (32—38 дней) характеризуется юг северо-западного и северо-восточного районов и восточный район (табл. 2.29). Наименьшее число дней с туманами отмечается на равнинной прибрежной полосе Апшеронского района, включая Апшеронский полуостров, в среднем за год оно изменяется от 10 до 13 дней. Более половины всех туманов на большей части территории наблюдается в холодный период. В северо-восточном районе число туманов в холодный и теплый периоды года примерно одинаково.

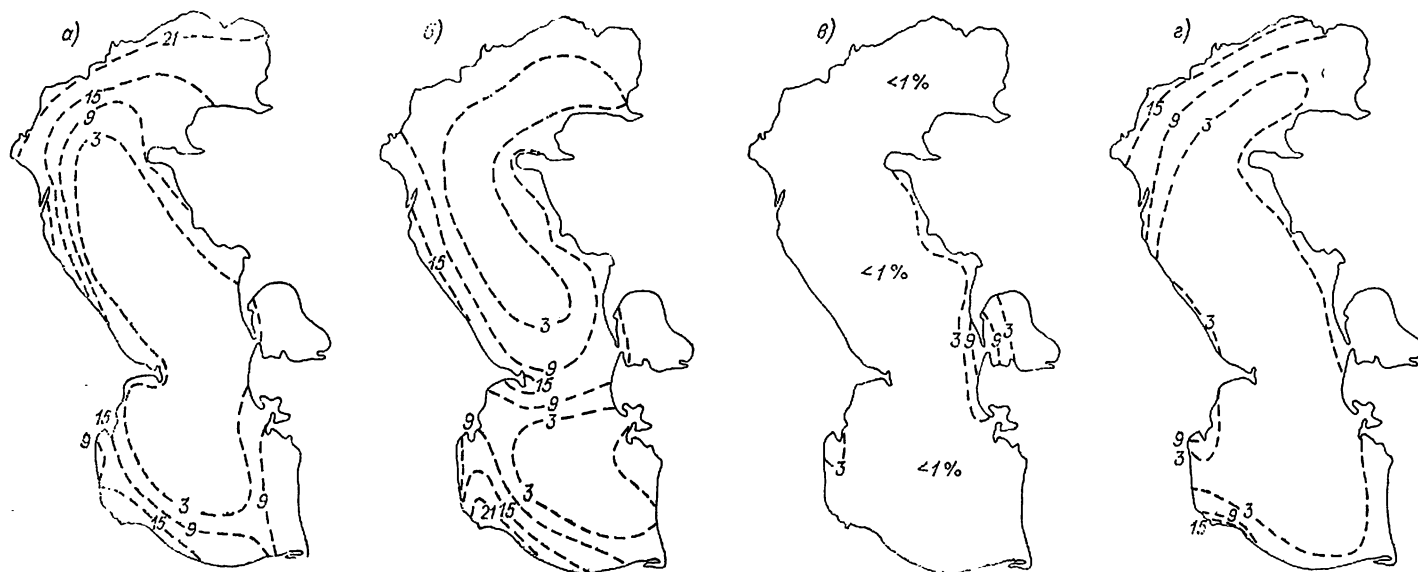


Рис. 2.29. Повторяемость туманов над Каспийским морем (% общего количества наблюдений).

а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

ремещается на более холодную, в район аномальных подъемов холодных вод, вследствие чего образуются морские туманы.

Над другими районами Каспийского моря в теплое время года наблюдаются в основном радиационные туманы, возникающие в результате ночного длинноволнового излучения при ясном небе,

Своеобразен годовой ход туманов на участке побережья от Бекдаша до Куули-Маяка. Среднегодовое число дней с туманами здесь составляет 35—38 дней, причем три четверти этого количества туманов наблюдается в теплую половину года. Такое увеличение числа туманов на пустынном побережье в период года, когда температурные усло-

вия и влагосодержание воздуха над сушей не способствуют образованию туманов, имеет те же причины, что и усиление туманообразования над прилегающим участком моря. В летнее время на этом участке при ослаблении интенсивности основных циркуляционных потоков в формировании климата побережья начинает играть значительную роль бризовая циркуляция. Именно морскими бризами,

При большом разнообразии суммарной продолжительности туманов диапазон средней продолжительности одного тумана невелик и составляет 3—8 ч (табл. ПИ.20, ПИ.21). Наибольшая средняя продолжительность тумана (10 ч) отмечена на юго-западном побережье (Астара).

Наиболее вероятны (70—90 %) туманы продолжительностью до 6 ч. На юго-западном побережье

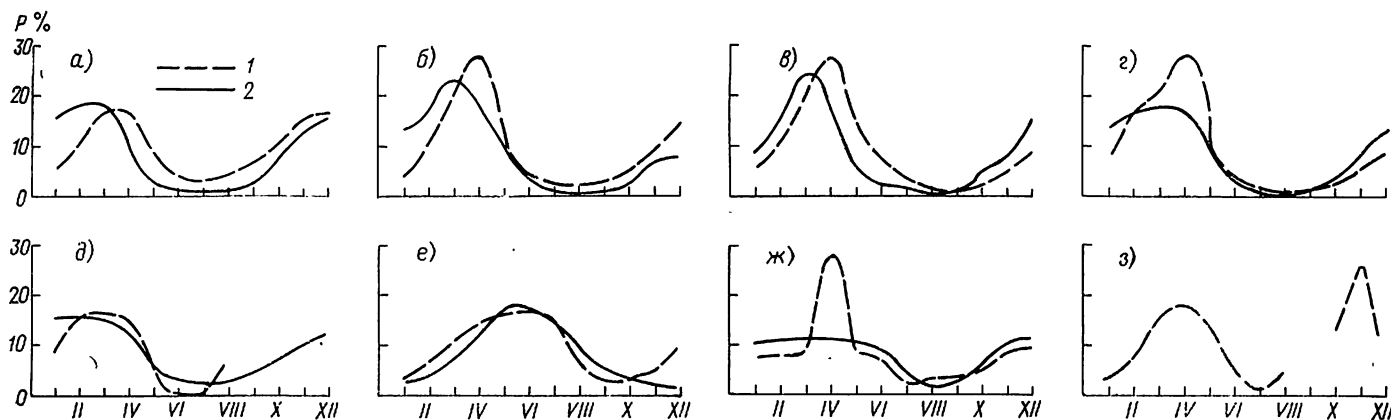


Рис. 2.30. Годовой ход повторяемости туманов (%) в различных районах моря и побережья.

Районы: а — северо-западный; б — западный; в — Апшеронский; г — юго-западный; д — северо-восточный; е — восточный; ж — юго-восточный; з — центральный.  
1 — открытое море; 2 — береговые гидрометеостанции.

усиленными постоянными однонаправленными барическими потоками, туманы, образующиеся над областью холодных вод на море, выносятся на побережье. Справедливость этого подтверждается и тем фактом, что наибольшее число туманов здесь образуется в вечерние, ночные и утренние часы, когда дуют морские бризы. С поворотом ветра на береговой и усилением радиационного прогрева туманы рассеиваются.

Суточный ход туманов радиационного происхождения тесно связан с ходом температуры и относительной влажности, но и адвективные туманы, как показано выше, которые перемещаются под действием периодических местных потоков воздуха, имеют четко выраженный суточный ход (рис. 2.31).

На большей части территории туманы в основном наблюдаются в предутренние и утренние часы, в период полного затишья или слабых (1—3 м/с) ветров, при понижении температуры перед восходом солнца. На северном побережье на долю таких туманов в теплое полугодие приходится 55—65 % всех туманов. Рассеяние туманов происходит днем после восхода солнца при некотором повышении температуры и усилении ветра. Минимум повторяемости падает на послеполуденное время. На севере (Ганюшкино, Астрахань) туманы в послеполуденное время вообще не наблюдаются.

Наибольшая суммарная за год продолжительность туманов характерна, как правило, для мест с наибольшей повторяемостью туманов. Это западный и северо-восточный районы побережья, где средняя суммарная продолжительность туманов составляет 200—280 ч в год. Около 100—125 ч в год составляет суммарная продолжительность туманов в районе Бекдаша — Куули-Маяка и на ленкоранском побережье. Минимальная годовая суммарная продолжительность туманов (35—37 ч) отмечена в Апшеронском районе и в Краснодарске.

(Астара) туманов такой длительности несколько меньше (50—55 %). На большей части побережья продолжительность 95 % всех туманов не превышает 12 ч, остальные 5 % приходятся на туманы продолжительностью свыше 12 ч. Наиболее длительны туманы в юго-западном районе, где на туманы продолжительностью до 12 ч приходится 74 %, 14—17 % составляют туманы продолжительностью от 12 до 24 ч и 8—12 % — туманы от одних до двух суток и более.

Наибольшая продолжительность одного тумана может достигать трех суток и более, причем туманы, существующие более двух суток, можно наблюдать и в местах повышенного туманообразования (Махачкала, Дербент) и там, где туманообразование менее вероятно (Сумгаит, Баку).

Средняя продолжительность одного тумана на большей части побережья в холодное время года больше, чем в теплое, хотя и незначительно (1—1,2 ч). В районе Кендерли — Куули-Маяка наибольшей длительностью отличаются адвективные

Таблица 2.29

Среднее и максимальное число дней ( $X$ ) с туманами

Станция	$X_{\max}$		$X_{\text{ср}}$
	число дней	год	
Ганюшкино	52	1957	14,8
Астрахань	48	1957	30,6
Каспийский	40	1955	14,1
Махачкала	52	1956	34,3
Дербент	52	1952	29,6
Сумгаит	30	1952	13,6
Астара	32	1954	16,8
Забурунь	38	1957	13,7
Гурьев	31	1957	17,0
Форт-Шевченко	60	1952	32,0
Бекдаш	62	1952	38,0
Челекен	36	1963	20,1

туманы, образующиеся в теплую половину года в районах выхода аномально холодных вод.

Для западного побережья характерно преобладание радиационных туманов, образующихся при штилевой или маловетренной (1—2 м/с) погоде, причем их количество возрастает с севера на юг. Если в северо-западном районе повторяемость ра-

колеблется от 39 % на севере до 26 % на юге побережья.

В северо-восточной части Среднего Каспия туманы чаще всего наблюдаются при северных и северо-восточных ветрах, в юго-восточном районе — при северо-западных и юго-восточных. В восточном районе (Бекдаш) преобладающим направлением

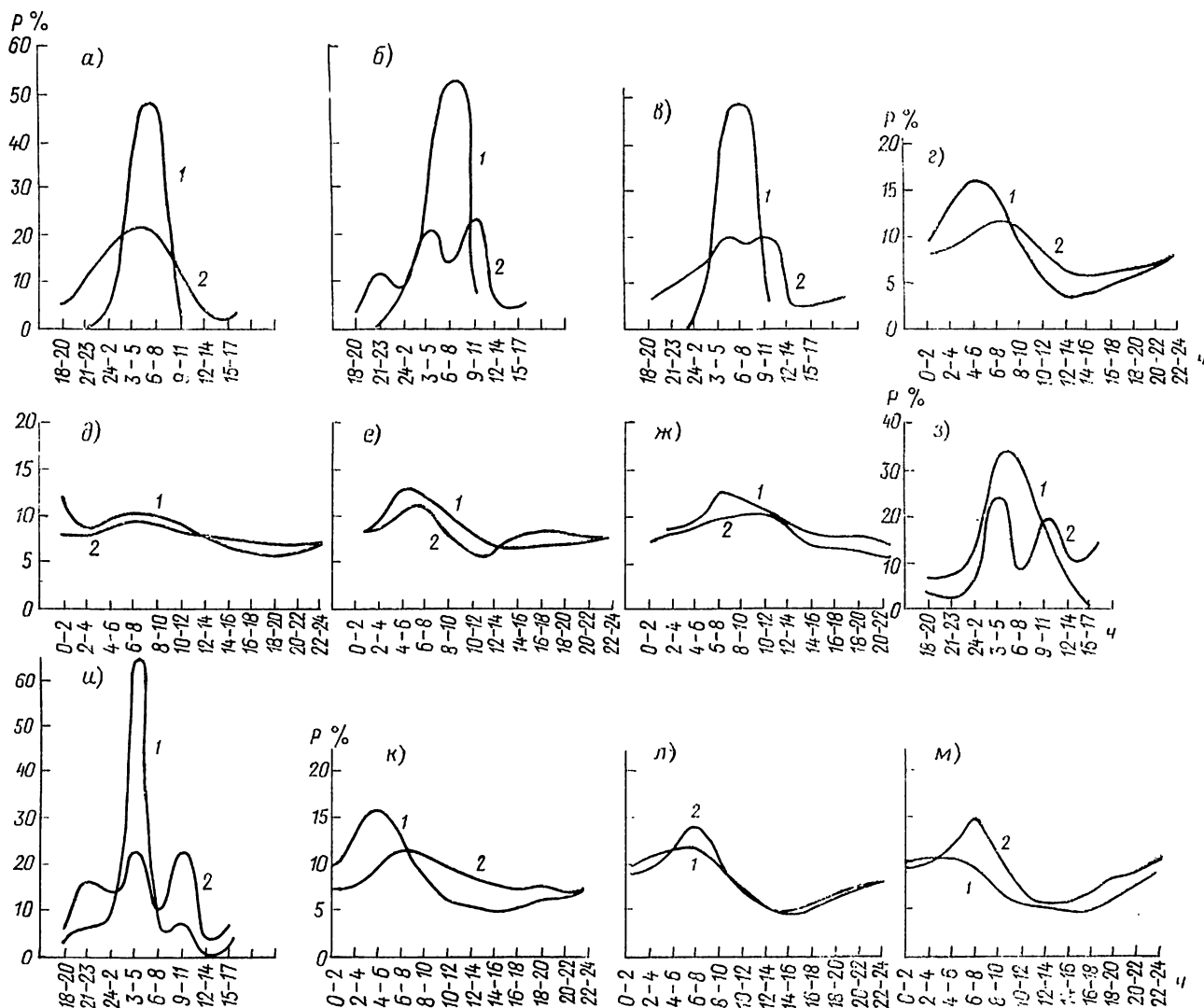


Рис. 2.31. Среднеголетняя повторяемость туманов (%) в течение суток.

а — Астрахань; б — Ганюшкино; в — Каспийск; г — Махачкала; д — Сумгаит; ж — Астара; з — Забурунье; и — Гурьев; к — Форт-Шевченко; л — Бекдаш; м — Челекен.

1 — теплый период; 2 — холодный период.

диационных туманов составляет около 40 %, то в западном районе (Дербент) их количество увеличивается до 64 %. В юго-западном районе радиационные туманы составляют подавляющее большинство (73 %).

Адвективные и адвективно-радиационные туманы в северо-западном и западном районах отмечаются чаще при господствующих здесь северо-западных и юго-восточных ветрах.

В Апшеронском районе туманы чаще всего сопровождаются северными и северо-западными ветрами, а на юго-западном побережье — юго-восточными.

Для восточного побережья характерно преобладание адвективных и адвективно-радиационных туманов. Количество радиационных туманов здесь

ветра (29 %), при котором образуются туманы, является северо-западное. Механизм образования туманов в этом районе и их распределение было показано выше.

Чаще всего туманы наблюдаются при ветре 3—5 м/с. Редко туманы сопровождаются ветрами более 10 м/с. Однако на западном побережье и в северо-восточном районе отмечены случаи туманов при ветрах 20 м/с и более.

Диапазон температур воздуха, при котором может образоваться туман, также довольно широк: от  $-30^{\circ}\text{C}$  (Забурунье, Гурьев) до  $30^{\circ}\text{C}$  (восточное побережье) (табл. 2.30).

Туманы при отрицательных температурах воздуха могут наблюдаться повсеместно, однако чаще всего (35—60 %) на севере и крайнем северо-во-

Таблица 2.30

## Повторяемость (%) различной температуры воздуха при начале тумана

Станция	Температура воздуха, °С																Всего туманов	
	-32...-28	-27...-24	-23...-20	-19...-16	-15...-12	-11...-8	-7...-4	-3...-1	0-3	4-7	8-11	12-15	16-19	20-23	24-26	27-30	хол. период	тепл. период
Ганюшкино	0,4	—	0,2	0,2	2,0	5,0	11,4	18,5	33,4	13,7	7,6	4,0	2,2	0,2	0,4	0,8	37,7	62,3
Астрахань	—	—	0,1	0,8	1,0	4,5	8,9	17,7	33,3	15,9	9,1	4,5	3,1	1,1	—	—	37,7	62,3
Каспийский	—	—	0,6	0,2	0,6	3,0	7,2	14,7	33,2	16,7	10,2	7,6	3,0	1,6	0,4	1,0	26,3	73,7
Махачкала	—	—	—	0,2	0,1	0,7	2,6	8,7	27,1	34,1	14,4	6,4	3,6	1,7	0,3	0,1	12,3	87,7
Дербент	—	—	—	—	—	0,1	0,3	4,1	12,8	46,0	20,2	10,2	4,8	1,2	0,3	—	4,5	95,5
Сумгаит	—	—	—	—	—	—	0,3	1,3	17,1	32,5	27,4	13,6	4,8	2,7	0,3	—	1,6	98,6
Астара	—	—	—	—	—	—	—	0,5	9,1	27,2	32,6	21,9	6,3	2,1	0,3	—	0,5	99,5
Забурунь	0,4	—	0,4	1,0	1,5	4,4	7,6	16,1	35,1	15,4	8,7	3,8	3,4	0,8	0,8	0,6	31,4	68,6
Гурьев	0,2	0,5	1,7	1,7	3,9	10,4	15,7	19,8	26,1	12,5	4,6	1,5	0,9	0,2	—	0,3	53,9	46,1
Форт-Шевченко	—	—	—	0,1	0,2	0,8	3,4	9,8	28,0	20,6	15,7	7,9	6,4	5,3	1,5	0,3	14,3	85,7
Бекдаш	—	—	—	—	—	—	—	1,1	2,8	11,2	17,6	15,8	23,9	21,8	5,0	0,8	1,1	98,9
Челскен	—	—	—	—	—	—	1,0	5,4	10,3	17,1	25,0	14,0	15,9	10,0	1,0	0,3	6,4	93,6

стоке (Гурьев), где зимние температуры устойчивы. Преобладающее же число туманов испарения формируется при температуре  $-3^{\circ}\text{C}$ , а для северного побережья — при температуре до  $-10^{\circ}\text{C}$ . В восточном районе (Бекдаш), где преобладают туманы теплого полугодия, 45 % всех туманов формируется при температуре  $16-23^{\circ}\text{C}$ .

По интенсивности туманы подразделяются на очень сильные (видимость менее 50 м), сильные (видимость 51—200 м), умеренные (видимость 201—500 м) и слабые (видимость 501—1000 м) (табл. 2.31).

Наиболее распространены на северном и восточном побережье умеренные туманы (40—50 %). Для западного побережья характерно увеличение сильных туманов (40—50 %). Наиболее туманоопасным является здесь район Махачкалы, где число очень сильных туманов составляет около 20 %. На восточном побережье выделяется район Бекдаша, где также увеличивается число очень сильных туманов (16 %).

Наблюдается связь между продолжительностью и интенсивностью туманов (табл. ПП.22, ПП.23). В большинстве случаев чем продолжительней туман, тем он интенсивнее.

Длительные (более 24 ч) туманы с видимостью, снижающейся в этот период до 50 м, относятся к стихийным явлениям. На побережье Каспия такие туманы бывают почти повсеместно, хотя и не часто.

**Гололедно-изморозевые образования.** На побережье Каспийского моря гололедно-изморозевые отложения — явление редкое, особенно в Среднем и Южном Каспии. Однако и здесь в исключительных случаях возможны обледенения, приносящие значительный ущерб.

На северном побережье изморозь образуется в 1,5 раза чаще, чем гололед. Среднее число дней с гололедом в этом районе колеблется в пределах 3—9, а число дней с изморозью — 8—13. На западном и восточном побережьях чаще возникает гололед, а изморозь на обширных территориях западного побережья не возникает вообще. Среднее число дней с гололедом на западном побережье колеблется от 8 (Махачкала) до 0 (Астара), а на

Таблица 2.31

## Повторяемость (%) минимальной горизонтальной видимости при тумане

Станция	Видимость, м			
	≤50	51—200	201—500	501—1000
Ганюшкино	10,5	29,3	41,2	19,0
Астрахань	12,4	35,6	42,0	10,0
Каспийский	8,7	43,2	31,3	16,8
Махачкала	20,6	25,2	34,6	19,6
Дербент	7,3	29,6	53,9	9,2
Сумгаит	5,2	44,3	41,7	8,7
Астара	6,1	45,4	40,4	8,1
Забурунь	9,8	35,1	31,3	23,8
Гурьев	7,2	34,2	43,0	15,6
Форт-Шевченко	9,6	31,2	44,2	15,0
Бекдаш	16,0	16,8	48,0	19,2
Челскен	4,7	31,0	49,3	15,0

востоке — от 2 (Форт-Шевченко) до 0 (Гасан-Кули).

В отдельные годы число дней с гололедно-изморозевыми отложениями может увеличиваться на севере, северо-западе и северо-востоке до 25—27 (табл. 2.32).

Гололедно-изморозевые отложения на северном побережье возникают с октября по апрель, на северо-восточном — с ноября—декабря по март. На юго-восточном побережье гололед возможен лишь

Таблица 2.32

## Среднее и максимальное число дней (X) с гололедно-изморозевыми отложениями

Станция	X <sub>max</sub>		X <sub>ср</sub>
	число дней	год	
Ганюшкино	45	1964	19,2
Астрахань	42	1952	20,2
Каспийский	57	1952	20,3
Махачкала	26	1969	10,5
Дербент	12	1954	2,6
Сумгаит	2	1950	0,2
Гурьев	29	1957	11,8
Форт-Шевченко	11	1950	2,3
Бекдаш	4	1969	0,4

Таблица 2.33

Повторяемость (%) гололедно-изморозевых отложений различной продолжительности ( $\tau$ ), средняя ( $\tau_{\text{ср}}$ ) и максимальная ( $\tau_{\text{max}}$ ) их продолжительность

Станция	$\tau$ ч							$\tau_{\text{max}}$		$\tau_{\text{ср}}$ ч
	>12	12—24	24—36	36—48	48—60	60—71	>72	ч	год	
Ганюшкино	69,8	17,0	4,9	3,1	1,1	1,6	2,5	281	1978	15,8
Астрахань	66,0	24,1	4,5	2,8	0,8	0,6	1,2	166	1960	12,6
Каспийский	65,8	23,8	5,2	1,3	0,4	0,4	3,1	159	1963	12,4
Махачкала	65,7	14,6	11,4	4,8	0,9	0,4	2,2	232	1969	15,4
Дербент	66,6	19,3	8,8	—	3,5	—	1,8	136	1950	12,7
Сумгаит	100	—	—	—	—	—	—	5	1950	2,6
Гурьев	80,6	16,1	0,6	0,6	0,9	0,6	0,6	106	1978	9,1
Форт-Шевченко	50,0	28,0	4,0	4,0	6,0	2,0	6,0	141	1968	22,6
Бекдаш	58,3	33,3	—	8,4	—	—	—	40	1952	11,3
Челекен	70,0	30,0	—	—	—	—	—	14	1959	8,6

зимой (декабрь—февраль), а в Апшеронском районе и южнее вероятность возникновения обледенения ограничивается самыми холодными месяцами (январь—февраль) (табл. ПИ.24, ПИ.25).

Появление гололеда и изморози происходит обычно на рассвете (около 3—6 ч) или вечером (около 22 ч), когда интенсивно понижается температура воздуха. При дневном повышении температуры гололед обычно разрушается (табл. ПИ.26).

Продолжительность периода обледенения зависит от сложных синоптических процессов, которые обуславливают сочетание влажной погоды с колебаниями температуры воздуха от положительной до отрицательной [247]. Обледенение может продолжаться от нескольких минут до нескольких суток. Опасность представляют гололедно-изморозевые отложения большой продолжительности (табл. 2.33).

Преобладающее число обледенений продолжается менее полусуток (65—100 %), реже — около суток (14—30 %). Продолжительность более трех суток отмечается лишь на побережьях Северного и Среднего Каспия и составляет 1—7 %. Наиболее длительные обледенения отмечены на севере (Ганюшкино — 281 ч) и северо-западе (Махачкала — 232 ч).

Температура воздуха при обледенении колеблется от 0 до  $-10^{\circ}\text{C}$  и ниже (табл. 2.34).

Максимальные отложения льда наиболее часто происходят при температуре от 0 до  $-4^{\circ}\text{C}$  на большей части территории.

Для кристаллической изморози характерны более низкие температуры. На Северном Каспии около трети обледенений происходит при температуре ниже  $-10^{\circ}\text{C}$ .

Ветер при обледенении на западном побережье Среднего Каспия и Апшероне чаще всего имеет северо-западное направление (50—100 %), на северном и северо-восточном побережье преобладают восточные и северо-восточные ветры. На юго-востоке гололедно-изморозевые отложения образуются преимущественно при юго-восточных ветрах. В 60—90 % случаев скорость ветра составляет 1—7 м/с (табл. 2.35). При штиле и больших скоростях ветра обледенения наблюдаются нечасто.

Таблица 2.35

Повторяемость (%) ветра с различной скоростью при гололедно-изморозевых отложениях

Станция	Скорость ветра, м/с						
	штиль	1—3	4—7	8—11	12—15	16—19	$\geq 20$
Ганюшкино	12,8	38,1	34,3	9,1	4,2	1,5	—
Астрахань	2,6	38,1	47,6	10,2	1,5	—	—
Каспийский	2,6	23,8	43,8	23,8	4,4	1,6	—
Махачкала	9,3	32,8	45,1	8,6	3,4	0,4	0,4
Дербент	16,4	41,0	32,8	6,6	1,6	1,6	—
Сумгаит	25,0	50,0	—	25,0	—	—	—
Гурьев	2,4	26,8	32,6	29,3	6,5	1,6	0,8
Форт-Шевченко	8,2	12,2	30,7	20,4	22,4	4,1	2,0
Бекдаш	—	16,7	75,0	8,3	—	—	—
Челекен	—	20,0	40,0	40,0	—	—	—

Таблица 2.34

Повторяемость (%) различной температуры воздуха в период максимальных гололедно-изморозевых отложений

Станция	Температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$						
	$\geq 0,1$	0,1... -1,9	-2,0... -3,9	-4,0... -5,9	-6,0... -7,9	-8,0... -9,9	$\leq -10$
Ганюшкино	1,1	21,4	15,3	13,2	9,9	8,9	30,2
Астрахань	1,6	17,7	18,6	15,2	10,2	8,8	27,9
Каспийский	6,7	35,0	18,4	13,6	8,4	6,2	11,7
Махачкала	14,6	39,5	21,7	10,4	5,4	3,8	4,6
Дербент	12,9	56,5	25,8	1,6	3,2	—	—
Сумгаит	—	50,0	50,0	—	—	—	—
Гурьев	2,0	19,5	12,8	15,4	7,8	7,3	35,2
Форт-Шевченко	—	21,4	21,4	14,3	14,3	14,3	14,3
Бекдаш	37,6	25,0	6,2	12,5	12,5	—	—
Челекен	60,0	40,0	—	—	—	—	—

### 2.7.4. Обильные осадки, грозы, град

**Обильные осадки.** Интенсивные и продолжительные осадки, которые наблюдаются на значительных площадях, затрудняют проведение различных строительных работ, ухудшают состояние дорог, вызывают формирование паводков, селей и наводнений, приводящих к большим разрушениям.

Обильными (значительными) считаются осадки, количество которых за 12 ч и менее превышает 12 мм при дожде и 5 мм при снеге.

Количество выпадаемых осадков зависит не только от характера, но и интенсивности взаимодействия воздушных масс, от их влаго- и теплосодержания, от особенностей рельефа, состояния подстилающей поверхности и др. [428, 456].

В целом для побережья Каспия зона максимальной частоты обильных осадков сосредоточена на юго-западе, в Ленкоранской низменности, где в среднем за год число дней с обильными осадками составляет 16 (табл. 2.36).

Зона минимальной повторяемости обильных осадков находится на восточном побережье, прилегающем к равнинным пустынным районам с малым влагосодержанием воздушных масс. Менее всего обильные осадки возможны в центральной части восточного побережья (Кендерли — Бекдаш).

Для северного и западного побережий характерен максимум числа дней со значительными осадками в весенние и осенние месяцы (рис. 2.32),

обильные осадки в этих районах могут наблюдаться в любое время года.

На северо-восточном и восточном побережьях обильные осадки возможны с марта по октябрь — ноябрь и только на юго-восточном — снова вероятно их выпадение в зимние месяцы. На северо-востоке и юго-востоке максимум значительных

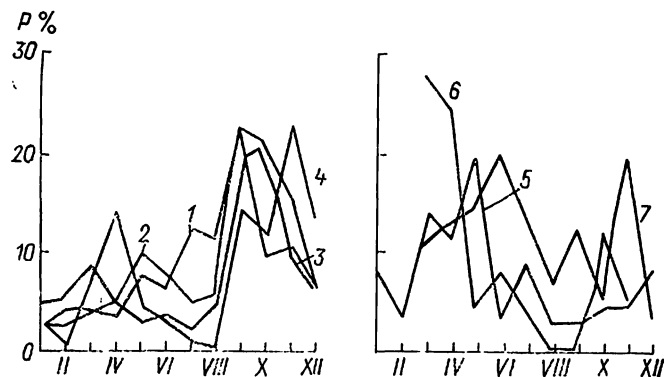


Рис. 2.32. Годовой ход повторяемости (%) значительных осадков.

1 — Махачкала; 2 — Дербент; 3 — Астара; 4 — Сумгаит; 5 — Форт-Шевченко; 6 — Бекдаш; 7 — Челекен.

Таблица 2.36

Среднее и максимальное число дней (X) с обильными осадками

Станция	X <sub>max</sub>		X <sub>ср</sub>
	число дней	год	
Ганюшкино	7	1954	2,7
Астрахань	8	1953, 1978	2,9
Каспийский	10	1953	3,5
Махачкала	8	1958, 1960	3,9
Дербент	10	1967	3,5
Сумгаит	5	1966	2,0
Астара	34	1980	16,2
Гурьев	6	1958	2,2
Форт-Шевченко	5	1965	1,6
Бекдаш	3	1965, 1966, 1977, 1979, 1980	0,8
Челекен	4	1955	1,1

осадков смещается на конец весны — начало лета, а в центральной части восточного побережья (Бекдаш) вероятность выпадения обильных осадков в теплое полугодие близка к нулю.

В юго-западном районе отмечается не только максимальная частота выпадения обильных осадков, но и наибольшее их количество (табл. 2.37).

Даже в летнее время, когда повторяемость обильных осадков в этом районе невелика, одноразовое выпадение может быть значительным (150—160 мм/сут).

Наименьшее суточное количество обильных осадков характерно для центральной части восточного побережья. Весной, в период наибольшей повторяемости обильных осадков в этом районе, их возможное максимальное количество не превышает 40 мм.

Наибольшей продолжительностью как ливневых, так и обложных осадков отличается юго-западный район, где средняя суммарная продолжительность ливневых осадков составляет около 40 ч, а обложных — более 200 ч в год.

Таблица 2.37

Максимальное количество обильных осадков (мм) по месяцам и за год

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
													мм	дата
Махачкала	18,0	15,2	24,1	33,2	27,1	69,5	36,4	35,5	41,3	45,2	74,5	39,5	74,5	XI 1974
Дербент	20,0	16,1	31,6	54,8	47,6	26,9	67,6	32,8	75,0	50,9	51,8	29,6	75,0	IX 1980
Сумгаит	31,8	13,8	20,7	75,3	39,4	27,5	24,5	13,0	51,7	29,4	41,6	25,0	75,3	IV 1960
Астара	52,8	53,1	93,2	37,9	42,5	154,0	161,6	207,2	204,4	122,9	228,3	62,4	228,3	XI 1955
Форт-Шевченко	—	—	24,2	33,2	64,2	73,7	36,3	40,0	19,7	17,5	18,6	—	73,7	VI 1967
Бекдаш	26,4	—	32,0	37,4	20,9	15,5	17,7	—	—	—	—	—	37,4	IV 1973
Челекен	21,2	28,0	36,0	20,2	55,9	93,3	37,6	21,5	13,9	19,4	22,8	14,9	93,3	VI 1969

Примечание. Тире означает, что обильных осадков за исследуемый период в данном месяце не наблюдалось.



Таблица 2.38

Средняя и максимальная интенсивность ( $I$ ) значительных осадков

Станция	Период	$I_{\max}$		$I_{\text{ср}}$ мм/сут
		мм/сут	год	
Ганюшкино	IV—IX	29,8	1962	6,7
	X—III	16,7	1980	4,3
Астрахань	IV—IX	10,2	1954	3,6
	X—III	19,1	1953	1,8
Каспийский	IV—IX	12,6	1952	4,7
	X—III	6,5	1975	1,7
Махачкала	IV—IX	22,5	1972	3,6
	X—III	4,1	1969	1,7
Дербент	IV—IX	11,3	1977	2,3
	X—III	9,6	1969	1,6
Сумгаит	IV—IX	13,2	1968	1,7
	X—III	4,2	1980	1,1
Астара	IV—IX	7,9	1961	3,3
	X—III	5,0	1955	2,6
Гурьев	IV—IX	84,0	1973	8,5
	X—III	14,0	1969	1,7
Форт-Шевченко	IV—IX	16,6	1975	3,0
	X—III	6,2	1979	0,6
Бекдаш	IV—IX	7,0	1972	1,3
	X—III	6,2	1978	0,8

Средняя продолжительность обильных осадков на севере Каспия находится в пределах 5—6 ч для ливневых и 25—30 ч для обложных осадков.

Восточное побережье и степные районы западного являются областями наименьшей продолжительности осадков любого вида: средняя суммарная продолжительность ливневых осадков здесь не превышает 1,2—2,4 ч; средняя продолжительность обложных осадков колеблется в пределах 6,5—8 ч для восточного побережья и 19 ч для центрального района западного побережья.

Не менее важной характеристикой обильных осадков является их интенсивность. Особенности пространственного распределения интенсивности осадков представлены в табл. 2.38.

Повышенные значения  $I_{\text{ср}}$  приходятся в теплый период на северное, северо-западное и юго-западное побережья ( $I_{\text{ср}} > 3,0$  мм/сут). На остальной части побережья интенсивность осадков не превышает 1,7 мм/сут. Для холодного периода характерна несколько повышенная интенсивность на севере ( $I_{\text{ср}} > 4$  мм/сут) и юго-западе ( $I_{\text{ср}} = 2,5$  мм/сут). Наименьшей интенсивностью отличаются зимние осадки на востоке ( $I_{\text{ср}} \geq 0,6 \dots 0,8$  мм/сут). В остальных районах интенсивность

осадков в холодный сезон не превышает 1,1—1,7 мм/сут.

**Грозы.** Грозы на побережье Каспийского моря случаются нечасто. На западном побережье они обычно возникают при вторжениях холодного воздуха с севера и северо-запада, сопровождаемых прохождением холодного фронта.

В течение всего года, особенно весной, развитие грозовой деятельности наблюдается и в теплых фронтах при смещении южных циклонов на юго-восток. Чаще всего в этих условиях грозы возникают в горных и предгорных районах.

На восточном побережье грозы бывают при вторжениях холодных воздушных масс с запада и северо-запада или при малоподвижных циклонах с холодной тропосферной ложбиной.

Распределение среднегодового числа дней с грозами позволяет выделить районы с более активной грозовой деятельностью. Это прежде всего северо-западный район, где в среднем бывает 13—15 дней в году с грозами, а также юго-западный район со среднегодовым числом дней с грозами от 17 до 20 (табл. 2.39).

Наименее подвержен грозовой деятельности на западном побережье Апшеронский полуостров (5 дней в году). На восточном побережье среднее число дней с грозами убывает от 6—7 в северо-восточном и восточном районах до 3 дней в юго-восточном.

Приведенная картина распределения гроз дает основание утверждать, что помимо атмосферных условий существенное влияние на грозовую деятельность оказывает рельеф местности.

На гористых берегах (Махачкала, Астара) наблюдается усиление грозовой деятельности, поскольку на них происходит вынужденное поднятие воздуха, приносимого с моря, что способствует образованию кучевой облачности.

По характеру повторяемости числа дней с грозой во времени и пространстве в исследуемом регионе можно выделить три типа гроз (рис. 2.33).

Тип I—грозовая деятельность наблюдается только в теплую половину года (апрель—октябрь). Распределение годового числа дней с грозой симметричное, с максимумом в июле и минимумом в апреле и октябре. При этом необходимо отметить, что на июль в среднем приходится третья часть случаев с грозой. По первому типу грозовая деятельность развивается на северо-западном, северном и северо-восточном побережьях Каспия.

Таблица 2.39

## Среднее число дней с грозой

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Астрахань	—	—	—	0,1	1,1	1,4	1,8	0,8	0,6	—	—	—	5,8
Каспийский	0,03	—	—	0,03	1,2	2,6	2,4	1,7	0,9	0,06	—	—	8,9
Махачкала	—	—	—	0,1	1,4	4,0	4,1	3,4	1,7	0,2	—	—	14,9
Дербент	—	—	—	0,1	0,9	2,0	2,2	2,1	0,7	0,2	0,03	—	8,4
Сумгаит	—	—	0,03	0,2	0,8	1,4	0,6	0,8	0,7	0,3	0,06	0,03	5,0
Астара	—	0,06	0,3	1,7	3,9	3,0	0,7	0,9	1,3	1,2	0,2	0,06	13,3
Забурунье	—	—	—	0,06	1,1	2,2	3,0	1,4	0,4	0,03	—	—	8,2
Пешной	—	—	0,03	0,06	0,9	1,4	1,8	1,0	0,3	0,2	—	—	5,7
Форт-Шевченко	—	—	—	0,1	0,4	0,9	1,0	0,8	0,8	0,1	0,03	—	4,2
Бекдаш	0,06	—	0,2	0,2	0,7	0,8	0,9	1,3	0,6	0,5	0,2	—	5,5
Челекен	—	0,06	0,2	0,03	0,7	1,2	0,4	0,2	0,6	0,5	0,2	0,3	4,5

Тип II — грозовая деятельность может наблюдаться в течение всего года. Распределение годового числа дней с грозой двухвершинное с основным максимумом в конце весны — начале лета (май — июнь) и вторичным осенним максимумом (сентябрь — октябрь). Минимум грозовой деятельности отмечается зимой и в середине лета (июль).

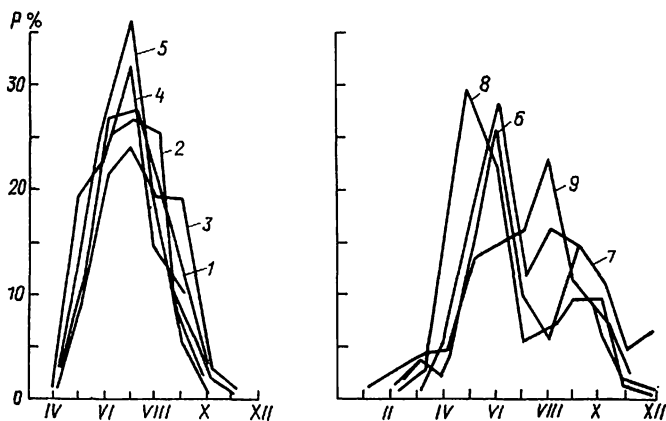


Рис. 2.35. Повторяемость (%) числа дней с грозой по месяцам.

1 — Махачкала; 2 — Дербент; 3 — Форт-Шевченко; 4 — Астрахань; 5 — Забурунье; 6 — Сумгаит; 7 — Челекен; 8 — Астара; 9 — Бекдаш.

По второму типу распределение грозовой деятельности происходит в Апшеронском, юго-западном и юго-восточном районах.

Тип III грозовой деятельности свойствен восточному району Среднего Каспия (Бекдаш). Грозы

здесь также могут отмечаться весь год, достигая максимума летом (в августе 23%), минимума — зимой. Отчетливо обнаруживается правая асимметрия распределения среднегодового числа дней с грозами.

На равнинных территориях западного побережья грозы наиболее часто наблюдаются между 14 и 16 ч. В юго-западном районе моря они наиболее вероятны в ночные часы. Для пустынных и полупустынных районов восточного побережья характерен суточный ход гроз с двумя максимумами: один в ночные часы, другой — в 12—15 ч.

Максимальная продолжительность гроз отмечается при прохождении хорошо развитых фронтальных разделов [241].

В табл. 2.40 приведены данные о средней суммарной продолжительности гроз по месяцам.

Среднегодовая продолжительность в общем имеет то же распределение, что и среднее число дней с грозой. Максимальная среднегодовая продолжительность грозы наблюдается в северо-восточном и юго-западном районах, минимальная на юго-востоке. В отдельные годы суммарная продолжительность гроз в Астаре, районе наиболее активной грозовой деятельности, может достигать 50 ч.

Если рассматривать каждый день с грозой в отдельности, то в среднем продолжительность одной грозы почти повсеместно составляет 1,1—1,6 ч. Грозы такой продолжительности составляют 79—90% всех случаев, а в Челекене около 80% всех гроз продолжаются не более часа (табл. 2.41).

Таблица 2.40

Средняя суммарная продолжительность гроз (ч)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Астрахань	—	—	—	0,3	0,6	0,5	1,1	0,6	1,0	—	—	—	4,1
Каспийский	—	0,3	—	1,4	1,4	1,2	1,2	1,1	1,1	2,0	—	—	9,7
Махачкала	—	—	—	0,1	2,0	5,6	6,1	5,0	2,9	0,3	—	—	22,0
Дербент	—	—	—	0,1	1,1	4,1	2,6	3,4	1,4	0,2	0,03	—	13,2
Сумгаит	—	—	0,01	0,1	0,8	1,7	0,4	1,2	1,0	0,3	0,02	0,02	5,6
Астара	—	0,03	0,2	1,8	6,5	5,6	0,7	1,4	2,4	1,9	0,5	0,06	20,6
Забурунье	—	—	—	1,3	2,2	2,4	3,0	2,4	3,4	0,1	—	—	14,8
Пешной	—	—	0,2	0,3	1,3	1,2	2,1	1,3	1,2	0,3	—	—	7,9
Форт-Шевченко	—	—	—	0,2	0,6	1,1	1,6	0,8	1,0	0,03	0,01	—	5,4
Бекдаш	0,1	—	0,5	0,3	1,1	0,8	1,6	2,0	0,8	0,6	0,2	—	8,1
Челекен	—	0,02	0,1	0,06	0,4	1,0	0,4	0,5	0,5	0,1	0,2	0,3	3,3

Таблица 2.41

Повторяемость (%) гроз различной продолжительности ( $\tau$ ) и максимальная ( $\tau_{\max}$ ) их продолжительность

Станция	$\tau$ ч											$\tau_{\max}$	
	<1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	>10	ч	дата
Астрахань	58,6	27,1	9,9	2,2	1,6	0,6	—	—	—	—	—	5,5	VI 1978
Каспийский	43,0	35,0	14,8	4,3	2,2	0,7	—	—	—	—	—	5,4	VI 1973
Махачкала	46,4	33,2	11,2	5,5	3,1	0,6	—	—	—	—	—	5,8	IX 1963
Дербент	33,3	46,7	12,3	6,5	0,4	0,4	0,4	—	—	—	—	6,8	VI 1953
Сумгаит	61,4	25,5	6,2	3,4	2,1	0,7	—	0,7	—	—	—	7,7	IX 1966
Астара	53,8	23,6	9,0	7,4	2,9	1,3	0,5	0,5	—	—	0,5	17,5	VI 1978
Забурунье	3,1	40,8	19,2	13,7	9,4	3,1	3,9	2,4	1,6	1,2	1,6	18,1	VIII 1973
Пешной	37,7	34,3	13,1	6,9	2,9	1,7	1,7	1,7	—	—	—	7,5	VII 1979
Форт-Шевченко	62,5	17,2	7,8	7,8	2,3	—	1,6	0,8	—	—	—	7,8	VIII 1968
Бекдаш	56,2	20,7	11,2	7,1	1,8	0,6	0,6	1,8	—	—	—	7,6	VIII 1963
Челекен	79,4	13,7	3,8	1,5	0,8	0,8	—	—	—	—	—	6,0	VI 1952

Повторяемость (%) числа дней с градом по месяцам

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Астрахань	—	—	—	21,4	28,7	7,1	7,1	—	14,3	14,3	7,1	—
Каспийский	—	8,3	—	8,3	16,7	33,4	8,3	8,3	—	2,7	—	—
Махачкала	—	—	—	—	28,5	14,3	14,3	14,3	14,3	—	—	—
Дербент	—	—	—	25,0	25,0	25,0	—	—	—	25,0	—	—
Сумгаит	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
Астара	—	14,3	28,6	14,3	28,6	—	—	—	—	7,1	—	7,1
Забурунье	—	—	—	—	33,6	16,6	16,6	16,6	16,6	—	—	—
Пешной	—	—	—	16,7	16,7	33,3	33,3	—	—	—	—	—
Форт-Шевченко	—	—	—	—	16,7	—	—	—	33,3	50,0	—	—
Бекдаш	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Челекен	10,0	30,0	10,0	10,0	—	—	—	—	—	—	20,0	20,0

Максимальная продолжительность одной грозы на восточном побережье составляет от 7,5—8 ч на севере до 6 ч на юге. На западном побережье наиболее длительные грозы отмечены в Астаре (17,5 ч весной 1978 г.), а на северном — в Забурунье (18,1 ч летом 1973 г.)

На большей части западного побережья наиболее продолжительные грозы отмечаются в послеполуденное время (12—18 ч) и в часы до полуночи (18—24 ч). На Апшероне и на восточном побережье Каспия наиболее продолжительными являются ночные грозы.

**Град.** Отличие физико-географических условий различных районов побережья создает некоторое разнообразие в активности градовых процессов.

В северо-восточном и северо-западном районах град выпадает преимущественно в теплую половину года, в южных районах град возможен в любое время года, однако его повторяемость невелика.

В низменных районах западного побережья и на полупустынном восточном побережье град не выпадает по три-четыре десятилетия.

Среднее число дней с градом на побережье составляет от 0,03—0,06 (Дербент, Остров Артема,

Бекдаш и др.) до 0,2—0,4 дня (Астрахань, Каспийский, Махачкала, Астара, Форт-Шевченко и др.), а наибольшее — 1—3 дня за год. Такая слабая градовая деятельность вызвана общей сухостью воздуха и небольшой повторяемостью синоптических процессов, стимулирующих конвекцию.

Повторяемость числа дней с градом по всему побережью Каспия весьма устойчива и сравнительно мало меняется от года к году. На большинстве станций (табл. 2.42) наиболее градоопасны весенние и летние месяцы, в восточном и юго-восточном районах град выпадает в основном зимой.

Выпадение града обычно продолжается от нескольких минут до четверти часа (повторяемость 70—100 %). Если же пренебречь перерывами в 10—15 мин, то можно обнаружить случаи, когда выпадение града продолжается до 1 ч и более. Так, в Астаре 2 марта 1965 г. зафиксирована продолжительность града в 144 мин.

Выпадение града происходит преимущественно в послеполуденные и вечерние часы. Градобития обычно сопровождаются шквальным ветром, а местами ливневыми осадками.

### 3. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ

#### 3.1. Температура воды Северного Каспия

##### 3.1.1. Изученность термического режима

В работах Е. Г. Архиповой, В. А. Любанского и Л. П. Резниковой [20], О. И. Шереметевской [440], Д. Н. Катунина и П. И. Хрипунова [199] детально изучены термические условия Северного Каспия за разные отрезки времени. Установлено, что процессы нагревания и охлаждения морских вод в Северном Каспии протекают более интенсивно у восточного побережья, чем у западного; что Уральская бороздина является очагом тепла осенью и холода весной; что температура воды в Северном Каспии характеризуется значительной многолетней изменчивостью.

Оценена роль климатических и антропогенных факторов в изменениях температуры воды в Северном Каспии. В работах Е. Г. Архиповой [13], М. С. Потайчук [315] для различных периодов времени проведен расчет изменений температуры при падении и повышении уровня моря от 1 до 5 м, который показал, что наибольшие изменения в температурных фазах происходят в мелководных районах.

Н. А. Скриптунов [369] подтвердил, что отмелое взморье Волги с глубинами менее 1 м весной и летом служит своеобразным «нагревателем», а осенью — «охладителем», и тепловое влияние Волги и Урала ограничивается зоной отмелого взморья.

Т. И. Пармузина [299] оценила изменчивость температурного поля в Северном Каспии путем расчета среднеквадратических отклонений  $\sigma$  температуры воды по одноградусным квадратам и показала, что наибольшая изменчивость температуры воды наблюдается в апреле, когда  $\sigma = 3^\circ\text{C}$ .

А. Н. Косарев [223] дал подробную характеристику поля температуры воды на поверхности Северного Каспия во все сезоны года, рассмотрел изменчивость температуры по вертикали, а также особенности гидрологических условий в районе кромки льда.

Интересные результаты были получены группой авторов [108]. Они обобщили материалы гидрологических съемок в районе кромки льда за 1965—1970 гг. и установили, что в этом районе, представляющем собой фронтальную зону, происходят резкие изменения гидрометеорологических характеристик: уменьшение температуры воздуха и воды, повышение солёности и содержания кислорода. Кроме того, был исследован процесс сползания охлажденных и уплотненных морских вод в глубинные слои Среднего Каспия.

При исследовании многолетних изменений температуры воды [314, 339] авторами были установлены связи с типами атмосферной циркуляции и солнечной активностью не только этой характеристики, но и температуры воздуха, осадков и ледо-

витости Северного Каспия. В многолетних колебаниях гидрометеорологических параметров были выделены циклы в 2—3, 4—6 и 10—11 лет.

##### 3.1.2. Используемые материалы и методика обработки

Распределение температуры воды в Северном Каспии отличается большой изменчивостью. Это определяется мелководностью акватории, разнообразием физико-географических условий, сложностью динамических процессов при смешении морских и речных вод, а также особенностями теплообмена с атмосферой и влиянием адвекции морских вод из Среднего Каспия.

Для характеристики изменчивости температуры воды в открытом море были использованы наблюдения на пяти вековых и одном стандартном разрезе за 1958—1983 гг., отличающихся однородностью материала. Для каждой гидрологической станции на поверхностном и придонном горизонтах рассчитывались следующие статистические характеристики: среднеарифметическое значение ( $T_w$ ), среднеквадратическое отклонение ( $\sigma$ ), коэффициент вариации ( $C_v$  %), экстремальные значения ( $T_{w\max}$ ,  $T_{w\min}$ ) и размах колебаний ( $R$ ).

Все перечисленные характеристики были рассчитаны для трех сезонов: весны, лета, осени и представлены в виде схем распределения для поверхностного и придонного горизонтов, а также в виде вертикальных разрезов.

Кроме того, были привлечены еще четыре точки в районах с малым количеством наблюдений, а также данные по температуре воды на ст. Астраханский приемный плавмаяк (рис. 3.1). Для устранения влияния годового хода вводились поправки на приведение температуры воды к середине сезона, после чего эмпирическая плотность распределения температуры воды приблизилась к нормальной.

Для характеристики изменчивости температуры воды в прибрежной зоне были рассчитаны ее статистические характеристики за этот же период для пяти гидрометеорологических станций: Искусственный остров, Пешной, Остров Тюлений, Остров Кулалы и Форт-Шевченко.

##### 3.1.3. Суточные изменения температуры воды

Для характеристики суточных изменений температуры воды были использованы данные срочных наблюдений на станциях Остров Тюлений, Остров Кулалы, Пешной, Искусственный остров и Астраханский приемный плавмаяк, а также данные наблюдений на многосуточных станциях III<sup>б</sup>, VII, V и XIV (рис. 3.1).

Анализ данных показал, что максимальный суточный размах колебаний температуры наблюдается в период интенсивного прогрева и осеннего охлаждения (табл. 3.1). Так, в районе о. Кулалы максимальный суточный размах отмечается в апреле—мае ( $2,7$ — $3,1^\circ\text{C}$ ) и в сентябре ( $2,0$ — $2,1^\circ\text{C}$ ).

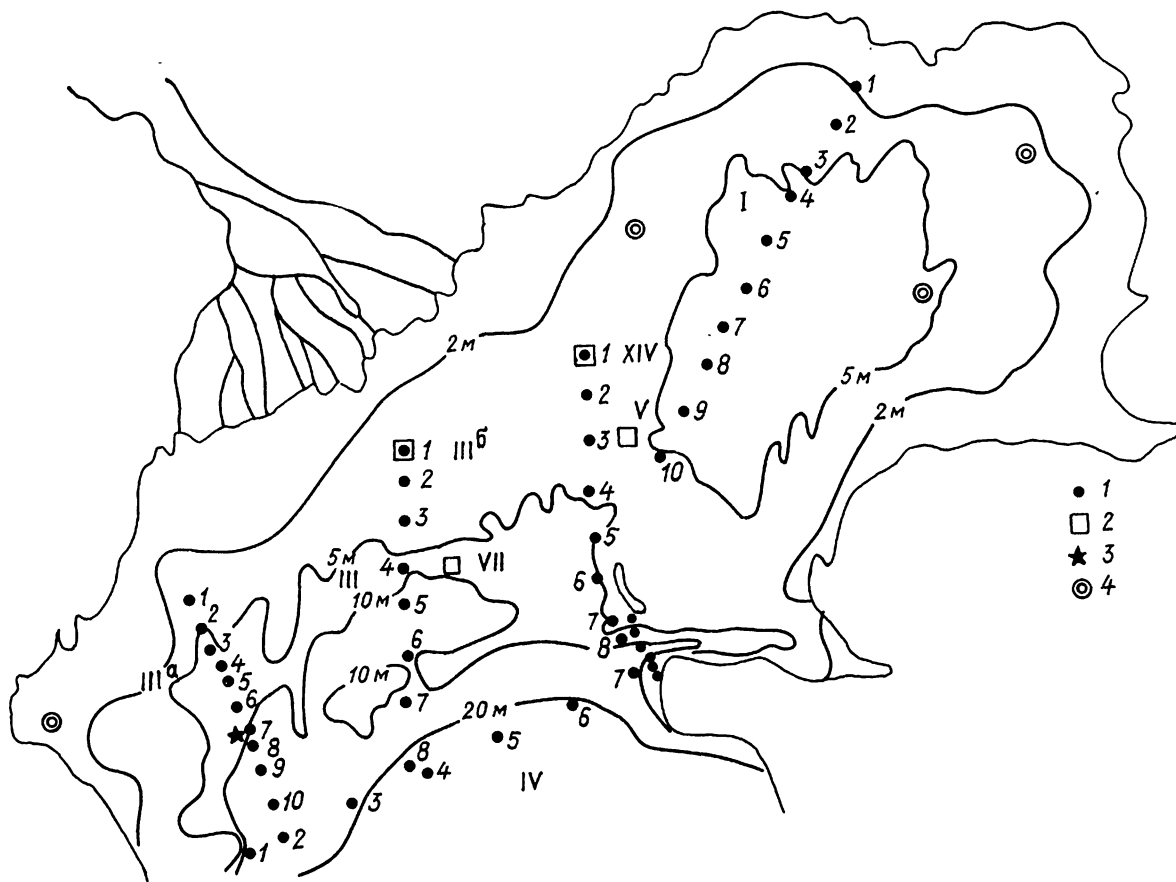


Рис. 3.1. Схема расположения станций и дополнительных точек в Северном Каспии.

1 — станции «вековых» разрезов; 2 — многосуточные станции; 3 — Астраханский приемный плавмак; 4 — дополнительные станции.

Таблица 3.1

Среднемесячный суточный размах температуры воды (°C)

Станция	I	IV	VII	X
Искусственный остров	0,1	4,5	2,0	1,9
Остров Тюлений	0,3	3,7	3,2	2,4
Пешной	0,0	1,3	1,2	0,6
Остров Кулалы	-0,1	2,7	3,0	1,8
Форт-Шевченко	0,05	1,0	1,5	0,7

Летом и зимой он уменьшается, в феврале и марте достигает минимальных значений и зависит от глубины района наблюдений, которая и определяет интенсивность прогрева и охлаждения воды. Так, на ст. Астраханский приемный плавмак, расположенной на свале глубин, максимальная суточная разность температуры воды в мае составляет 3,2°C, в мелководных районах 4,5°C [369], а на отмеле взморье с глубинами до 0,5 м размах в тихие дни достигает 7,6°C [369]. Следует отметить, что в яс-

Таблица 3.2

Статистические характеристики изменчивости суточной температуры воды на многосуточных станциях

Станция, горизонт	IV			V			VI			VII		
	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$
III <sup>б</sup> , 0 м	12,4	1,9	16	—	—	—	23,4	2,7	11	26,5	2,9	11
V, 0 м	10,9	2,6	24	18,7	0,7	4	22,9	1,2	5	27,5	1,1	4
XIV, 0 м	12,7	1,5	12	20,5	2,6	13	23,1	1,0	4	26,9	1,0	4
VII, 0 м	10,7	2,5	24	17,9	3,0	17	22,4	1,7	8	25,3	1,8	7
5 м	10,4	2,6	25	17,1	2,9	17	21,6	1,3	6	24,6	2,1	8
Станция, горизонт	VIII			IX			X			XI		
	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$	$\bar{T}_w$	$\sigma$	$C_v$
III <sup>б</sup> , 0 м	—	—	—	14,5	0,6	4	10,4	1,0	10	—	—	—
V, 0 м	—	—	—	16,2	1,5	9	12,3	1,7	14	—	—	—
XIV, 0 м	—	—	—	15,8	1,4	9	13,1	1,4	12	—	—	—
VII, 0 м	25,4	1,0	4	15,2	0,3	2	12,6	1,4	11	8,8	1,8	20
5 м	25,4	1,1	4	14,9	0,3	2	12,7	1,4	11	8,5	1,2	21

Экстремальные значения температуры воды

Температура	Остров Тюлений	Остров Кулалы	Искусственный остров	Пешной
Максимальная	39,7	33,7	35,1	30,5
Минимальная	-1,9	-1,7	-0,3	-0,3

ные солнечные дни суточные разности температуры воды значительно возрастают, а в пасмурную погоду с сильными ветрами они малы и составляют десятки доли градуса.

Среднеголетние изменения температуры воды от суток к суткам в разные месяцы представлены в табл. 3.2. Статистические характеристики ( $\bar{T}_w$ ,  $\sigma$  и  $C_v$ ) рассчитывались на многосуточных станциях для поверхностного и придонного горизонтов. На многосуточных станциях XIV, V и III<sup>б</sup>, расположенных на мелководье, изменения температуры воды на поверхности и на горизонте 3 м одинаковы. На станции VII они отличаются, так как здесь на горизонте 5 м вода имеет другие характеристики.

Наибольшая межсуточная изменчивость температуры воды отмечается в апреле—мае и октябре—ноябре. Исключение составляет станция III<sup>б</sup>, на которой максимальная изменчивость отмечается в июле. Это, по-видимому, объясняется влиянием волжского стока.

#### 3.1.4. Сезонные изменения температуры воды

Исследование сезонной изменчивости температуры воды проводилось по данным гидрометстанций Остров Тюлений, Остров Кулалы, Искусственный остров, Пешной и Форт-Шевченко. Для каждой станции были вычислены среднеголетние (1960—1983 гг.) значения температуры воды для всех месяцев года, построены кривые годового хода, по которым затем определены количественные характеристики годовых изменений температуры (табл. 3.3).

Наиболее ранний переход температуры воды через среднегодовое значение отмечается на мелководных станциях: Искусственный Остров, Остров

Тюлений, Остров Кулалы, а на станциях Форт-Шевченко и Пешной несколько позже. Осенний переход, наоборот, отмечается сначала на ст. Пешной, а затем у западного побережья.

Температура воды на поверхности имеет значительный сезонный ход, ее среднегодовые значения в прибрежных районах возрастают с севера на юг на 0,8—1,0°C и с востока на запад на 0,6—1,2°C. Наибольшие различия в температуре воды между западным и восточным побережьями отмечаются в апреле и октябре (табл. 3.4).

Минимальные значения среднемесячной температуры воды отмечаются в январе—феврале (-0,3, -0,7°C), максимальные наблюдаются в июле (24,7—26,0°C). Абсолютные максимум и минимум температуры воды за исследуемый период на мелководных станциях приведены в табл. 3.5.

Изменчивость температуры воды в каждом месяце года была оценена путем расчета статистических характеристик  $\sigma$ ,  $R$  и  $C_v$ .

В марте—апреле, когда начинается интенсивный прогрев воды, наблюдается самая большая изменчивость температуры воды,  $\sigma$  составляет 1,7—2,3°C. Размах колебаний в это время также велик (6,6—9,3°C). Наибольшей изменчивостью отличается район станций Пешной и Остров Тюлений, где определяющую роль в изменчивости играют процессы взаимодействия с атмосферой. По расчетам в этих районах затрачивается большое количество тепла на испарение. В летние месяцы  $\sigma$  незначительна и свидетельствует о небольшой изменчивости температуры воды: от 0,9 до 1,33°C (табл. 3.6). Осенью, в сентябре—октябре, изменчивость температуры снова увеличивается ( $\sigma = 1,3 \dots 1,8^\circ\text{C}$ ), как и ее размах ( $R = 6,3 \dots 9,6^\circ\text{C}$ ). Зимой ввиду наличия льда изменчивость температуры воды незначительная (0,1—0,5°C). Только у о. Тюленьего  $\sigma$  достигает 0,9°C вследствие неустойчивости ледяного покрова в этом районе.

Еще более наглядным является расчет коэффициента вариации  $C_v$  для среднеголетних месячных значений температуры воды. Он выражен в процентах и его максимальные значения указывают на месяцы наибольшей изменчивости температуры воды (табл. 3.6). В марте—апреле коэффициент вариации температуры воды составляет 27—93%, летом — 3—5%, осенью — 14—15%.

Изменчивость температуры воды в открытом море отражена на схемах ее распределения на поверхностном и придонном горизонтах (рис. 3.2).

Весной наиболее прогреты (до 12°C) воды приустьевое взморья Волги. Далее на юг, по направлению к свалу глубин и границе между Северным и Средним Каспием,  $T_w$  постепенно понижается до 8°C. Хорошо прогреты (до 12°C) мелководья между о. Кулалы и Тюленьими островами.

Таблица 3.3

Характеристики годового хода температуры воды на поверхности моря по данным береговых станций в Северном Каспии

Станция	Среднегодовая	Макс.	Мин.	Размах годового хода	Дата перехода через среднегодовую температуру	
					весной	осенью
Искусственный остров	11,8	25,5	0,2	25,3	19 IV	15 X
Остров Тюлений	12,7	25,8	0,7	25,0	20 IV	17 X
Пешной	10,6	24,7	0,0	24,7	23 IV	11 X
Остров Кулалы	12,1	26,0	-0,1	26,1	17 IV	15 X
Форт-Шевченко	11,3	23,7	0,2	23,5	25 IV	24 X

Таблица 3.4

Различия среднегодовых и среднемесячных значений температуры воды на станциях западного и восточного побережий

Станция	Среднегодовые различия	I	IV	VII	X
Искусственный остров — Пешной	1,2	0,1	1,7	0,7	2,1
Остров Тюлений — Остров Кулалы	0,6	0,9	0,5	-0,2	1,2

Сезонные изменения  $\sigma$ ,  $R$  и  $C_v$  в Северном Каспии

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\sigma$ °C												
Искусственный остров	0,20	0,40	2,10	1,90	1,13	1,14	1,05	1,44	1,74	1,84	1,40	0,95
Остров Тюлений	0,93	0,95	1,97	1,64	1,13	1,00	0,74	0,86	1,29	1,81	1,56	1,44
Пешной	0,11	0,11	0,95	2,31	1,47	1,33	1,04	1,23	1,41	1,81	1,23	0,43
Остров Кулалы	0,53	0,65	1,92	1,88	1,21	1,04	0,90	1,09	1,56	1,84	1,51	1,18
Форт-Шевченко	1,02	0,94	1,71	1,48	1,22	1,16	1,06	1,50	1,74	1,69	1,58	1,53
$R$ °C												
Искусственный остров	0,8	1,6	9,1	8,5	4,8	4,6	3,6	6,8	7,5	9,1	5,3	3,9
Остров Тюлений	3,5	4,2	7,2	6,8	5,3	3,8	3,4	3,8	4,3	8,5	7,0	6,0
Пешной	0,7	0,7	4,0	9,3	7,2	8,4	4,4	4,5	6,3	9,6	5,0	1,7
Остров Кулалы	2,5	2,5	7,5	9,0	4,3	4,4	4,6	5,0	7,4	8,7	6,2	5,7
Форт-Шевченко	3,9	4,2	6,6	6,4	4,7	4,0	5,0	6,3	8,2	11,5	7,7	5,8
$C_v$ °C												
Искусственный остров	—	—	84	17	6	5	4	6	9	16	29	86
Остров Тюлений	—	—	54	14	6	4	3	3	6	14	23	58
Пешной	—	—	93	27	9	6	4	5	8	19	46	—
Остров Кулалы	—	—	69	16	6	4	3	4	8	16	31	90
Форт-Шевченко	—	—	72	16	8	5	4	7	9	13	23	71

В центре восточной части моря отмечается более низкая температура, так как сказывается влияние более глубокой Уральской бороздины как очага холода в этот период, несмотря на то, что в восточной части моря поглощение радиации в апреле на 20 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) больше, чем в западной.

Точно такое же пространственное распределение  $\bar{T}_w$ , но со сдвигом на 1°С в меньшую сторону отмечается на придонном горизонте.

В июле распределение температуры воды по всей акватории Северного Каспия довольно однородное: в приустьевой, западной и восточной частях более 25°С, в центре западной части 24°С, у п-ова Мангышлак 22—24°С, а севернее, у Тюленьих островов, 27°С. Градиент температуры направлен от о. Кулалы к Форт-Шевченко. Еще резче он выражен в придонном слое, что связано с течениями, приносящими как холодную воду из Среднего Каспия, так и теплую с мелководий. За несколько часов температура воды в этом районе может измениться на 15—16°С. Значительные градиенты отмечаются на свале глубин, где хорошо выражено влияние холодных вод Среднего Каспия.

Осенью градиент температуры направлен от свала глубин к берегу. Разность температур составляет 5°С, на востоке 3°С. Несмотря на то что у восточных берегов в это время поглощается больше тепла, чем на западе, температура воды здесь ниже на 2°С. В вертикальном распределении в этот сезон в Северном Каспии отмечается полная гомотермия.

Для характеристики изменчивости температуры воды в открытом море, так же как и для прибрежной зоны, рассчитывались значения размаха  $R$ , т. е. разности  $T_{w \max} - T_{w \min}$  в каждый сезон. Пространственное распределение  $R$  показано на рис. 3.3. Весной на поверхности и в придонном слое отмечается большая изменчивость  $R$ . В восточной части моря  $R$  изменяется от 9 до 14°С, в западной — от 4 до 8°С и градиент  $R$  направлен от мелководий

к глубоководным районам, за исключением западной части разреза о. Чечень — п-ов Мангышлак, где он имеет противоположное направление. Небольшие горизонтальные градиенты в западной части моря можно объяснить влиянием холодных волжских вод, идущих вдоль западного побережья с севера на юг.

Летом, в июле, отмечается равномерное (5—8°С) распределение  $R$  по всей акватории. Исключение составляет район между о. Кулалы и п-овом Мангышлак, где наблюдаются большие изменения  $R$  — от 6 до 12°С на незначительном пространстве. Этот же район выделяется по распределению  $R$  на придонном горизонте, где его значения возрастают от 7 до 17°С.

Осенью размах колебаний  $R$  снова увеличивается в восточной части моря до 11°С, в приустьевом районе до 12°С. В районе Уральской бороздины в придонном слое значения  $R$  возрастают до 12°С.

На схемах сезонного распределения  $\sigma$  (рис. 3.4) весной выделяются районы с большой изменчивостью:  $\sigma$  составляет 3,5°С на мелководьях в восточной части моря и 3°С у северных берегов. В западной части моря распределение  $\sigma$  более однородно и его значения близки к 2°С. В целом изменения  $\sigma$  составляют 1,5—3,5°С. Выделяется район значительной изменчивости температуры воды у Тюленьих островов ( $\sigma = 2,5$ °С), о причине которой говорилось выше.

В летний сезон значения  $\sigma$  по всему Северному Каспию составляют 1—1,5°С, за исключением района ст. Форт-Шевченко, где  $\sigma$  возрастает до 3°С. На придонном горизонте, в зоне контакта с более холодными водами Среднего Каспия  $\sigma$  составляет 4—5°С, а на остальной акватории Северного Каспия значения  $\sigma$  довольно однородны (1,5—2°С). Осенью  $\sigma$  вновь увеличивается до 3°С вдоль всей мелководной приустьевой зоны Волги и на свале глубин на границе со Средним Каспием, где ска-



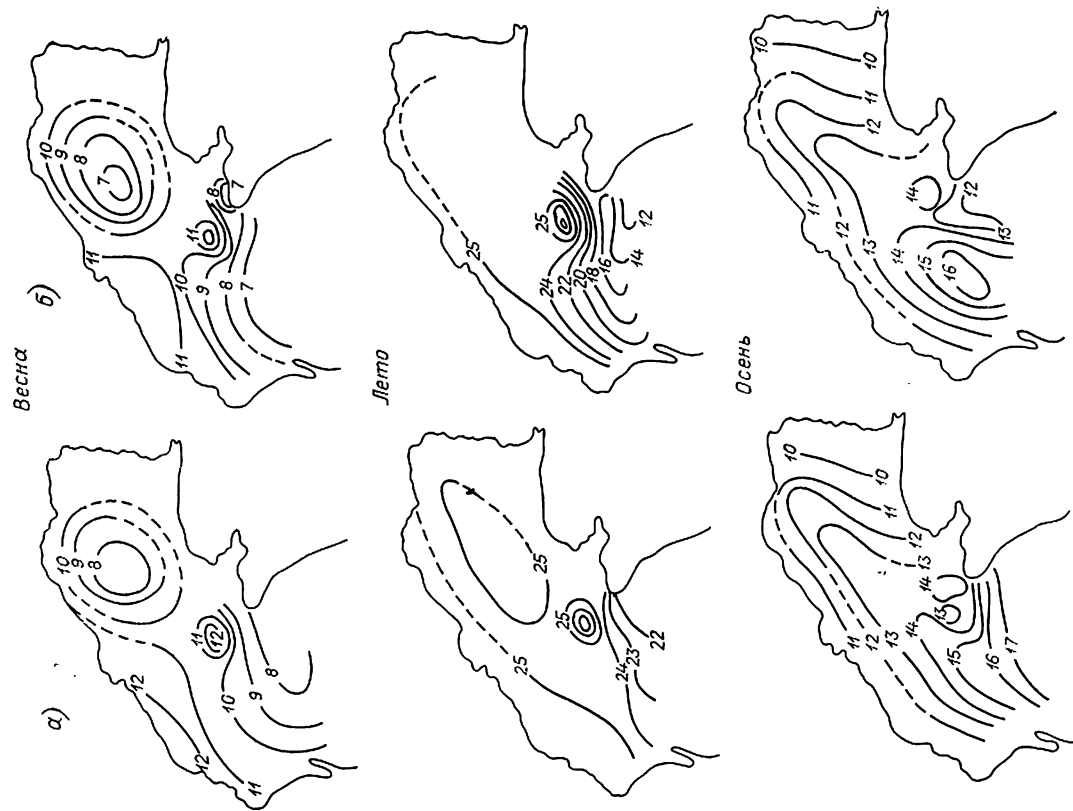


Рис. 3.2. Сезонное распределение температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ).  
 а — поверхностный слой; б — придонный слой.

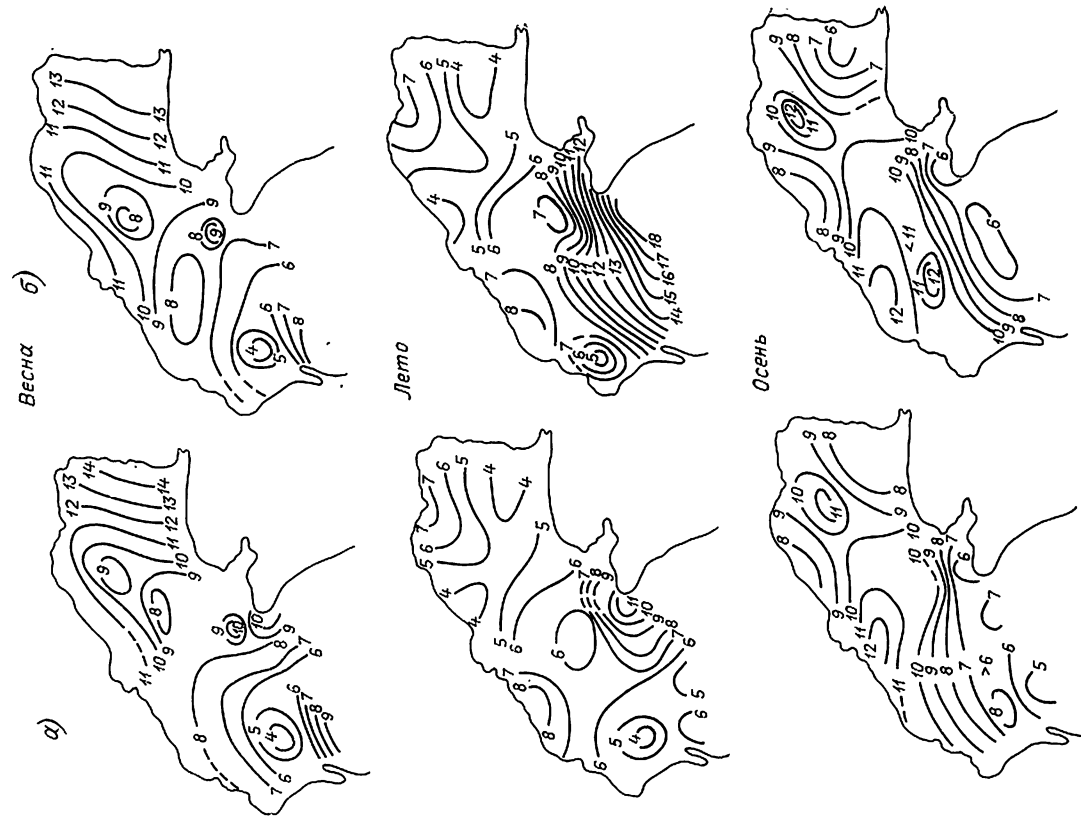


Рис. 3.3. Сезонное распределение  $R$  ( $^{\circ}\text{C}$ ).  
 а — поверхностный слой; б — придонный слой.

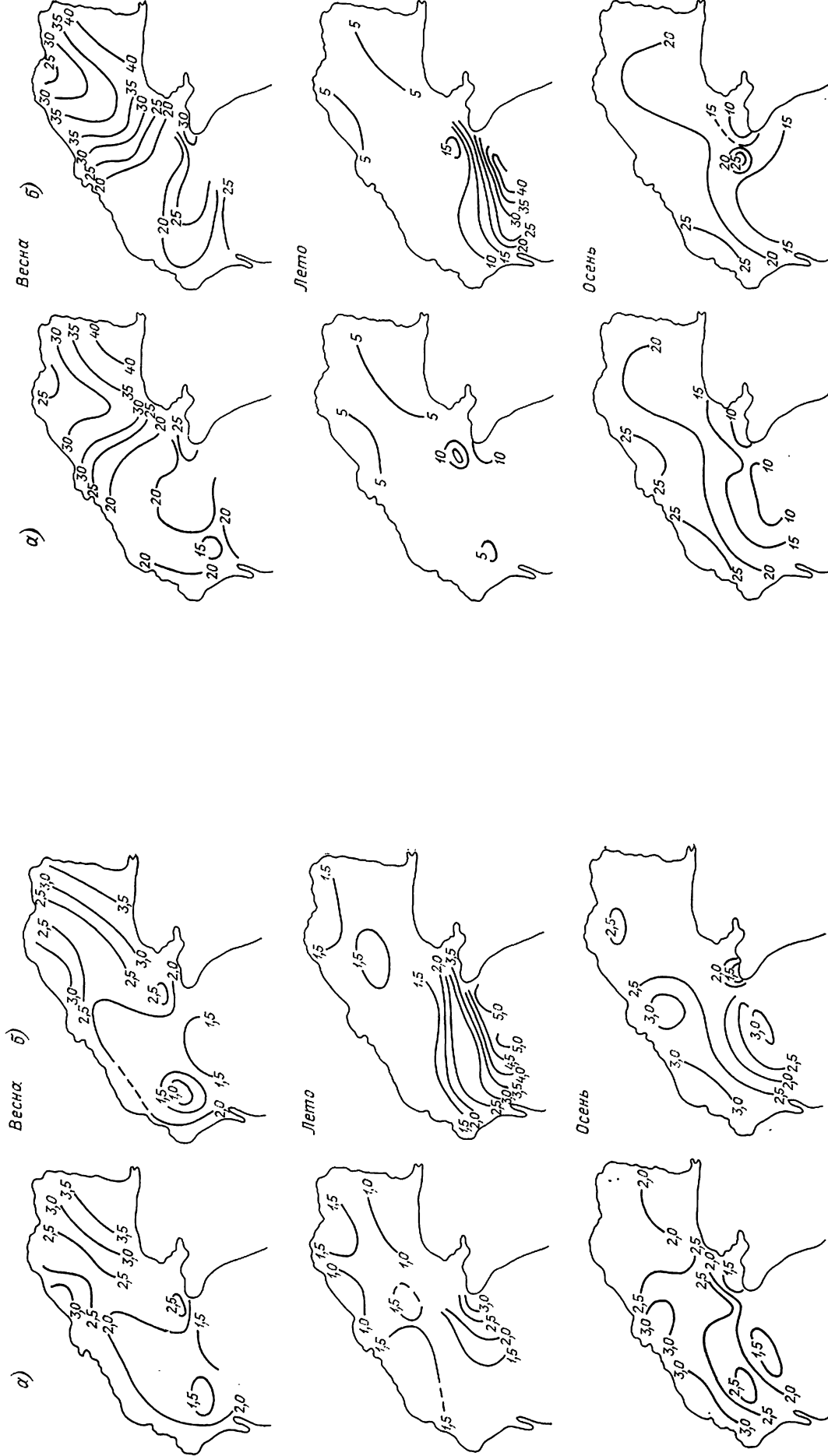


Рис. 3.4. Сезонное распределение  $\sigma$  ( $^{\circ}\text{C}$ ).  
 а — поверхностный слой; б — придонный слой.

Рис. 3.5. Сезонное распределение  $C_v$  (%).  
 а — поверхностный слой; б — придонный слой.

зывается влияние адвекции относительно теплых вод из Среднего Каспия. В восточной части Северного Каспия  $\sigma$  составляет 2—2,5 °C.

Сезонное распределение коэффициента вариации  $C_v$  в процентах показано на рис. 3.5. Весной в поверхностном и придонном слоях коэффициент  $C_v$  наиболее изменчив, его значение меняется от 15

мируется в апреле у поверхности воды и в августе опускается до горизонтов 15—20 м.

В формировании слоя скачка большую роль играют погодные условия, особенно ветер. При штиле на некоторых станциях значительные градиенты температуры могут наблюдаться непосредственно у поверхности, верхний перемешанный слой

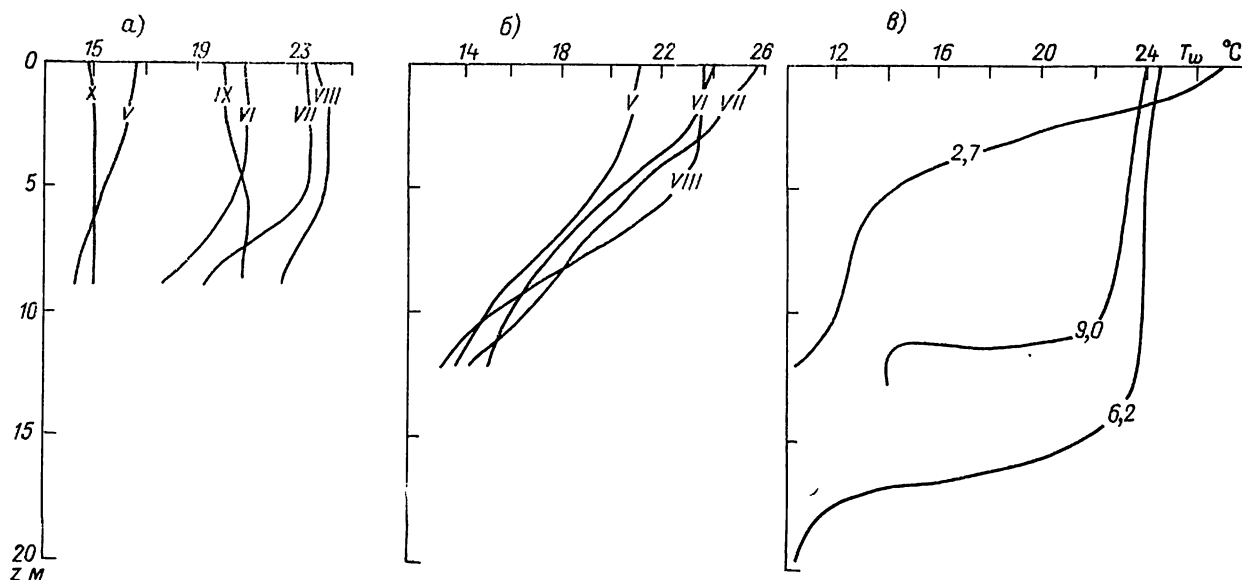


Рис. 3.6. Распределение среднемесячной температуры воды на ст. Астраханский приемный плавмак (а), ст. № 4 разреза о. Кулалы — бух. Баутино (б); максимальные градиенты в слое скачка на разных станциях разрезов (в).

до 40 %. Меньшие значения (15—20 %) характерны для западной части, а большие — для восточной.

На придонном горизонте  $C_v$  несколько повышается в районе свала глубин и у п-ова Мангышлак (до 25—30 %). Летом  $C_v$  составляет примерно 5 % по всему Северному Каспию, кроме мелководий вблизи о. Кулалы, где  $C_v$  достигает 15 %, и у п-ова Мангышлак, где  $C_v = 10$  %. В приглубой части Северного Каспия  $C_v$  достигает 40 % из-за адвекции относительно холодных вод из Среднего Каспия, наблюдающейся в это время.

Осенью  $C_v$  снова увеличивается до 20 % во всей восточной части Северного Каспия и до 25 % в районе приустьевоего взморья Волги, где мелководья способствуют большой изменчивости средней температуры. В приглубой центральной части Северного Каспия  $C_v$  равен 10 %. Такой же характер распределения  $C_v$  отмечается и в придонном слое.

### 3.1.5. Вертикальное распределение температуры воды

Вертикальное распределение температуры воды исследовалось по материалам Астраханского приемного плавмайка, по данным глубоководных станций «вековых» разрезов II, III, III<sup>a</sup>, IV и разреза о. Кулалы — бух. Баутино за 1961—1983 гг.

В глубоководной части Северного Каспия значительные вертикальные градиенты температуры воды 0,8—1,4 °C на метр наблюдаются уже с апреля, когда начинается интенсивный прогрев воды. С июня по август при наибольшем прогреве вод вертикальные градиенты в слое скачка температуры достигают 4—8 °C на метр. Слой скачка фор

отсутствует. При ветрах сильнее 7 м/с происходит перемешивание верхнего слоя до горизонта 10 м.

В различные годы и месяцы положение слоя скачка температуры не остается постоянным, поэтому при осреднении данных за многолетний период вертикальные градиенты сглаживаются, но характерные точки перегиба прослеживаются довольно хорошо (рис. 3.6 а, б). Максимальные градиенты чаще всего наблюдаются на горизонте 5—9 м и составляют 7—9 °C на метр (рис. 3.6 в). Значения максимальных вертикальных градиентов температуры воды приведены в табл. 3.7. По данным «вековых» разрезов III, III<sup>a</sup> и ст. Астраханский приемный плавмак в мае, июне, июле на свале глубин устанавливается устойчивая стратификация, которая постоянно поддерживается притоком рас-

Таблица 3.7

Максимальные вертикальные градиенты температуры воды в Северном Каспии

Район, разрез	Дата	Положение слоя скачка, м	Градиент, °C/м
III <sup>a</sup> «вековой», ст. № 9	22 IV 1977	10—11	8,5
Астраханский приемный плавмак	1 VII 1976	7—8	7,5
III «вековой», ст. № 8	11 VI 1963	14—15	9,5
III «вековой», ст. № 5	16 VIII 1973	16—18	6,2
IV «вековой», ст. № 4	4 IX 1964	17,5—20	6,2
о. Кулалы — бух. Баутино, ст. № 4	15 VII 1965	4—5	4,9

пресненных вод. Здесь под слоем скачка выделяется зона относительно холодной воды, ширина которой достигает 30 км. Эта зона располагается вдоль всего свала глубин в виде дуги.

Вертикальное распределение среднегодовой температуры и  $\sigma$  на IV «вековом» разрезе во все

фронтальной зоне развиваются процессы конвективного перемешивания и сползание охлажденных вод в котловину Среднего Каспия. Наблюдающаяся зимой на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак плотность (11,2—11,4 усл. ед.) позволяет этим водам спускаться до самых больших глубин

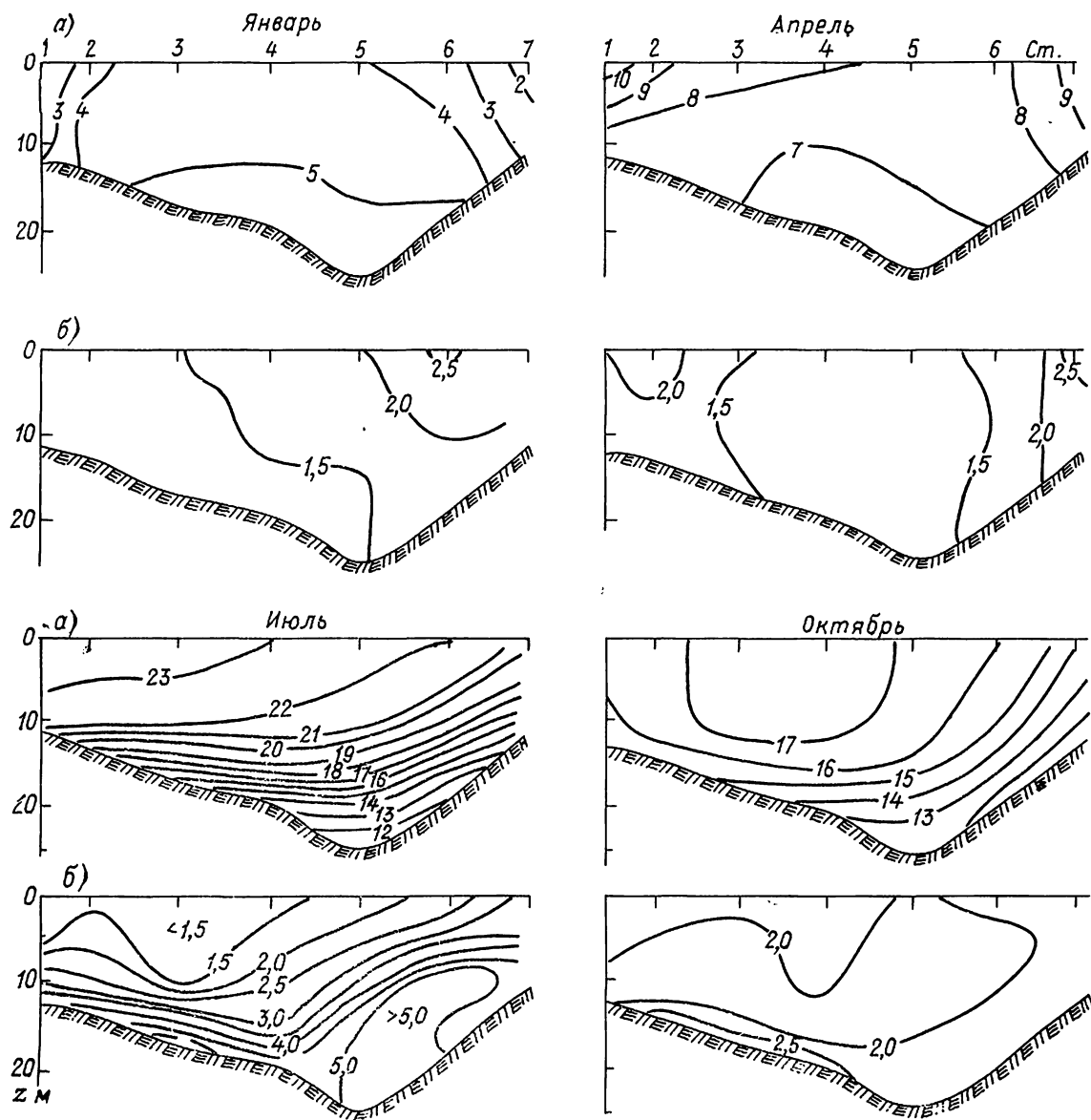


Рис. 3.7. Вертикальное распределение среднегодовой температуры (а) и среднеквадратического отклонения (б) ( $^{\circ}\text{C}$ ) на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак в январе, апреле, июле и октябре.

сезоны года приведено на рис. 3.7. Большие значения  $\sigma$  (более  $5^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются у восточного побережья, что свидетельствует о значительной изменчивости температуры воды в этом районе, особенно летом. Такая же значительная изменчивость температуры воды наблюдается летом на разрезе о. Кулалы — бух. Баутино ( $\sigma = 3,5 \dots 4^{\circ}\text{C}$ ). Весной и осенью в этом районе значения  $\sigma$  достигают 2 и  $1,5^{\circ}\text{C}$  соответственно (рис. 3.8). Зимой в районе IV векового разреза проходит кромка льда. Температура воды здесь близка к температуре замерзания от 0 до  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , соленость 13—13,2‰. Распределение гидрологических и гидрохимических характеристик хорошо отражает особенности водообмена между Северным и Средним Каспием. Во

в Среднем Каспии. Интенсивность этого процесса зависит от степени охлаждения и осолонения вод в районе кромки льда в различные годы [108].

### 3.1.6. Многолетние изменения температуры воды

Анализ многолетней изменчивости температуры воды проводился по данным береговых гидрометстанций Северного Каспия. Был рассчитан линейный тренд за 1960—1983 гг. сезонных (для четырех сезонов) и среднегодовых температур станций Пешной, Искусственный остров, Остров Тюлений и Остров Кулалы. Во всех этих пунктах зимой, весной и летом отмечается положительная тенденция со значениями  $0,1\text{—}2,4^{\circ}\text{C}$ , а осенью в двух пунк-

тах — отрицательная от  $-0,4$  до  $-0,5^{\circ}\text{C}$  (табл. 3.8). Тенденция среднегодовой температуры везде положительна ( $0,2$ — $0,4^{\circ}\text{C}$ ) и свидетельствует о небольшом потеплении в Северном Каспии за указанный период.

Исследовалась также тенденция многолетней изменчивости температуры воды в апреле в слое  $0$ — $5$  м на IV «вековом» разрезе. За тот же период

### 3.2. Температура воды Среднего и Южного Каспия

Особенности термического режима вод Среднего и Южного Каспия освещены в настоящей работе для прибрежных районов — (по данным ГМС) и открытых акваторий моря (по материалам экспедиционных наблюдений).

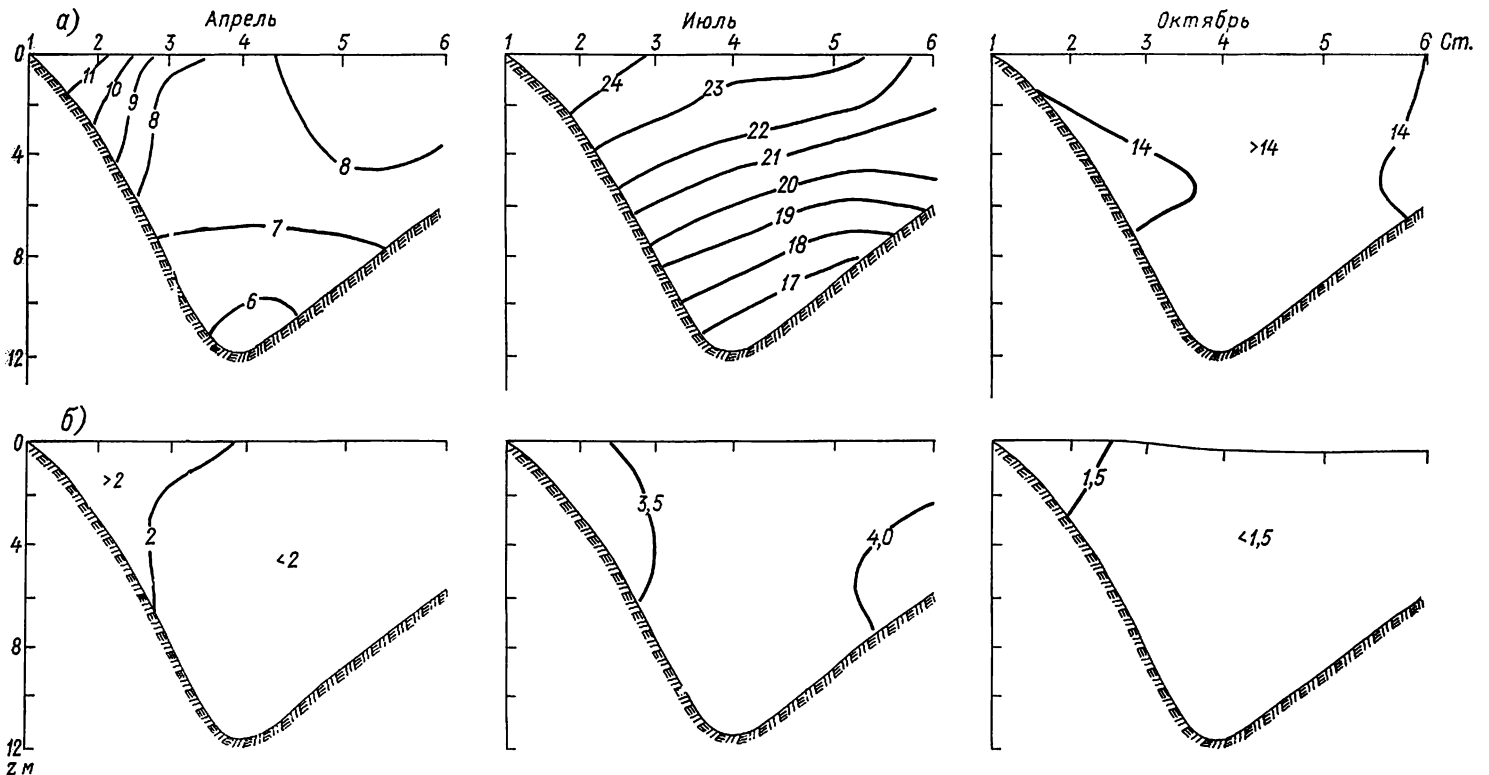


Рис. 3.8. Вертикальное распределение среднееголетней температуры (а) и среднеквадратического отклонения (б) ( $^{\circ}\text{C}$ ) на разрезе о. Кулалы — бух. Баутино в апреле, июле и октябре.

она оказалась также положительной ( $3,2^{\circ}\text{C}$ ) и больше, чем на станциях Северного Каспия. Такое однонаправленное (однофазное) изменение термических процессов по всему Северному Каспию представляет одну из важнейших особенностей многолетней изменчивости температуры, отмеченную для Каспия ранее Н. М. Книповичем [212], а затем Е. Г. Архиповой [20], Г. К. Ижевским [171], С. И. Потайчуком [311], В. В. Лукьяновым [251]. Еще одной интегральной характеристикой термического состояния Каспийского моря служит ледовитость, изменчивость которой исследовалась разными авторами [236, 313, 314, 339]. В целом за 1928—1984 гг. наблюдается общая тенденция понижения ледовитости Северного Каспия.

Для открытых районов моря основное внимание уделено анализу пространственной изменчивости температуры в различные сезоны года, условиям формирования зон температурных аномалий и слоя скачка. Ввиду отсутствия данных многосерийных станций суточная изменчивость температуры воды за пределами прибрежных участков не рассматривалась.

При освещении термики вод в прибрежной зоне основное внимание обращено на временную изменчивость температуры воды (суточную, сезонную и межгодовую).

#### 3.2.1. Используемые материалы и методика

Исходными материалами для анализа температурного режима вод в прибрежной зоне послужили наблюдения на 36 береговых и островных ГМС (23 на западном побережье, 13 — на восточном).

Наблюдения проводились в основном с 1922—1925 гг. по 1985 г., хотя исходные ряды для некоторых ГМС неоднородны. Для станций, закрытых из-за нерепрезентативности или недавно открытых, использованы более короткие ряды. По действующим ГМС экстремальные значения откорректированы по 1991 г.

Таблица 3.8

Тенденция многолетних изменений сезонной и среднегодовой температуры воды

Станция	I	IV	VII	X	Средне-годовая
Искусственный остров	0,12	2,36	0,60	0,10	0,44
Пешной	0,88	1,16	0,20	0,46	0,32
Остров Тюлений	0,65	1,18	0,65	-0,36	0,16
Остров Кулалы	0,34	1,70	0,36	-0,53	0,20

Суточный ход температуры воды получен по трехсрочным (в 7, 13 и 19 ч) наблюдениям на 12 ГМС Среднего Каспия и 8 ГМС в южной части моря.

Многолетние изменения температуры воды оценивались по аномалиям среднемесячных температур воды, в которых исключен годовой ход. Аномалии температуры воды у западного побережья рассчитаны по данным ГМС Махачкала, Остров Жилой и Астара, у восточного побережья — ГМС Форт-Шевченко, Бекдаш, Красноводск и Огурчинский остров. Основное внимание уделено устойчивым во времени аномалиям, сохраняющимся более трех месяцев, а также экстремально большим аномалиям, охватывающим обширные прибрежные акватории.

Для анализа вертикальной термической стратификации вод и пространственно-временной изменчивости температуры использованы наблюдения на вековых гидрологических разрезах Дивичи — Кендерли, о. Жилой — м. Куули и о. Куринский Камень — о. Огурчинский в теплый (1975 г.), холодный (1969 г.) и близкий к норме (1985 г.) годы, а также литературные обобщения [14, 299, 329, 412, 455].

Сезонные изменения температуры воды освещены по среднемесячным значениям температуры (многолетним и за отдельные годы) по 36 береговым и островным ГМС. Материалы наблюдений, обобщенные по 1985 г., откорректированы по 1989 г. (частично по 1991 г.).

Информационная база по температуре воды открытых глубоководных акваторий моря составляет более 10 тысяч наблюдений, 55 % которых сосредоточено в поверхностном слое, 35 % — на глубинах до 25 м и только 10 % — в более глубоких слоях.

Практически все глубоководные наблюдения относятся к четырем гидрологическим разрезам: о. Чечень — п-ов Мангышлак (наблюдения до 25 м); Дивичи — Кендерли (наблюдения до 700 м); о. Жилой — м. Куули (наблюдения до 200 м) и о. Куринский Камень — о. Огурчинский (предельный горизонт наблюдений 700 м). Наблюдения на разрезах проводились в феврале, апреле, июле — августе и октябре — ноябре.

Все глубоководные наблюдения за температурой воды сгруппированы по одноградусным квадратам, для которых вычислена средняя температура воды на стандартных горизонтах, затем построены схемы пространственного распределения температуры и графики годового хода. В некоторых случаях отсутствие наблюдений восполнено с помощью графической интерполяции. Для квадратов с ограниченной глубоководной информацией использованы разности температур, вычисленные по квадратам, находящимся в наиболее сходных физико-географических условиях.

### 3.2.2. Временная изменчивость температуры воды

**Суточный ход температуры воды.** Диапазон суточных изменений температуры в поверхностном слое воды, обусловленный радиационным балансом, составляет 1—2 °С. В случаях интенсификации перемешивания (при подъеме на поверхность холодных глубинных вод или адвективном переносе) суточные изменения температуры достигают 3—5 °С и более.

Наибольшие суточные колебания температуры наблюдаются в период весеннего прогрева (апрель — май) и осенне-зимнего охлаждения (в сентябре — в прибрежных районах, в октябре — ноябре — в глубоководных).

На мористых акваториях суточный ход температуры воды более сглажен. Так, на ГМС Изберг, Нефтяные Камни, Банка Дарвина изменчивость температуры воды в течение суток составляет в среднем 1,0—1,5 °С. Максимальный размах суточных колебаний температуры воды достигает 3,7 (май), 7,9 (август) и 5,4 °С (сентябрь).

**Непериодические колебания температуры воды.** Непериодические изменения температуры воды проявляются у побережья Среднего Каспия, на участках, расположенных вблизи свала глубин: от Дербента до Низовой Пристани и несколько южнее на западном и от Кендерли до Куули-Маяка на восточном побережье. Эти изменения обуславливаются не только тепловым балансом на поверхности моря, но и динамикой вод.

Короткопериодные (в пределах 3—5 сут), значительные (до 12—16 °С) колебания температуры воды у западного побережья чаще всего наблюдаются летом. Они связаны с подъемом холодных глубинных вод с температурой ниже 10 °С в прибрежной зоне, что создает резкий перепад температуры воды от поверхности до дна (рис. 3.9 а).

Вертикальные градиенты температуры достигают 2—3 °С на метр. Непосредственно у побережья образуется полоса холодной воды — зона отрицательных аномалий температуры. Повышение температуры воды в дальнейшем протекает более медленно, иногда до нескольких суток (рис. 3.9 б). В холодную часть года (декабрь — март) выход глубинных вод сопровождается обратным эффектом — повышением температуры воды у побережья до 9—11 °С у Дербента и до 11—13 °С у Низовой Пристани.

Резкое понижение температуры воды может распространяться до северного побережья Апшеронского полуострова. Так, в августе 1957 г. у о. Артема температура воды за 36 ч понизилась более чем на 9 °С (с 29,1 до 19,8 °С). Аналогичное явление наблюдалось в августе 1950 и 1951 гг. Наиболее резкие контрасты температуры в течение суток зафиксированы в августе 1971 г. С 19 ч 9 августа до 19 ч 10 августа температура воды у северного побережья Апшеронского полуострова понизилась с 24,0 до 14,4 °С. На пляжах южного побережья понижение температуры воды не наблюдалось.

Процесс выхода холодных глубинных вод в прибрежную зону наблюдается не систематически, а лишь при сочетании определенных гидрометеорологических условий, а чаще всего после установления и длительного сохранения умеренных и сильных береговых ветров.

Природа этого явления изучена еще недостаточно. Первые заметки о резком понижении температуры воды у западного побережья Среднего Каспия были сделаны в 1940 г. С. Я. Щербаком [455]. По его мнению, исключительно быстрое (за 12—24 ч) и значительное поднятие на поверхность глубинных вод происходит после усиления юго-восточных ветров до 15 м/с и более.

А. Н. Косарев [222, 224], подтверждая в основном выводы С. Я. Щербака, отмечает, что приглу-

бый берег близ Дербента создает благоприятные условия для вертикального подъема вод — «апвеллинга», обуславливающего резкие понижения температуры воды.

Как показали исследования Н. Д. Клевцовой [208], подъем холодных глубинных вод не ограничивается только побережьем Дагестана, а во мно-

**Сезонные изменения температуры воды.** Согласно Е. Г. Архиповой [14], наиболее интенсивный теплооборот в поверхностном слое моря происходит при температуре воды выше среднегодовых значений. Весенний переход через среднегодовые значения температуры осуществляется в прибрежных мелководных районах 10—25 апреля, а в от-

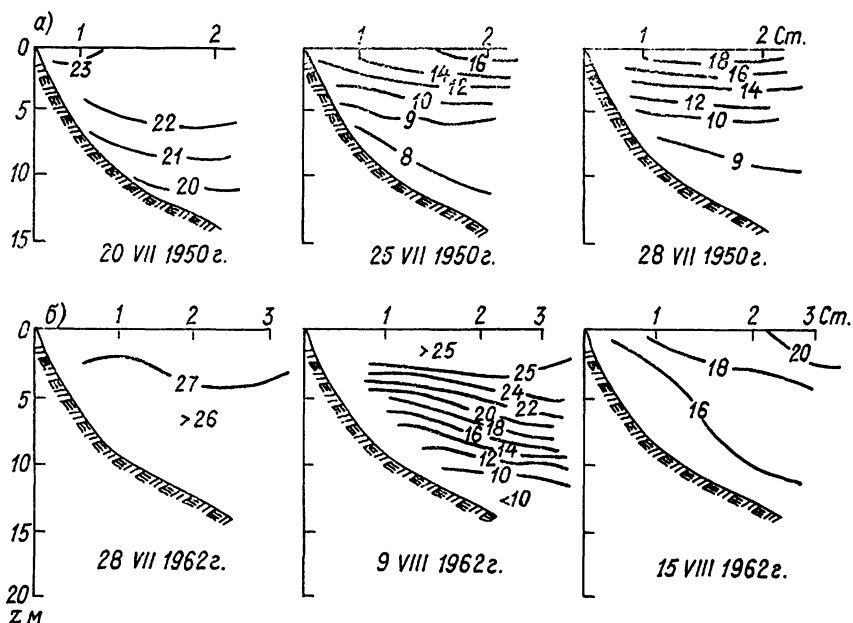


Рис. 3.9. Изменчивость вертикального распределения температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) у Дербента (а) и Низовой Пристани (б).

гих случаях распространяется от Махачкалы до Сумгаита и в мористые районы.

У восточного побережья Среднего Каспия выход на поверхность глубинных вод (холодных летом и и сравнительно теплых зимой) на обширной акватории от п-ова Мангышлак до м. Куули обуславливается ветровыми условиями и соответствующей им динамикой водных масс. Преобладающие в холодное полугодие северо-западные ветры способствуют переносу поверхностных вод от побережья в открытое море и замещению их более теплыми глубинными водами.

В результате на участке побережья от Бекдаша до Куули-Маяка в январе—феврале температура на поверхности повышается до  $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$ , в то время как в расположенном южнее Красноводском заливе она на  $1,0\text{--}1,5^{\circ}\text{C}$  ниже.

Летом формирование у восточного побережья зоны отрицательных аномалий температуры наблюдается не ежегодно, а лишь при господстве устойчивых и сильных сгонных ветров вдоль всего побережья. Так, в августе 1959 г. от п-ова Мангышлак до о. Огурчинского наблюдались северо-западные ветры. В результате прогретые прибрежные воды были отнесены в открытое море, а непосредственно у берега температура воды понизилась на  $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$  (рис. 3.10 а). В 1960 г. при ветрах переменных направлений выхода на поверхность глубинных вод не наблюдалось (рис. 3.10 б). Среднемноголетняя температура воды в зоне температурной аномалии в июне—июле на  $5\text{--}7^{\circ}\text{C}$  ниже, чем у побережий и за пределами зоны подъема глубинных вод (табл. III.27). Размах колебаний средних температур воды в зоне температурной аномалии в июле—августе достигает  $10,0\text{--}10,7^{\circ}\text{C}$  (табл. III.33).

крытом море — в середине мая. Осенний переход наблюдается 20—25 октября на мелководьях и 5—10 ноября на глубоководных акваториях.

Следовательно, в годовом ходе температуры воды для моря в целом реперными месяцами, отражающими сезонные характеристики температуры, являются: февраль (зима), апрель (весна), июль—август (лето) и ноябрь (осень).

Годовой минимум температуры приходится на февраль. Среднемноголетние ее значения на поверхности моря в феврале составляют  $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$  в Среднем Каспии и  $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$  — в Южном (табл. III.27). В теплые годы средняя температура воды в феврале находится в пределах  $3\text{--}6$  и  $7\text{--}9^{\circ}\text{C}$  у побережий Среднего и Южного Каспия соответственно. В экстремально теплые зимы температура в феврале у мелководных побережий может достигать  $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$  (табл. III.28).

В холодные зимы средняя температура воды понижается до  $0^{\circ}\text{C}$  и ниже ( $-0,6\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$ ), и вдоль побережья Среднего Каспия развиваются ледовые процессы. В экстремально холодные зимы при мощных заторах арктического воздуха на акваторию моря установление отрицательных значений температуры воды у побережья (до  $-0,3\text{--}-0,5^{\circ}\text{C}$ ) сопровождается процессами ледообразования даже в южной части моря (зимы 1924-25, 1953-54 гг.). Отрицательные аномалии средних температур воды в феврале достигают  $-4\text{--}-5^{\circ}\text{C}$  (1969, 1972 гг.) (табл. III.29).

Диапазон колебаний срочных температур воды (различия значений абсолютного за месяц максимума и минимума) в феврале у западного побережья Среднего Каспия изменяется от  $8^{\circ}\text{C}$  (Махачкала, Изберг) до  $15\text{--}16^{\circ}\text{C}$  (у Апшеронского полуострова). У восточного побережья размах ко-



лебаний срочных температур воды превышает  $10^{\circ}\text{C}$  (Форт-Шевченко),  $17^{\circ}\text{C}$  (Кендерли).

От февраля к марту радиационный прогрев моря несколько усиливается и средняя температура воды повышается за месяц на  $1,5\text{--}2,5^{\circ}\text{C}$  у западного побережья и на  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$  у восточного (табл. III.32).

ваются у западного побережья Среднего Каспия (у Махачкалы  $-5,1^{\circ}\text{C}$  в 1954 г.), что обусловливается сохранением ледяного покрова у побережья до апреля.

В Южном Каспии средняя температура воды повышается от марта к апрелю у западного побережья на  $4^{\circ}\text{C}$  у о. Свиного и  $5^{\circ}\text{C}$  у Зюйдостового

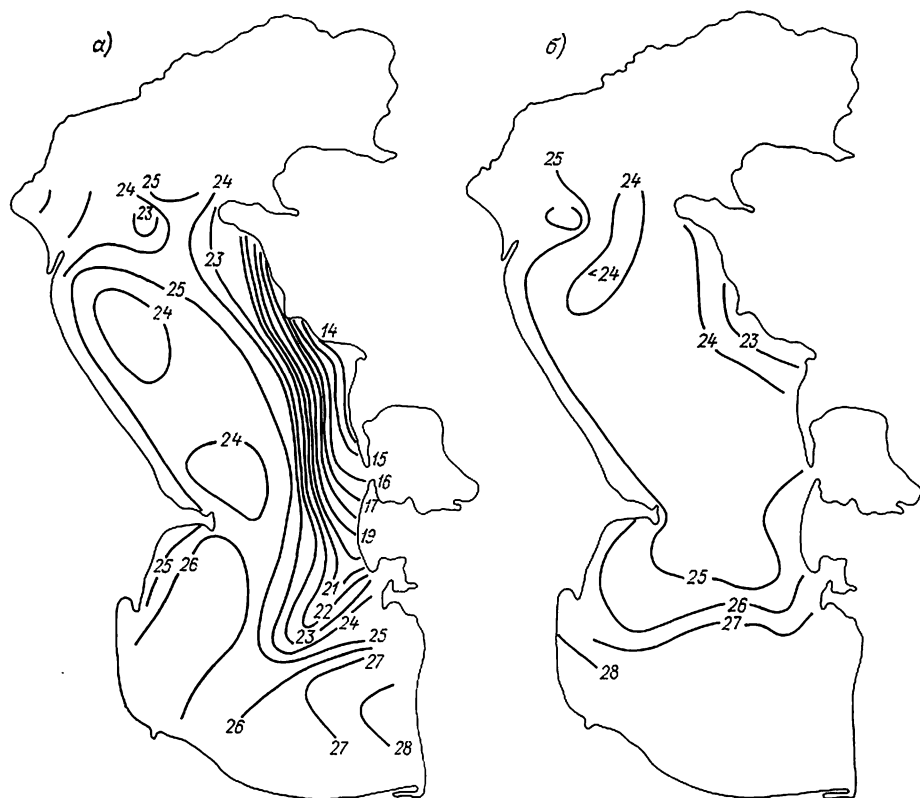


Рис. 3.10. Пространственное распределение температуры поверхности моря ( $^{\circ}\text{C}$ ) в августе 1959 г. (а) и 1960 г. (б).

От марта к апрелю наиболее интенсивно прогревается поверхностный слой воды у восточного побережья Среднего Каспия. Здесь температура воды повышается от  $4$  до  $7^{\circ}\text{C}$  за месяц. Это объясняется разнообразием физико-географических условий (бухты, заливы, открытые участки берега).

У западного побережья резкое повышение температуры воды, превышающее  $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$  за месяц, наблюдается позже, от апреля к маю (табл. III.32). Запаздывание сроков прогрева обусловлено адвекцией холодных талых вод, распространяющихся из Северного Каспия на юг вдоль западного побережья Среднего Каспия.

В апреле прибрежные воды в этом районе прогреваются до  $10^{\circ}\text{C}$  и несколько выше, а у восточного побережья — до  $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ . На открытых акваториях интенсивность повышения температуры воды несколько ниже. Средние ее значения составляют около  $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$  (Изберг  $8,1^{\circ}\text{C}$ , Банка Дарвина  $8,8^{\circ}\text{C}$ , Нефтяные Камни  $9,1^{\circ}\text{C}$ ). В теплые годы средняя температура воды на  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  превышает многолетние значения (табл. III.28). В экстремально теплые годы (1948, 1962, 1976 гг.) положительные аномалии средних температур достигали  $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$  (табл. III.34).

В холодные годы средняя температура воды в апреле повсеместно ниже многолетней на  $2\text{--}5^{\circ}\text{C}$  у западного побережья и на  $1\text{--}3^{\circ}\text{C}$  — у восточного. В экстремально холодные и ледовитые зимы весьма значительные отрицательные аномалии устанавли-

ваются у западного побережья Среднего Каспия (у Махачкалы  $-5,1^{\circ}\text{C}$  в 1954 г.), что обусловливается сохранением ледяного покрова у побережья до апреля. В Южном Каспии средняя температура воды повышается от марта к апрелю у западного побережья на  $4^{\circ}\text{C}$  у о. Свиного и  $5^{\circ}\text{C}$  у Зюйдостового

Култука, у восточного — несколько больше: от  $4,4^{\circ}\text{C}$  у Ашур-Аде до  $5,7^{\circ}\text{C}$  у Гасан-Кули. В теплые годы средняя температура воды в апреле составляет  $16,4\text{--}17,6^{\circ}\text{C}$  у западного побережья и  $17,5\text{--}19,9^{\circ}\text{C}$  — у восточного. В экстремально теплые годы (1951 г.) положительные аномалии средних температур воды достигают  $3,4^{\circ}\text{C}$  у Астары и  $3,6^{\circ}\text{C}$  у о. Огурчинского. В холодные годы средняя температура воды в апреле ниже многолетних значений более чем на  $2^{\circ}\text{C}$  (табл. III.30). В экстремально холодные сезоны аномалии средних температур воды достигают  $-2,2$  (Огурчинский остров, 1969 г.),  $-2,8^{\circ}\text{C}$  (Астара, 1954 г.) (табл. III.34).

Максимальный размах средних температур воды в апреле равен  $8,7^{\circ}\text{C}$  в Махачкале и более  $10^{\circ}\text{C}$  в Гасан-Кули (табл. III.33).

От апреля к маю значительное повышение средних температур воды (до  $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$  за месяц) наблюдается у западного побережья Среднего Каспия. У восточного побережья на участках, где ледяной покров сохраняется до конца марта — начала апреля, интенсивность повышения температуры от апреля к маю превышает  $7^{\circ}\text{C}$  за месяц (Александр-Бай  $7,0$ , Кендерли  $7,3$ , Форт-Шевченко  $7,4^{\circ}\text{C}$ ). На остальных акваториях восточного побережья приращение средних температур воды за месяц за тот же период изменяется от  $4,8$  (Челекен) до  $6,2^{\circ}\text{C}$  (Шевченко).

С июня радиационный прогрев несколько ослабевает вследствие увеличения эффективного излу-

чения с поверхности моря. Однако существенную роль в изменениях температуры воды играет адвективный перенос вдоль западного побережья Среднего Каспия вод, быстро прогреваемых на мелководьях Северного Каспия. В результате средняя температура воды у западного побережья Среднего Каспия от мая к июню повышается на 5—6 °С, в то время как у восточного побережья ее повышение за это время не более 4,3 °С (табл. III.32).

От июня к июлю интенсивность прогрева продолжает ослабевать из-за роста эффективного излучения с поверхности моря. Средняя температура воды увеличивается за месяц на 2,5—3,5 °С у западного побережья и на 2—4 °С — у восточного.

С ростом потерь тепла с поверхности моря при увеличении эффективного излучения и внутриводного теплообмена, способствующего передаче тепла в нижележащие слои, интенсивность прогрева от июля к августу резко ослабевает и приращение температуры воды за месяц не превышает 1,0—1,5 °С. Исключение составляют участки восточного побережья, расположенные в зоне температурной аномалии, прогрев поверхностных вод продолжается до конца августа. Различие средних температур от июля к августу составляет 2,3—3,3 °С (табл. III.32).

В августе, в период максимального прогрева поверхностного слоя воды, средняя температура, повышаясь к югу, изменяется у западного побережья от 22 до 26 °С. У восточного побережья распределение температуры нарушается в зоне апвеллинга (от Бекдаша до Куули-Маяка), где в течение почти всего сезона средняя температура воды на 5—7 °С ниже, чем на более северных участках побережья (табл. III.27).

К югу от зоны аномалии средняя температура воды в августе превышает 25 °С (Красноводск 25,9 °С). К северу от этой зоны средняя температура составляет 24,8 (Коса Ада) — 23,3 °С (Александр-Бай). В теплые годы средняя температура воды в августе превышает многолетние значения на 1,5—2,5 °С у западного побережья и на 1,5—3,0 °С — у восточного. В зоне температурной аномалии это различие составляет 3,5—5,9 °С. В аномально теплые годы положительные аномалии средних температур воды могут достигать 3,7 (Шевченко, 1976 г.), 4,0 °С (Кара-Богаз-Гол, 1930 г.).

В холодные сезоны при интенсивном выхолаживании поверхностных вод средняя температура воды оказывается на 3—5 °С ниже многолетней. В экстремально холодные годы отрицательные аномалии средней температуры воды превышают —5 °С (табл. III.34).

В Южном Каспии в августе поверхностные водыгреваются в среднем до 26—27 °С и несколько выше. В теплые годы температура воды повышается до 29—30 °С. В экстремально теплые годы (1927 г.) положительные аномалии достигают 3 °С и более. В холодные годы средняя температура воды в августе понижается до 23—24 °С.

От августа к сентябрю средняя температура воды понижается на 2—3 °С. У восточного побережья к северу от Бекдаша охлаждение более интенсивное и понижение температуры составляет 4,5—5,0 °С за месяц. В последующие два месяца при резком понижении температуры воздуха и установлении слабых морозов средняя температура

воды понижается от сентября к октябрю и от октября к ноябрю на 4—6 °С за месяц у западного побережья и на 4—7 °С — у восточного.

Ноябрь является переломным месяцем перехода осенних процессов к зимним. У западного побережья Среднего Каспия средняя температура воды понижается с юга на север с 12—14 °С у Апшеронского полуострова до 8—10 °С у Аграханского полуострова. У восточного побережья она изменяется от 5—7 °С на участке Шевченко — Бекдаш до 10—12 °С — у Красноводского залива (табл. III.27).

В теплые годы средняя температура в ноябре у побережья Среднего Каспия на 2—3 °С выше многолетней (табл. III.28). В аномально теплые годы положительные отклонения средних температур достигают 3,2 °С. Максимальная положительная аномалия средней температуры в ноябре наблюдалась в Сумгаите (3,5 °С, 1952 г.).

В холодные годы при интенсивном выхолаживании поверхностных вод средняя температура воды опускается на 3—5 °С ниже многолетней. В холодные годы аномалии средних температур превышают 3—4 °С. В зависимости от направления переноса холодного воздуха над Каспием очаги отрицательных аномалий располагаются у западного побережья Среднего Каспия (—5,3 °С, о. Жилой, 1931 г.), либо у восточного (—3,8 °С, Шевченко, 1976 г.). В исключительно холодную «зиму века» 1953-54 г. в ноябре поле отрицательных аномалий (до —3...—4 °С) охватило всю акваторию моря. Максимальные отклонения средних температур в ноябре 1953 г. достигли —4,1 °С у западного побережья (Махачкала) и —4,5 °С — у восточного (Кара-Богаз-Гол).

В Южном Каспии средняя температура воды в ноябре изменяется от 11 до 15—16 °С. В теплые годы у юго-восточного побережья моря она повышается до 18 °С. В экстремально теплые годы (1927, 1974 гг.) положительные аномалии средних температур у восточного побережья достигали 3 °С (о. Огурчинский, 1967, 1974 гг.), 3,2 °С (Куули-Маяк, 1927 г.). В холодные годы средняя температура в ноябре опускается на 4—5 °С ниже многолетней. В экстремально холодную зиму 1953-54 г. в ноябре очаг отрицательных аномалий, превышающих —4...—5 °С, располагался у юго-восточного побережья (табл. III.34).

От ноября к декабрю интенсивность понижения средних температур несколько снижается, составляя 3—5 °С за месяц в Среднем Каспии и до 4—6 °С — в Южном (табл. III.32). От декабря к январю у побережья Среднего Каспия средняя температура воды понижается на 2—3 °С.

От января к февралю у западного побережья, где происходит адвекция холодных вод из Северного Каспия, сохраняется незначительное понижение средней температуры воды, до 1,0—1,4 °С за месяц. В южной части моря и у восточного побережья Среднего Каспия средняя температура воды от января к февралю не изменяется либо незначительно повышается. Размах колебаний средней температуры воды в январе составляет 5—7 °С у западного побережья и 7—9 °С вдоль восточного побережья.

Годовой размах среднемесячной температуры воды у западного побережья Среднего Каспия изменяется от 19,3 (Нефтяные Камни) до 22,0 °С

(Изберг, Дербент), а у восточного побережья — от 17,3 (Бекдаш) до 24,8°C (Кендерли). В южной части моря годовой размах составляет от 20,8 (Астара, Челекен) до 22,7°C (Огурчинский остров).

С глубиной колебания средней температуры воды уменьшаются. На горизонтах 25—50 м она примерно в два раза меньше, чем на поверхности. На горизонте 50 м годовая разность температуры в Южном Каспии — от 2,5 до 5,0°C, в Среднем

туре невелик, максимум его в марте составляет 5,4 (Коса Ада), 7,8°C (Кендерли). На участке побережья от Бекдаша до Куули-Маяка наибольший размах колебаний (10,7—11,5°C) наблюдается в период максимального прогрева (июль—август). В Южном Каспии у восточного побережья резкие колебания средних значений температуры воды отмечаются в октябре, в период интенсивного охлаждения. Размах средней температуры уменьшается

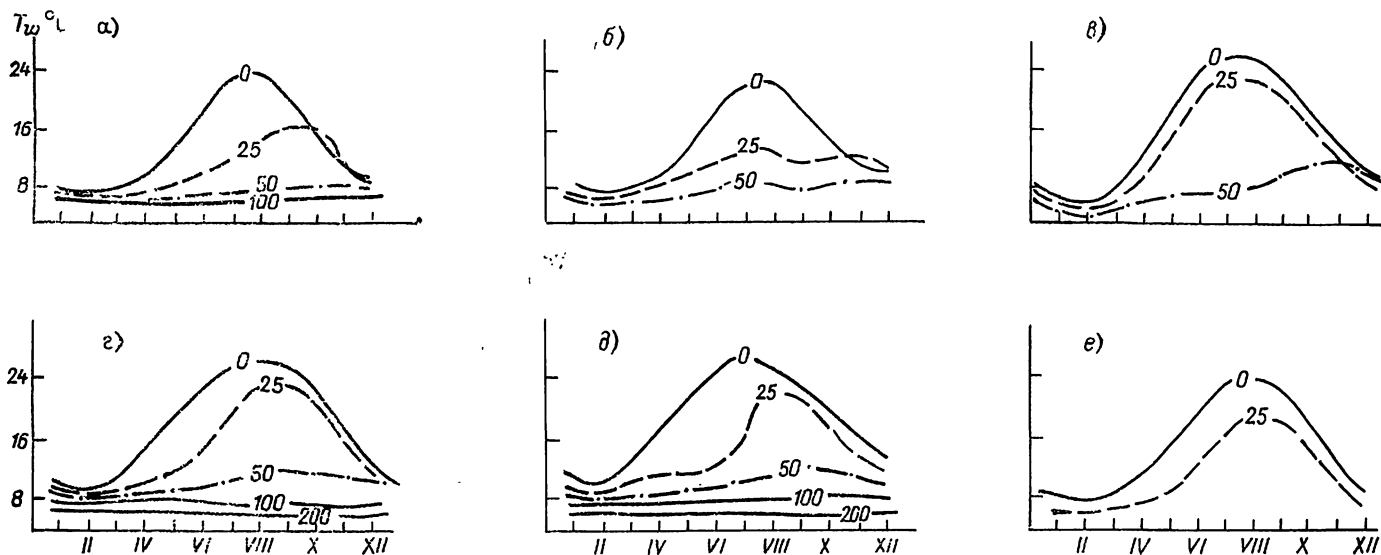


Рис. 3.11. Годовой ход температуры воды в слое 0—200 м [20].  
а — кв. 25; б — кв. 31; в — кв. 35; г — кв. 45; д — кв. 51; е — кв. 48.

Каспии на горизонте 100 м — около 2,8°C. На глубинах более 200 м изменения температуры менее 1°C.

Одновременно с уменьшением размаха с глубиной наблюдается смещение фаз годового хода температуры воды, связанное с процессами внутриводного теплообмена (рис. 3.11). Максимум температуры на поверхности моря наблюдается в августе; на горизонтах 25—50 м он приходится на вторую половину октября, а на горизонте 100 м — на конец ноября — начало декабря.

Минимум температуры воды в холодном полугодии благодаря осенне-зимней конвекции и турбулентному перемешиванию может наблюдаться в слое 0—100 м почти одновременно. В случае ослабления процессов перемешивания минимум температуры на горизонте 100 м запаздывает на 15—25 дней относительно поверхностного.

**Многолетняя изменчивость температуры воды.** Общим показателем наибольшей многолетней изменчивости среднемесячных значений температуры воды за весь исходный ряд служит размах ее колебаний (табл. ПИ.33). Как следует из таблицы, наибольшая изменчивость температуры воды приходится на холодное полугодие, когда размах достигает у западного побережья Среднего Каспия 7,9°C в феврале и 8,6°C в апреле. Для акваторий, примыкающих к Апшеронскому полуострову и несколько южнее (Свиной остров), максимальные изменения среднемесячных температур воды характерны для осеннего сезона. Они достигают у о. Артема 8,5°C в сентябре и у о. Жилого 13°C в октябре.

У восточного побережья, от зал. Александр-Бай до района Коса Ада, размах колебаний темпера-

туры с севера на юг от 12,7°C у п-ова Челекен до 4,7°C в Ашур-Аде.

Более детальную оценку многолетней изменчивости термических условий дает анализ полей аномалий температуры поверхностного слоя воды (в которых исключен ее годовой ход, обусловленный радиационным балансом). Как показали результаты анализа, в преобладающем большинстве случаев (86—97 %) изменение тенденций аномалий температур воздуха и воды происходит одновременно (табл. 3.9). Противоположная тенденция изменения аномалий наблюдается значительно реже. Вероятность асинхронности тенденций аномалий — до 3—14 %.

Аномалии среднемесячных температур воды формируются при установлении над акваторией моря и прилегающим побережьем устойчивых ат-

Таблица 3.9

Частота (%) синхронных и асинхронных изменений тенденции аномалий среднемесячных значений температур воды и воздуха

	Махачка-ла	Остров Жилой	Астара	Форт-Шевченко	Бекдаш	Красно-водск	Огурчин-ский ост-ров
<b>Совпадение тенденций аномалий (синхронность)</b>							
n мес	608	595	545	587	481	627	487
P %	90,5	97,2	94,5	85,8	89,1	93,3	94,4
<b>Несовпадение тенденций аномалий (асинхронность)</b>							
n мес	64	17	31	97	59	45	29
P %	9,5	2,8	5,5	14,2	10,7	6,7	5,6

Значительные и устойчивые во времени аномалии среднемесячных значений температуры воды

Станция	Положительные аномалии				Отрицательные аномалии			
	период сохранения	n мес	макс. $A_{T_w}$		период сохранения	n мес	макс. $A_{T_w}$	
			°C	дата			°C	дата
Махачкала	VII 1937—VII 1938	13	3,4	IX 1937	IX 1941—IV 1942	8	-3,1	III 1942
Остров Жилой	III 1937—I 1938	11	2,8	IX 1937	X 1941—IV 1942	7	-1,9	XII 1941
Астара	VII 1937—II 1938	8	3,0	IX 1937	XI 1941—IV 1942	6	-2,0	XII 1941
Форт-Шевченко	XI 1937—V 1938	7	3,0	XII 1937	X 1941—VI 1942	9	-3,9	II 1942
Бекдаш	VII 1937—XI 1937	5	4,4	IX 1937	II 1942—V 1942	4	-2,6	III 1942
Огурчинский остров	нс	нс	нс	нс	II 1942—IV 1942	3	-2,0	II 1942
Махачкала	XI 1947—VII 1948	9	4,5	I 1948	X 1953—V 1954	8	-5,0	IV 1954
Остров Жилой	XI 1947—VII 1948	9	2,5	I 1948	X 1953—V 1954	8	-4,1	II 1954
Астара	XI 1947—V 1948	7	3,3	I 1948	IX 1953—V 1954	9	-4,7	XI 1953
Форт-Шевченко	XI 1947—VIII 1948	8	3,3	I 1948	XI 1953—VI 1954	8	-3,4	XI 1953
Бекдаш	XI 1947—III 1948	5	5,5	II 1948	X 1953—IV 1954	7	-4,2	XI 1953
Огурчинский остров	XI 1947—VIII 1948	10	3,2	I 1948	X 1953—V 1954	8	-4,6	XI 1953
Махачкала	XII 1961—IV 1962	5	3,7	VI 1962	XI 1968—XI 1969	13	-4,9	IV 1969
Остров Жилой	XI 1961—VIII 1962	10	3,2	III 1962	I 1969—XI 1969	11	-2,6	II 1969
Астара	XI 1961—V 1962	7	3,7	III 1962	I 1969—XI 1969	11	-4,3	III 1969
Форт-Шевченко	XII 1961—VI 1962	7	3,7	III 1962	XI 1968—XI 1969	13	-2,7	III 1969
Бекдаш	XI 1961—VII 1962	9	2,6	III 1962	VI 1968—V 1969	11	-3,3	III 1969
Огурчинский остров	I—V 1962	5	3,1	I 1962	I 1969—XI 1969	11	-4,6	I 1969
Махачкала	XII 1965—VIII 1966	9	3,5	II 1966	I 1972—IV 1972	4	-2,6	III 1972
Остров Жилой	XII 1965—VIII 1966	9	3,5	III 1966	I 1972—IV 1972	4	-2,8	II 1972
Астара	XII 1965—IV 1966	5	3,3	I 1966	I 1972—V 1972	5	-4,9	II 1972
Форт-Шевченко	XII 1965—V 1966	6	3,4	III 1966	I 1972—IV 1972	4	-2,9	III 1972
Бекдаш	XII 1965—III 1966	4	3,9	I 1966	I 1972—IV 1972	4	-3,6	II 1972
Огурчинский остров	XI 1965—IV 1966	6	3,8	I 1966	XII 1971—IV 1972	5	-4,9	II 1972
Махачкала	XI 1974—VI 1975	8	2,5	V 1975	X 1976—XII 1976	3	-3,7	1976
Остров Жилой	X 1974—VII 1975	10	2,2	VI 1975	X 1976—I 1977	4	-3,2	I 1977
Астара	X 1974—VII 1975	10	2,4	V 1975	X 1976—I 1977	4	-3,9	I 1977
Форт-Шевченко	XI 1974—IX 1975	11	3,2	XI 1974	IX 1976—II 1977	6	-4,1	X 1976
Бекдаш	I 1975—X 1975	10	5,8	VII 1975	X 1976—II 1977	5	-3,2	II 1977
Огурчинский остров	I 1975—IX 1975	9	2,0	VII 1975	X 1976—II 1977	5	-3,9	I 1977

мосферных процессов. В зависимости от направления переноса воздушных масс и степени их прогрева или охлаждения над сушей на акваторию моря поступают хорошо нагретые либо сильно охлажденные воздушные массы. В процессе последующего теплообмена на границе вода—воздух происходят прогрев (при адвекции тепла) или охлаждение поверхностных вод (при адвекции холода) и формирование соответствующих им положительных ( $A_{T_w}$ ) или отрицательных аномалий ( $-A_{T_w}$ ) температуры воды.

При стабилизации циркуляционных процессов над Восточной Европой и Каспием на поверхности моря формируются значительные по величине и устойчивые во времени аномалии средних температур воды, сохраняющиеся до 3—5 мес и более (табл. 3.10).

В теплом полугодии формирование положительных аномалий среднемесячных температур воды ( $A_{T_w}$ ) происходит при установлении над Каспийским морем слабоградиентного барического поля или преобладания западно-восточного переноса, сопровождаемого адвекцией теплого воздуха, сформированного над Средиземным морем. В такие годы над Каспием преобладает маловетренная солнечная погода, процесс радиационного прогрева практически не нарушается длительное время и аномалии средних температур воды достигают 2—3°C и более.

Максимальные положительные аномалии в центрах очагов составили в Красноводске 2,9°C (август 1937 г.), в Махачкале 3,7°C (июнь 1962 г.),

на о. Жилом 2,2°C (июнь 1975 г.), в Бекдаше 5,8°C (июль 1975 г.), в Кара-Богаз-Голе 6,2°C (июль 1975 г.), у о. Огурчинского 3,9°C (июнь 1948 г.).

Не меньшую роль в формировании положительных аномалий играет перенос на Каспий прогретых воздушных масс из районов Средней Азии. В закрытых бухтах и заливах (Кендерли, Красноводский залив) эффект радиационного прогрева усиливает теплообмен поверхностных слоев воды с прогретым воздухом и средняя температура воды может повышаться до 30—31°C (табл. III.28). С другой стороны, господство восточных ветров предопределяет подъем холодных глубинных вод на некоторых участках побережья (Бекдаш, Куули-Маяк) и резкое понижение температуры воды.

Отрицательные аномалии средних температур ( $-A_{T_w}$ ) в теплом полугодии устанавливаются при частых прохождении циклонов через Каспийское море. Резкое усиление северных ветров в тылу циклонов сопровождается ветровым перемешиванием, усилением внутриводного теплообмена и понижением температуры на поверхности воды. При таких ситуациях у побережья и на мористых акваториях устанавливаются отрицательные аномалии средних температур, превышающие -2...-3°C. Экстремальные отрицательные аномалии средних температур достигали -5,1°C в Махачкале (июнь 1950 г.), -4,7°C в Бекдаше (август 1950 г.), -3,6°C на о. Жилом (июль 1961 г.).

В холодное полугодие положительные аномалии средних температур воды формируются при установлении над морем западно-восточного переноса воздушных масс. Перемещение на акваторию Кас-

пия средиземноморских циклонов сопровождается адвекцией тепла и установлением устойчивых во времени положительных аномалий, превышающих 2—3 °С.

В 1937 г. положительные аномалии сохранялись с июля по октябрь. Их очаг располагался в Среднем Каспии. Максимальные аномалии, зафиксированные в сентябре, достигали 3,4 °С у Махачкалы и 4,4 °С в Бекдаше.

Поле положительных аномалий сохранялось с ноября 1943 г. по август 1944 г. Очаг аномалий располагался у восточного побережья. Максимальные аномалии зафиксированы у о. Огурчинского (3,2 °С в январе) и в Красноводской бухте (4,1 °С в марте).

Положительные аномалии повсеместно сохранялись с сентября 1947 по июль 1948 г. Максимальные аномалии средних температур достигали в январе 4,5 °С (Махачкала) и в феврале 3,4 °С (Красноводск).

Зона однородных положительных аномалий средних температур воды установилась у восточного побережья Среднего Каспия в ноябре—декабре 1961 г., где сохранялась до мая—июня 1962 г. Почти повсеместно аномалии средних температур составляли 3,1—3,7 °С.

Положительные аномалии, установившиеся в ноябре—декабре 1965 г. на акватории Среднего и Южного Каспия, сохранялись до мая—июня 1966 г. у восточного побережья и до августа у западного. Положение очагов аномалий не было стабильным. В январе 1966 г. очаг аномалий располагался в Красноводском заливе ( $A_{T_w} = 4,0$  °С), в феврале он переместился к Махачкале ( $A_{T_w} = 3,5$  °С), а в марте — в район Форт-Шевченко ( $A_{T_w} = 3,4$  °С).

Поле положительных аномалий средних температур воды, сформировавшееся в октябре 1974 г. и сохранявшееся до июля 1975 г., характеризовалось нестабильностью положения очагов аномалий. В октябре 1974 г. очаг аномалий до 2,2—2,4 °С сформировался у юго-западного побережья. В январе 1975 г. положительные аномалии установились у восточного побережья, в марте—апреле — в южной части моря. Очаг высоких положительных аномалий (до 5,8 °С) располагался у Бекдаша.

Поля отрицательных аномалий температуры воды в холодном полугодии устанавливаются при активизации арктического или сибирского максимумов, обуславливающих адвекции холодных воздушных масс на акваторию моря.

При активизации арктического максимума и вторжении холодных воздушных масс на Каспийское море по полярной (с Баренцева моря) и ультраполярной (с Карского моря) осям наиболее резкое понижение температуры воды происходит в Северном и Среднем Каспии, где формируются значительные и устойчивые во времени отрицательные аномалии средних температур воды.

В экстремально холодном полугодии 1953-54 г. в сентябре—октябре по всей акватории моря начало формироваться устойчивое поле отрицательных аномалий средних температур воды, сохранявшееся до апреля—мая 1954 г. Предельно высокие отрицательные аномалии от —4,2 до —4,8 °С зафиксированы в ноябре 1953 г. вдоль восточного побережья моря. При повторном мощном вторжении

холодного воздуха на акваторию моря в феврале 1954 г. аномалии средних температур достигли —4,1 °С у о. Жилого, —3,9 °С в Красноводске, —3,1 °С в Бекдаше, —4,9 °С на о. Огурчинском. Однородное поле отрицательных аномалий температуры воды сохранялось до мая—июня 1954 г.

Аномально холодным было полугодие 1968-69 г. Отрицательные аномалии средних температур воды установились в ноябре 1968 г. После повторного мощного похолодания средняя температура воды в январе оказалась на 4,6 °С ниже нормы в Красноводске и на о. Огурчинском. После очередного похолодания в марте аномалии средних температур воды достигли —3,3 °С в Бекдаше, —4,6 °С в Астаре и —4,9 °С в Махачкале. Отрицательные аномалии температуры воды сохранялись от 6 до 11 мес.

В зимы активизации сибирского максимума очаги устойчивых отрицательных аномалий температуры воды располагаются преимущественно у восточного побережья. Так, в зиму 1941-42 г. в очагах отрицательных аномалий значения аномалий в феврале достигли —2,6 °С в Бекдаше и —3,9 °С в Форт-Шевченко.

В зиму 1944-45 г. очаг отрицательных аномалий средних температур воды располагался в юго-восточной части моря. Максимальная аномалия зафиксирована в декабре 1944 г. (о. Огурчинский, —6,3 °С). В холодном полугодии 1976-77 г. очаг аномалий в октябре находился в северо-восточной части моря (Форт-Шевченко, —4,1 °С).

### 3.2.3. Термическая стратификация вод

Формирование температурного режима на поверхности моря и в толще вод определяется тепловым балансом на границе вода—воздух и интенсивностью теплообмена между поверхностными и глубинными слоями воды.

Обычно за «деятельный» принимают слой толщиной 0—200 м, на нижней границе которого еще прослеживается годовой ход температуры воды. В Каспийском море уже на горизонте 100 м сезонная изменчивость температуры весьма незначительна [20]. Поэтому здесь за нижнюю границу деятельного слоя принимают горизонт 100 м.

Описание термической стратификации вод дано по наиболее характерным месяцам климатических сезонов, отражающим процессы прогрева и охлаждения водных масс (февраль—апрель, август—ноябрь).

В феврале — месяце наибольшего охлаждения вод — в южных районах Северного Каспия в слое 0—25 м вертикальная стратификация температуры весьма мала. В Среднем и Южном Каспии вертикальное распределение температуры воды в пределах деятельного слоя (0—100 м) также отличается однородностью.

В южных районах Северного Каспия температура воды на поверхности несколько ниже, чем в придонных слоях, что является следствием эффективного излучения с поверхности моря. Значения ее в среднем изменяются от 2,4—4,2 °С на поверхности до 3,4—4,5 °С на горизонте 10 м в умеренные зимы, от 3,8—6,6 до 3,7—6,6 °С — в теплые и от —0,4... 2,1 до —0,4... 2,9 °С — в холодные. Небольшие различия температуры воды на поверхности и на горизонтах 10, 25 м объясняются интен-

сивным конвективным и ветровым перемешиванием на мелководье. В холодные зимы близ побережья п-ова Мангышлак может отмечаться слабая инверсия — повышение температуры на горизонте 10 м. Это объясняется адвекцией вдоль восточного побережья более теплых и соленых среднекаспийских вод.

В Среднем Каспии в районах с глубинами более 25 м средняя температура воды в пределах деятельного слоя незначительно понижается с глубиной — от 6,8—7,9 °С на поверхности до 5,9—7,4 °С на горизонте 100 м в умеренные зимы, от 7,6—8,4 до 6,8—8,0 °С — в теплые и от 5,7 до 5,5 °С — в холодные.

Вертикальные градиенты температуры воды на нижней границе деятельного слоя в умеренные, теплые и холодные зимы соответственно составляют 0,006, 0,005 и 0,010 °С/м. Под деятельным слоем, на горизонтах 200—500 м, вертикальные различия температуры малы, ее значения понижаются от 5—6 °С на горизонте 200 м до 4—5 °С на горизонте 500 м.

В районе Апшеронского порога с глубинами около 200 м в прибрежных участках устанавливается почти полная изотермия. В пределах деятельного слоя средняя температура воды от поверхности до горизонта 100 м понижается от 7,5—9,5 до 6,7—8,3 °С в умеренные зимы, от 9,8—11,7 до 7,3—11,6 °С — в теплые и от 6,0—8,2 до 5,7—6,8 °С — в холодные. Вертикальные градиенты температуры воды в слое 0—100 м изменяются от 0,01 до 0,05 °С/м.

В Южном Каспии в прибрежных районах в феврале наблюдается почти полная изотермия со значениями температуры воды около 7—8 °С у западного и 7—10 °С у восточного побережий. В центральных глубоководных районах полная однородность температуры характерна лишь для слоя 0—25 м.

Ниже слоя изотермии до границы деятельного слоя (100 м) температура воды понижается на 1,5—2,0 °С. Вертикальные градиенты в слое 0—100 м составляют 0,006—0,013 °С/м.

Между горизонтами 100 и 700 м температура понижается от 8—9 до 6 °С в умеренные зимы, от 9,5—11,5 до 6,3—7,0 °С — в теплые и от 7—8 до 5—6 °С — в холодные. Вертикальные градиенты в слое 100—700 м незначительны, по данным [223] они составляют лишь 0,002 °С/м.

В марте начинается прогрев поверхностных слоев воды и образуются различия в температуре между теплым поверхностным слоем и подстилающими более холодными водами.

К апрелю, в средние по термическим условиям сезоны, на юге Северного Каспия температура поверхностного слоя повышается на 6—7 °С у побережья и на 4—5 °С в открытых районах. На горизонте 25 м ее значения повышаются на 2—3 °С.

Вертикальные градиенты температуры в слое 0—10 м составляют 0,10—0,30 °С/м. В теплые годы при интенсивном прогреве, контрасты температуры в слое 0—10 м возрастают, а вертикальные градиенты увеличиваются до 0,20—0,50 °С/м. В слое 0—10 м температура воды около 10 °С, вертикальные градиенты составляют 0,06—0,12 °С/м. У восточного побережья вода прогревается до 10 °С и несколько выше до глубины 50 м, вертикальные

градиенты в прогретом слое составляют 0,064—0,088 °С/м. Под слоем прогретых вод до горизонта 100 м температура понижается до 8,2—9,4 °С. Вертикальные градиенты в деятельном слое изменяются от 0,032 до 0,042 °С/м (табл. 3.11).

В теплые сезоны прибрежные воды прогреваются практически до дна. У западного побережья значения температуры воды в поверхностном слое и на придонных горизонтах изменяются от 15,3—15,4 до 12,3—12,5 °С, у восточного — от 14,1—15,4 до 12,7—12,2 °С. Градиенты температуры в деятельном слое составляют 0,040—0,049 °С/м.

В холодные годы контрасты температуры между поверхностным и глубинными слоями меньше. Температура воды изменяется от 8,5 до 9,9 °С в поверхностном слое и от 6,7 до 7,8 °С — на горизонте 100 м. Градиенты в деятельном слое понижаются до 0,011—0,024 °С/м.

В августе в Северном Каспии мелководья прогреваются до дна. На акваториях с глубинами, превышающими 25 м, в верхнем слое 0—10 м температура равна 23—24 °С. Глубже, на горизонтах 10—25 м, расположен термоклин, вертикальные градиенты в котором достигают 0,60—0,81 °С/м.

В Среднем Каспии поверхностный слой воды обычно прогревается у западного побережья до 24—25 °С. У восточного побережья в зоне апвеллинга температура воды в слое 0—10 м ниже, чем на мористых акваториях. Положение верхней границы термоклина изменяется от 10 до 30 м, нижней — от 30 до 50 м, толщина слоя — от 10—15 до 20—25 м. Вертикальные градиенты в термоклине составляют 0,31—0,60 °С/м, в пределах деятельного слоя (0—100 м) они почти постоянны (0,017—0,018 °С/м).

В аномально теплые сезоны при повышении температуры в поверхностном слое положение термоклина не меняется, границы его сохраняются в слое 20—30 и 30—50 м, но вертикальные градиенты увеличиваются до 0,50—0,76 °С/м.

В холодные сезоны термоклин располагается между горизонтами 10—20 и 30—40 м. Толщина слоя 20 м, вертикальные градиенты температуры — от 0,70 до 0,74 °С/м.

В Южном Каспии в верхнем однородном слое толщиной 10—25 м температура составляет 21—25 °С. Глубже расположен термоклин толщиной 20—30 м. Вертикальные градиенты в слое термоклина изменяются в пределах 0,460—0,530 °С/м в холодные, 0,483—0,535 °С/м — в умеренные и 0,650—0,700 °С/м — в теплые сезоны. В пределах деятельного слоя вертикальные градиенты температуры изменяются от 0,16 до 0,17 °С/м на нижней границе.

В октябре—ноябре в процессе развития конвективного и турбулентного перемешивания происходит выравнивание температуры с глубиной и эрозия термоклина.

В южных районах Северного Каспия в умеренные сезоны устанавливается почти полная гомотермия: температура воды от поверхности до дна равна 9—11 °С. При сильном охлаждении моря температура на поверхности ниже, чем в подповерхностном слое.

В Среднем Каспии охлаждение вод распространяется до горизонта 25 м. В слоях глубже 50 м температура оказывается на 1,0—1,5 °С выше, чем



Средние значения вертикальных градиентов температуры воды

Месяц	«Вековые» разрезы								
	Дивичи—Кендерли			о. Жилой—м. Куули			о. Куринский Камень—о. Огурчинский		
	номер станции	границы слоя, м	градиент, °С/м	номер станции	границы слоя, м	градиент, °С/м	номер станции	границы слоя, м	градиент, °С/м
<b>Слой скачка температуры, м</b>									
Апрель	4	20—40	0,062	5	0—20	0,357	5	0—30	0,112
	6	10—30	0,137	4	10—30	0,223	7	0—20	0,214
Август	4	20—50	0,489	4	25—35	0,612	5	30—50	0,643
	6	20—30	1,617	5	20—30	1,289	7	20—30	1,245
Ноябрь	4	25—50	0,108	4	10—25	1,035	5	50—100	0,086
	6	25—50	0,208	5	25—50	0,766	7	50—100	0,170
<b>Деятельный слой (0—100 м)</b>									
Апрель	4	0—100	0,024	4	0—100	0,034	5	0—100	0,042
	6	0—100	0,032	5	0—100	0,035	7	0—100	0,032
Август	4	0—100	0,184	4	0—100	0,185	5	0—100	0,168
	6	0—100	0,180	5	0—100	0,169	7	0—100	0,168
Ноябрь	4	0—100	0,027	4	0—100	0,071	5	0—100	0,080
	6	0—100	0,052	5	0—100	0,061	7	0—100	0,090
Апрель	5	100—700	0,003	Наблюдения до 200 м			5	100—700	0,004
Август	5	100—700	0,003	—	—	—	5	100—700	0,005
Ноябрь	5	100—700	0,004	—	—	—	5	100—700	0,004

в августе. Это объясняется сдвигом фаз ее годового хода при распространении температурных колебаний на большие глубины. В теплые годы подобная стратификация сохраняется. В аномально холодные годы температура воды постепенно уменьшается с глубиной.

В районе Апшеронского порога в умеренные годы температура воды в слое 0—25 м практически однородна. В центральной части между горизонтами 25 и 50 м отмечаются значительные градиенты температуры, значения которых составляют 0,192—0,224 °С/м. В теплые годы вертикальные градиенты наблюдаются в слое 50—100 м (0,10 °С/м), в холодные сезоны — в слое 25—50 м (от 0,16 до 0,18 °С/м).

В южной части моря в умеренные годы температура воды в слое 0—25 (50) м понижается от 16—18 °С на поверхности до 12—15 °С на горизонте 50 м. Перепад температуры наблюдается в слое 50—100 м, где вертикальные градиенты составляют 0,11 °С/м в умеренные годы, 0,15 °С/м — в теплые и 0,20 °С/м — в холодные.

В глубинных слоях моря, ниже 100 м изменения температуры незначительны. Вертикальные градиенты в слое 100—700 м в Дербентской впадине не превышают 0,004 °С/м, а в Южнокаспийской впадине составляют 0,008—0,009 °С/м.

### 3.2.4. Пространственное распределение температуры воды

Различие климатических условий обуславливает значительную неоднородность полей температуры воды в разных частях Каспийского моря. Решающая роль в пространственно-временной изменчивости температуры в поверхностном слое отводится тепловому балансу и адвективному переносу.

Зимой на всей акватории моря наблюдается отрицательный тепловой баланс. Наибольшая теплоотдача происходит на границе Среднего и Южного Каспия. Весной по всей акватории моря наблюдается положительный тепловой баланс. Наибольший

приток тепла к поверхности моря отмечается в Южном Каспии. Летом распределение теплового баланса на акватории моря наиболее неравномерно. Максимальный приток тепла наблюдается в районах с малым испарением (западное побережье Среднего Каспия). Осенью над акваторией Каспия устанавливается отрицательный тепловой баланс. Меньше всего тепла с поверхности моря теряется у южного побережья моря, больше всего — в глубоководных районах.

В феврале отрицательный тепловой баланс сопровождается интенсивной отдачей тепла с поверхности моря в атмосферу и резким понижением температуры воды.

Согласно [14], переход от отрицательного теплового баланса к положительному происходит в марте. В этом месяце обычно заканчивается охлаждение поверхностного слоя моря и начинается его прогрев.

В марте температура воды в прибрежной зоне повышается с севера на юг. У западного берега температура воды на поверхности изменяется от 3—4 °С у дагестанского побережья до 6—7 °С в районе Апшерона и до 8 °С и более в южной части моря. У восточного берега температура воды на 1,5—2,5 °С выше, чем у западного. Значения ее повышаются к югу от 2—3 °С у п-ова Мангышлак до 8 °С у м. Куули и 10—11 °С в юго-восточной части моря.

Менее прогретые воды с температурой 5—6 °С расположены в центральной части Среднего Каспия.

С апреля по июль устанавливается поле температуры воды, типичное для теплой части года. Температура повышается с севера на юг и понижается от мелководных прибрежных районов в сторону открытого моря. В центральной части Среднего Каспия температура воды на поверхности от апреля к маю повышается от 8 до 13—14 °С. Большие горизонтальные градиенты температуры в апреле—мае наблюдаются у восточного побе-



режья от п-ова Мангышлак до Казахского залива (рис. 3.12).

В южной части моря температура воды от апреля к маю повышается от 10 до 15—16°C над Апшеронским порогом и от 14—15 до 20—21°C в юго-восточном районе, где располагается очаг теплых вод.

В июне—июле у западного побережья Среднего Каспия контрасты температуры между прибрежными и глубоководными акваториями сгла-

падного побережья температура воды изменяется от 20,5 до 21,5°C.

В Южном Каспии температура поверхностных слоев понижается от августа к сентябрю на 2°C и изменяется с севера на юг от 22 до 26°C. В сентябре сохраняется процесс проникновения более холодных вод (с температурой около 22°C) от Апшеронского порога в юго-западную часть моря.

В октябре происходит переход от пространственного распределения температуры воды, харак-

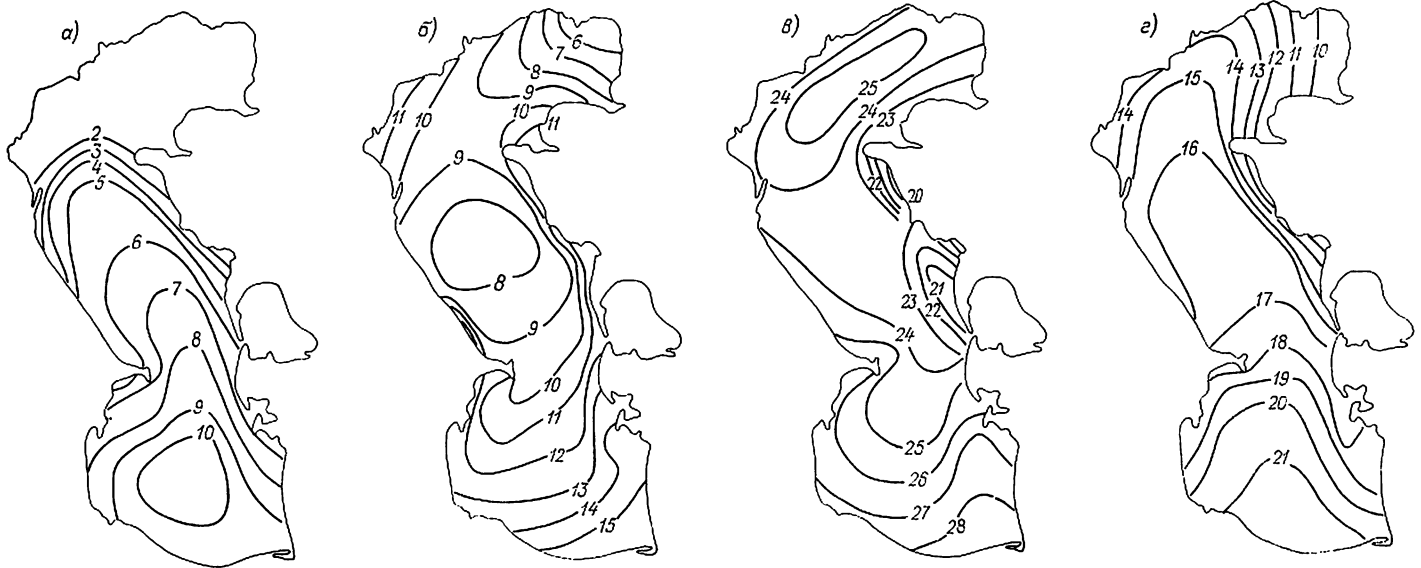


Рис. 3.12. Среднеголетняя температура поверхности моря (°С).  
а — февраль; б — апрель; в — август; з — октябрь.

живаются. Значения температуры воды над Дербентской впадиной несколько превышают 19°C в июне и 23°C в июле. У побережья температура на 1—2°C выше, чем в открытом море. У восточного берега Среднего Каспия температура воды у побережья в зоне аномалии на 5—7°C ниже, чем у западного побережья и в открытом море. В период максимального прогрева температура воды в июле—августе понижается от 23°C на морской границе зоны аномалии до 17—20°C вблизи берега.

В Южном Каспии температура воды повышается в направлении с севера на юг от 21 до 26°C в июне и от 24 до 27°C в июле.

В августе с достижением максимума положительного теплового баланса [14] продолжается повышение температуры воды у побережья и в открытом море, сопровождаемое выравниванием поля температуры. Значения температуры в Среднем Каспии за пределами зоны аномалии составляют 24—25°C.

В Южном Каспии температура повышается от 25°C над Апшеронским порогом до 28°C в юго-восточной части моря (см. рис. 3.12).

В сентябре с переходом от положительного теплового баланса к отрицательному температура воды на поверхности у побережья понижается на 2,5—3,5°C. В зоне аномалии, ограниченной изотермой 20°C, температура воды у побережья составляет лишь 1,5—2,5°C (табл. ПП.32). В районах открытого моря, обладающих большим теплозапасом, характер поля температуры воды от августа к сентябрю практически не меняется. В центральной глубоководной части Среднего Каспия и у за-

падного побережья температура воды изменяется в холодном полугодии.

В октябре при отрицательном тепловом балансе и активизации меридионального переноса холодных воздушных масс над морем наиболее интенсивное охлаждение воды происходит в Северном Каспии и на мелководьях Среднего Каспия. У западного побережья, в зоне активного водообмена с глубоководными районами, интенсивность охлаждения слабеет. Здесь вдоль всего побережья температура воды остается в пределах 15—16°C. У восточного побережья Среднего Каспия, в мелководных бухтах и заливах, температура воды в среднем понижается до 12—13°C. В открытых районах Среднего Каспия температура воды в октябре составляет 16—17°C. У восточного побережья, от п-ова Мангышлак до Казахского залива и несколько южнее, устанавливаются значительные горизонтальные градиенты температуры воды. В центральной части моря температура повышается с 15—16°C на параллели 44° с. до 18°C у Апшеронского порога и до 21°C в южной части моря.

С ноября по февраль при отрицательном тепловом балансе температура воды повышается с севера на юг и от побережий в открытое море (см. рис. 3.12).

К северу от параллели 44° с. с января по март устанавливаются значительные горизонтальные градиенты температуры воды. Вторая зона резких изменений температуры располагается (с ноября по февраль) вдоль восточного побережья Среднего Каспия от м. Сагындык до Казахского залива. Образование их обусловлено различной интенсивно-

стью охлаждения вод на мелководьях и на свале глубин, где сохраняется большой теплозапас и значительная тепловая инерция.

В центральной глубоководной части Среднего Каспия температура воды изменяется от 15—17°C в октябре и 11—21°C в ноябре до 6—8°C в декабре, 3—6°C в январе и 3—5°C в феврале. От Апшеронского порога до южной границы моря температура воды повышается от 18 до 21°C в октябре, от 14 до 16—17°C в ноябре, от 10 до 12—13°C в декабре, от 8 до 10°C в январе и от 7 до 9°C в феврале.

Очаг теплых вод располагается в центральной глубоководной части Южного Каспия. В процессе осенне-зимнего охлаждения общий теплозапас уменьшается, а температура воды понижается от 20—21°C в октябре до 9°C и несколько выше в феврале (рис. 3.12).

Пространственно-временная изменчивость температуры в глубинных слоях обуславливается зимней вертикальной циркуляцией, а также стеканием вод с высокой плотностью, охлаждающихся на прибрежных мелководьях.

Сезонные изменения температуры, затухая с глубиной, прослеживаются до горизонтов 100—200 м. Однако в экстремально суровые зимы процесс конвекции распространяется до значительно больших глубин.

На нижней границе деятельного слоя (100 м) в феврале средняя температура воды у восточного побережья на 1,2—2,0°C выше, чем у западного, что объясняется адвекцией теплых вод с юга на север. У западного побережья моря температура воды изменяется от 5,5 до 7,2°C в Среднем Каспии, от 5,7 до 8,7°C над Апшеронским порогом и от 7,5 до 10,1°C в южной части моря. У восточного побережья предел изменений средней температуры несколько выше. Ее значения уменьшаются с севера на юг в среднем от 1,5 до 10—11°C.

В апреле ввиду сдвига фаз годового хода температуры воды с глубиной она оказывается ниже, чем в феврале. От февраля к апрелю сохраняются контрасты температуры между западным и восточным побережьями. Диапазон средних температур вблизи этих побережий составляет соответственно 5,5—6,8 и 5,3—7,4°C в Среднем Каспии, 4,9—6,9 и 6,8—9,8°C над Апшеронским порогом, 7,2—10,5°C и 7,6—11,3°C в Южном Каспии.

С августа на нижней границе деятельного слоя начинается незначительное повышение температуры, обусловленное сдвигом фаз годового хода с глубиной. В Среднем Каспии выравниваются различия температуры между побережьями, значения ее изменяются от 5,5 до 7,8°C.

В экстремально теплые годы наиболее значительное повышение средней температуры и более широкий диапазон ее колебаний наблюдаются у восточного побережья Среднего Каспия и над Апшеронским порогом. Диапазон изменений температуры в различные годы здесь составляет соответственно от 6,5—10,7, 6,3—13,2°C у восточного до 5,0—8,6, 5,7—8,5°C у западного берегов средней части моря и от 6,6—10,0 до 7,6—9,8°C в южной части.

На горизонте 200 м сезонная изменчивость температуры воды не проявляется.

Среднемноголетняя температура воды в Среднем Каспии изменяется в течение года с 5,7 до 6,0°C. В аномально холодные годы ее значения понижаются до 4,9—5,2°C, в аномально теплые — повышаются до 5,8—7,2°C, размах многолетних изменений не превышает 2°C.

В районе Апшеронского порога средняя температура воды на горизонте 200 м изменяется от 5,8°C в апреле до 6,0°C в феврале. Межгодовые изменения температуры составляют 4,9—7,3°C.

В Южном Каспии средняя температура воды весной у западного побережья несколько выше, чем у восточного. В августе—октябре средняя температура воды у восточного побережья несколько выше (менее 0,5°C), чем у западного. В различные годы температура воды в южной части моря изменяется в диапазоне 6,4—7,9°C в феврале, 6,1—10,6°C в апреле, 5,8—8,8°C в августе и 6,2—9,4°C в октябре.

На горизонте 500 м наиболее высокие средние температуры (4,9—5,5°C) отмечаются в холодном полугодии, что объясняется сдвигом годового хода по вертикали. Большую часть года температура у западного побережья на 0,2—0,6°C выше, чем у восточного. Исключение составляет период максимального прогрева — в августе средняя температура воды у восточного берега на 0,3—0,4°C выше, чем у западного. Широтные различия температуры в глубоководных районах Среднего и Южного Каспия в течение всего года составляют 1,0—1,5°C.

В придонных слоях Дербентской и Южнокаспийской впадин сезонные и многолетние изменения температуры на горизонте 700 м выражены слабо. В Дербентской впадине средняя температура равна 4,2—4,6°C, в отдельные годы она повышается до 4,5—5,4°C или понижается до 3,9—4,2°C.

В Южнокаспийской впадине на горизонте 700 м средняя температура практически постоянна (5,8—5,9°C), в экстремальные годы ее значения понижаются до 5,4°C или повышаются до 6,3°C.

Таким образом, сезонные и многолетние изменения температуры воды в Среднем и Южном Каспии наиболее выражены в деятельном слое толщиной 0—100 м, а глубже они постепенно затухают. На горизонтах 200 м и глубже годового хода температуры не выражен, проявляется лишь межгодовая изменчивость до горизонтов 500—700 м.

Непериодические изменения температуры в прибрежной зоне Среднего Каспия связаны с апвеллингом. В западном прибрежном районе они не продолжительны. В восточном районе выход глубинных вод носит устойчивый характер и служит причиной образования зоны отрицательной температурной аномалии в теплом полугодии и положительной — в холодную часть года.

Положение термоклина, достигающего максимального развития в августе (толщина 20—30 м), не остается постоянным. Его верхняя граница может располагаться вблизи поверхности моря (август 1969 г.) или заглубляется до 30—50 м.

## 4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

### 4.1. Материалы, методика расчета и анализа составляющих теплового баланса

Процессы теплообмена (энергообмена на границе вода — воздух) оказывают большое влияние на формирование термического и ледового режимов моря, их сезонную и межгодовую изменчивость. Точное и полное решение уравнения теплового баланса Каспия позволяет совершенствовать методы расчета и прогноза температуры воды и изменений температурного поля на поверхности моря.

Детальное исследование теплового баланса Каспия было проведено Е. Г. Архиповой [14]. Оно включало расчет основных составляющих теплового баланса для каждого одноградусного квадрата моря и по данным береговых станций за несколько лет. Подобная работа была выполнена и В. С. Самойленко [217] для Каспийского и Аральского морей. Им были уточнены составляющие теплообмена в отдельных районах моря. Расчеты отдельных составляющих теплового баланса проведены М. И. Абакаровым (испарение) [1] и Р. Л. Рейфман (радиационный баланс) [329]. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости составляющих теплового баланса за 1961—1970 гг. по данным судовых наблюдений и береговых станций проведен А. Н. Косаревым и Т. А. Пармузиной [225].

Однако расчеты первых четырех авторов проводились по устаревшим методикам и с использованием небольших массивов данных. Поэтому задачей настоящих исследований было уточнение составляющих теплового баланса на основе современных методов расчета характеристик их пространственно-временной изменчивости.

Так, существенное уточнение в расчетах радиационного баланса представляет интегральный учет влияния общего количества облаков и облаков нижнего яруса на суммарную радиацию и эффективное излучение.

Суммарная солнечная радиация подсчитывалась при значении солнечной постоянной, равном 82,88 МДж/(м<sup>2</sup>·мин), а не 79,55 МДж/(м<sup>2</sup>·мин), как в расчетах, проведенных ранее [237, 292].

Кроме этого, оценка турбулентных потоков тепла и влаги была выполнена в двух вариантах: с учетом и без учета поправочных коэффициентов  $K_e$  и  $K_i$ , рассчитанных Г. Н. Папиным [297].

Для расчета характеристик теплообмена использовались осредненные за месяц гидрометеорологические параметры: температура воздуха и воды, скорость ветра, общая и нижняя облачность, абсолютная влажность воздуха, соленость воды, толщина и сплоченность льда. Эти параметры осреднялись как по данным береговых и островных ГМС, так и по 56 одноградусным квадратам, охватывающим всю площадь Каспийского моря (см. рис. 2.1 и главы 2, 3, 8).

Расчет характеристик энергообмена между поверхностью моря и атмосферой проводился по методике, разработанной в ГГО и МФ ААНИИ [328,

331]. Были определены среднемноголетние составляющие теплового баланса для каждого месяца и в целом за год.

Для среднемноголетних условий уравнение теплового баланса моря может быть записано в виде

$$R \pm LE \pm Q_{\text{кт}} \pm Q_i \pm A \pm Q_p = 0, \quad (4.1)$$

где  $R$  — радиационный баланс;  $LE$  — затраты тепла на испарение и приход за счет конденсации;  $Q_{\text{кт}}$  — конвективно-турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой;  $Q_i$  — выделение тепла при ледообразовании и потери тепла при таянии льда;  $A$  — теплообмен за счет адвекции тепла течениями;  $Q_p$  — теплообмен, вызванный турбулентно-конвективным перемешиванием.

За короткие промежутки времени (месяц) поступление и расход тепла не уравновешиваются, и море либо теряет, либо приобретает какое-то количество тепла ( $B$ ), что и является причиной изменчивой температуры воды. Поэтому и неполный тепловой баланс определяется по формуле

$$R \pm LE \pm Q_{\text{кт}} \pm Q_i = B, \quad (4.2)$$

где  $B$  — результирующий поток.

Радиационный баланс рассчитывался как разность между поглощенной радиацией  $Q_{sw}$  и эффективным излучением  $Q_{\text{эф}}$ :

$$R = Q_{sw} - Q_{\text{эф}}; \quad (4.3)$$

$$Q_{sw} = Q_s (1 - r) = Q_0 f(n) (1 - r); \quad (4.4)$$

$$Q_{\text{эф}} = E_w - \delta E_a = \delta (\sigma T_w - E_a), \quad (4.5)$$

где  $Q_0$  — суммарная радиация при безоблачном небе (возможная радиация);  $Q_s$  — суммарная радиация при реальных условиях облачности;  $f(n)$  — функция, учитывающая влияние облаков на суммарную радиацию;  $r$  — альbedo поверхности моря;  $E_w$  — излучение поверхности моря;  $E_a$  — излучение атмосферы;  $\delta$  — коэффициент теплового излучения поверхности моря;  $\sigma T_w$  — излучение абсолютного черного тела при температуре поверхности воды.

Согласно формулам (4.3) — (4.5) для расчета радиационного баланса необходимо определить суммарную радиацию при безоблачном небе  $Q_0$ , функцию  $f(n)$ , альbedo водной поверхности  $r$  и эффективное излучение  $Q_{\text{эф}}$ .

Метод расчета суммарной радиации при безоблачном небе основан на эмпирической связи с высотой солнца и прозрачностью атмосферы. В качестве характеристики прозрачности атмосферы использован коэффициент прозрачности  $P_2 = 0,75$  при массе атмосферы, равной 2. Суточные суммы возможной радиации определены, согласно [145], как среднее из трех значений на 5, 15 и 25-е число каждого месяца (на середину месяца) при  $P_2 = 0,75$ . Для перехода к возможным суточным суммам при других значениях прозрачности использовалась зависимость

$$Q_0 = bQ_{0,75}, \quad (4.6)$$

где  $b$  — поправочный множитель, который зависит от полуденной высоты солнца. При этом требуемое  $P_2$  определяется по  $T$  — температуре воздуха за рассматриваемый интервал времени.

Учет влияния облаков на суммарную радиацию проводился с помощью функции  $f(n) = Q/Q_0$ , которая определялась по баллу общего ( $n$ ) количества облаков и облаков нижнего яруса ( $N$ ) [32, 331] значения полуденной высоты солнца  $h_{\text{пд}}$ . Учтена также рекомендация о том, что при облачности 5 баллов над океаном облака пропускают на 15 % больше солнечной радиации, чем аналогичные облака над морями на континентах. Более того, при облачности свыше 5 баллов процент задержания солнечной радиации возрастает от 15 до 22,5.

Альbedo ( $r$ ) поверхности моря рассчитывается в зависимости от балла общего количества облаков при различных значениях полуденной высоты солнца [331]. Для Северного Каспия, который в зимнее время покрывается льдом, определялось альbedo льда, покрытого сухим свежеснеженным снегом. Для этого использовалась зависимость альbedo от толщины льда и снега, приведенная в работе [65]. Затем определялась солнечная радиация, поглощенная водой, по формуле (4.4).

Если поверхность моря покрыта льдом (полностью или частично), то  $Q_{sw}$  умножалось на  $(1 - A_i/10)$ , где  $A_i$  — сплоченность льда в баллах (от 0 до 10).

Солнечная радиация, поглощенная льдом, определялась по формуле

$$Q_{si} = Q_0 f(n) (1 - r_i) A_i/10, \quad (4.7)$$

где  $Q_{si}$  — поглощенная льдом суммарная солнечная радиация;  $r_i$  — альbedo льда, вычисляемое по интерполяционным формулам.

Эффективное излучение поверхности моря было выражено в общем виде формулой (4.5).

При безоблачном небе формула для расчета эффективного излучения имеет вид [114]

$$Q_{\text{эф}} = \delta \sigma T_w^4 - \delta (1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775), \quad (4.8)$$

где  $Q_{\text{эф}}$  — эффективное излучение водной или ледяной поверхности моря;  $\sigma$  — интегральная излучательная способность воды (0,91) и льда (1,00);  $\delta$  — постоянная Стефана — Больцмана;  $T_w = 273 + t_w$  — температура поверхности воды или льда, К.

При наличии облачности излучение атмосферы над водной поверхностью будет равно [129]

$$E_{a,w} = (1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775) [1 + k(n/10)^2], \quad (4.9)$$

где  $E_{a,w}$  — излучение атмосферы над водной поверхностью;  $n$  — общая облачность, баллов;  $k$  — коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение атмосферы,

$$k = (E_{a,10} - E_{a,0})/E_{a,0}, \quad (4.10)$$

где  $E_{a,0}$  — излучение атмосферы при безоблачном небе ( $n = 0$ )

$$E_{a,0} = 1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775; \quad (4.11)$$

$E_{a,10}$  — излучение атмосферы при сплошной общей облачности ( $n = 10$ )

$$E_{a,10} = 1,48 \sqrt{\sigma T^4} - 0,569. \quad (4.12)$$

Излучение атмосферы над ледяной поверхностью [292]

$$E_{a,i} = [1,126 (\sigma T^4)^{1,327}] [1 + k(n/10)^2], \quad (4.13)$$

где  $E_{a,i}$  — излучение атмосферы над снежно-ледяной поверхностью моря;  $T = 273 + t$  — абсолютная температура воздуха на уровне судовых наблюдений, К.

Наконец, эффективное излучение акватории, частично покрытой льдом, вычислялось по формуле

$$Q_{\text{эф}} = E_{a,w} (1 - A_i/10) + E_{a,i} A_i/10, \quad (4.14)$$

где  $A_i$  — сплоченность льда, баллы.

После определения значений поглощенной коротковолновой радиации и эффективного излучения по уравнению (4.3) рассчитывался радиационный баланс.

Расчеты турбулентных потоков тепла и влаги на границе вода — воздух проводились по простым полуэмпирическим соотношениям [123, 125]:

$$Q_{\text{кт}} = - \frac{\rho c_p \chi^2}{\exp(-2\alpha z_0)} \frac{(T_w - T) V}{(\ln^* z - \ln^* z_0)^2}, \quad (4.15)$$

где  $Q_{\text{кт}}$  — турбулентный (конвективно-турбулентный) теплообмен;  $T_w$  — температура поверхности моря, °С;  $T$  — температура воздуха на высоте 10 м, °С;  $V$  — скорость ветра на высоте 10 м, м/с;  $z_0$  — параметр шероховатости ( $z_0 = 0,0006$  м) принимался постоянным;

$$\ln^* z = \ln z + \alpha z + \frac{(\alpha z)^2}{2 \cdot 2!} + \frac{(\alpha z)^3}{3 \cdot 3!} + \dots + \frac{(\alpha z)^n}{nn!},$$

$\ln^* z$  отражает комплексное влияние динамических и термических факторов на вертикальный турбулентный обмен;  $\alpha$  — параметр стратификации, который характеризует влияние температурной стратификации атмосферы на турбулентный поток тепла и зависит от числа  $ri$  — критерия устойчивости приводного слоя воздуха (аналог числа Ричардсона)

$$ri = (T_w - T)/V^2.$$

При устойчивой стратификации ( $ri < 0$ )  $\alpha > 0$ , при неустойчивой ( $ri > 0$ )  $\alpha < 0$ , при  $ri = 0$   $\alpha$  близок к нулю (равновесная стратификация). Первый сомножитель в правой части уравнения (4.15) представляет собой коэффициент турбулентности [Вт/(м<sup>2</sup> · К)]:

$$C = \rho c_p \chi^2 / \exp(-2\alpha z_0),$$

где  $\rho$  — плотность воздуха, кг/м<sup>3</sup>;  $c_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, КДж/(кг · К);  $\chi$  — постоянная Кармана;  $z_0 = 0,0006$  м;  $\alpha$  меняется от  $-0,08$  до  $0,08$ .

В зимние месяцы при наличии льда теплообмен рассчитывался по формуле

$$Q_i = -0,432 \frac{T_w - T}{H_i} \frac{A_i}{10}, \quad (4.16)$$

где  $T_w$  — температура воды подо льдом, °С;  $T$  — температура воздуха, °С;  $0,432$  [(Вт/(м · К))] — коэффициент теплопроводности;  $A_i$  — сплоченность льда, баллы;  $H_i$  — толщина льда, м.

Поток влаги  $\bar{E}$  (мм/мес) рассчитывался по формуле

$$\bar{E} = \frac{325,7 (e_0 - e_z) V_z}{(\ln^* z - \ln^* z_0)^2}, \quad (4.17)$$

$e_0$  — максимальное парциальное давление водяного пара при температуре поверхности воды, гПа [319];  $e_z$  — влажность воздуха на высоте  $z$ , гПа.

Расчет  $\bar{E}$  проводился с учетом солености на поверхности моря. Располагая значениями испарения в каждом квадрате моря, провели расчеты потока скрытого тепла  $L\bar{E}$ , умножив на скрытую теплоту испарения и продолжительность каждого месяца.

Надо отметить, что нелинейность формул для расчета теплообмена и испарения по осредненным за длительный период значениям гидрометеорологических параметров влечет за собой ошибки. Для их исправления Г. Н. Паниным [297] было предложено вносить поправки  $K_T$  и  $K_e$  в расчеты испарения и теплообмена. По его экспериментам эти погрешности оцениваются от 10 до 50 %. Значения этих поправок зависят от перепада влажности воздуха  $\Delta e$  и особенно от произведения  $\Delta e V_z$ , характеризующего зависимость влагопереноса от стратификации приводного слоя воздуха. Карты изменчивости  $K_T$  и  $K_e$  для Каспийского моря, построенные Паниным [240], были использованы для коррекции значений теплообмена и испарения, полученных по осредненной гидрометеоинформации.

Таким образом, поток тепла и влаги рассчитывался с учетом и без учета поправок  $K_e$  и  $K_T$ .

Расчет тепла, затрачиваемого на процессы таяния льда и выделяющегося при ледообразовании, производился по формуле

$$Q_i = q\rho' m, \quad (4.18)$$

где  $q$  — скрытая теплота затвердевания — равна теплоте плавления льда,  $q = 333,7$  кДж/кг;  $\rho'$  — средняя плотность льда, равная  $0,9$  кг/дм<sup>3</sup>;  $m$  — масса льда, кг (произведение толщины на площадь и плотность льда).

Для анализа особенностей энергообмена по результатам расчетов были построены карты пространственного распределения характеристик теплообмена: радиационного, турбулентного, явного и скрытого, и результирующего для всех месяцев года, и графики годового хода составляющих теплового баланса для выбранных квадратов. В целях унификации характеристики в тексте приводятся за четыре месяца, характерных для четырех сезонов года.

Графики годового хода строились для квадратов (4, 7, 16, 25, 36, 44 и 54), выбранных таким образом, чтобы отразить особенности теплообмена моря с атмосферой в различных в гидрологическом отношении районах. Так, квадрат 4 — это мелководный район северо-восточной части Каспия, 7 — находится в центре Северного Каспия в струях волжских вод, 16 — характеризует запад Среднего Каспия, квадрат 25 — восток Среднего Каспия; 36 — находится на Апшеронском пороге; 44 — отражает режим самого глубоководного участка моря и 54 — участок иранского побережья.

Анализ пространственно-временной изменчивости  $B$  проводился для каждого из компонентов.

## 4.2. Характеристика радиационных условий

Радиационный режим подстилающей поверхности Каспийского моря является одной из важных характеристик теплового баланса. Большая широтная протяженность моря, неодинаковое поступление радиационного тепла в разных районах определяют различную интенсивность прогрева.

### 4.2.1. Суммарная и поглощенная солнечная радиация

Поступление солнечной радиации на поверхность Каспийского моря рассматривалось многими авторами [14, 217, 225, 306, 329]. Установлено, что суммарная солнечная радиация при безоблачном небе ( $Q_0$ ) зависит от высоты солнца и прозрачности атмосферы над морем, которая в свою очередь зависит от температуры и влажности воздуха. Коэффициент прозрачности ( $P_2$ ) уменьшается с повышением температуры воды и увеличением влажности. Рассчитанный по предложенной методике ГГО [328]  $P_2$  меняется по времени и по площади моря: от 0,80 в зимние месяцы до 0,68 летом [306].

Еще больше на суммарную радиацию влияет облачность. В наших расчетах  $Q_s$  получилась больше, чем у авторов [14, 22], на 10—15 %. Возможно, это объясняется разным значением солнечной постоянной, использованной в расчетах, и последующими уточнениями в расчетных формулах [331].

Рассматривая особенности радиационного режима Каспийского моря по площади, можно отметить следующее: на рис. 4.1, где приведены значения  $Q_s$  по данным четырех месяцев, видно, что большая изменчивость суммарной радиации наблюдается в январе — от 150 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) на северо-западе моря до 310 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) на юго-востоке. Такая же закономерность отмечается в апреле, только с меньшей изменчивостью: от 560 до 660 МДж/(м<sup>2</sup>·мес). В июле суммарная радиация почти однородна по всему морю — от 770 до 810 МДж/(м<sup>2</sup>·мес).

В октябре  $Q_s$  изменяется от 350 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) на северо-западе до 480 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) на юге моря. Годовое значение суммарной радиации изменяется от 5500 МДж/(м<sup>2</sup>·год) на северо-западе до 6700 МДж/(м<sup>2</sup>·год) — на юго-востоке моря. Таким образом, градиент суммарной радиации в течение всего года направлен с юго-востока на северо-запад (рис. III.5). Такая же закономерность отмечалась в работах Архиповой, Самойленко, Рейфман [14, 217, 329].

Особенностью пространственного распределения  $Q_s$  является меридиональное направление изолиний потока тепла вдоль западного берега моря. На одной и той же широте приток  $Q_s$  в восточной части моря больше, чем в западной: в январе — на 30—50, апреле — на 20—29, июле — на 10, октябре — на 20—80, в целом за год — на 300—600 МДж/(м<sup>2</sup>·год).

Причиной такого распределения является большая облачность над морем у западного побережья Среднего и Южного Каспия: зимой — до 7—8 баллов, весной и осенью — до 6—7 баллов. Облачность на западном побережье Среднего Каспия вообще больше во все сезоны года, что связано с циклонической деятельностью в этом районе [217], а также объясняется орографическим влиянием простираю-

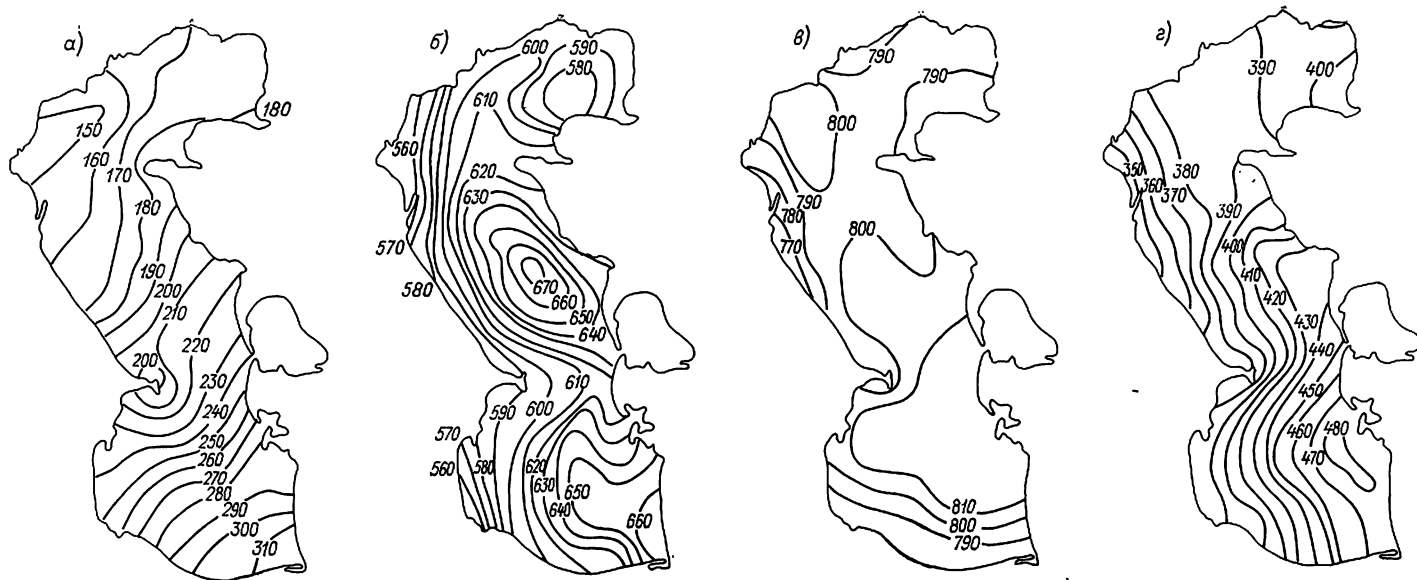


Рис. 4.1. Суммарная солнечная радиация (МДж/м<sup>2</sup>).  
 а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

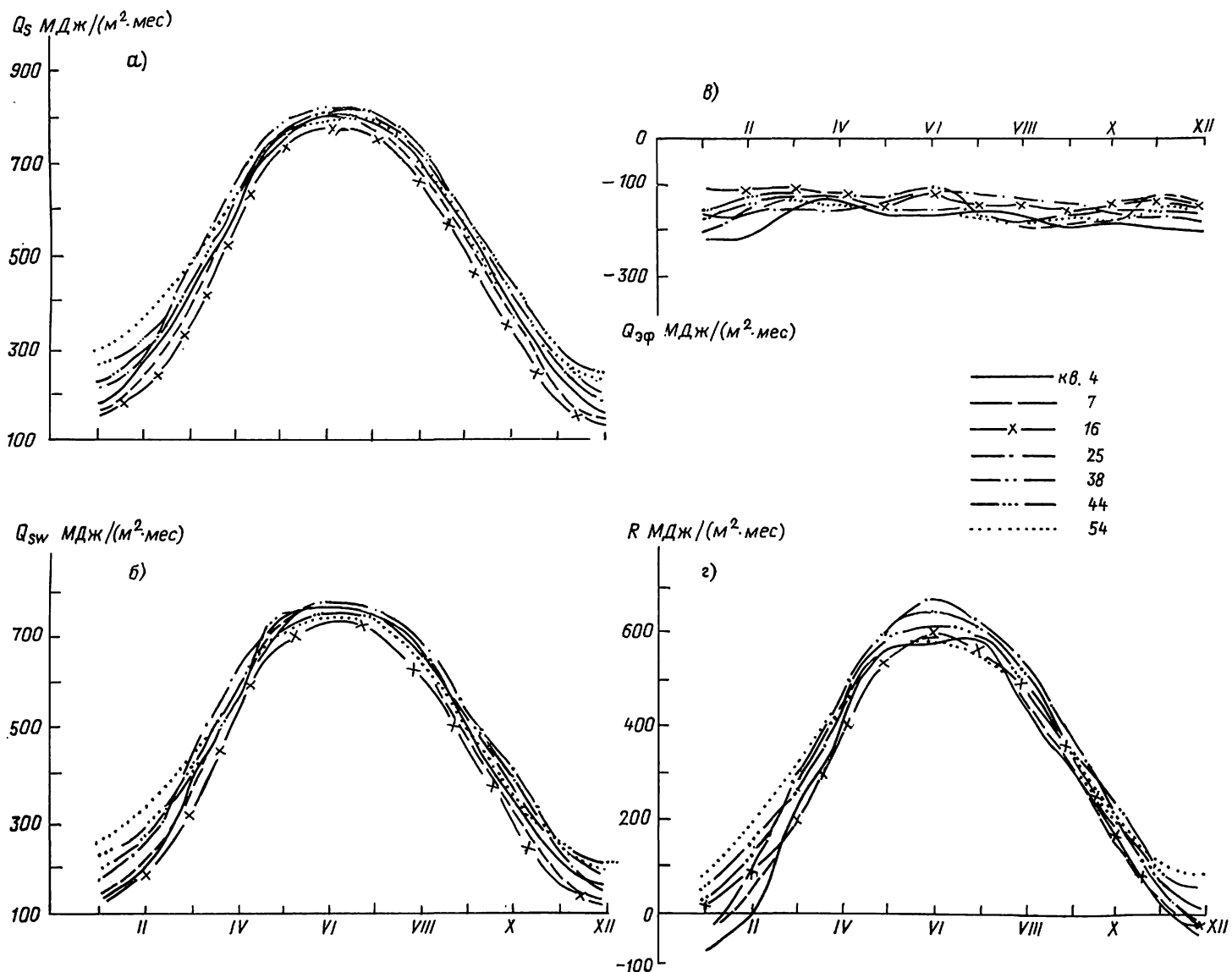


Рис. 4.2. Годовой ход суммарной солнечной радиации (а), поглощенной радиации (б), эффективного излучения (в) и радиационного баланса (г) в квадратах Каспийского моря.

щихся вдоль моря хребтов, которые располагаются поперек господствующих восточных и северо-восточных ветровых потоков. Это влияние проявляется в течение всего года и прослеживается далеко в открытом море.

В годовом ходе  $Q_s$  размах колебаний достигает 630—670 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) в разных районах моря по данным семи указанных квадратов (рис. 4.2 а). Минимальные значения  $Q_s$  — 150—250 МДж/(м<sup>2</sup> × мес) — отмечаются в декабре, максимальные —

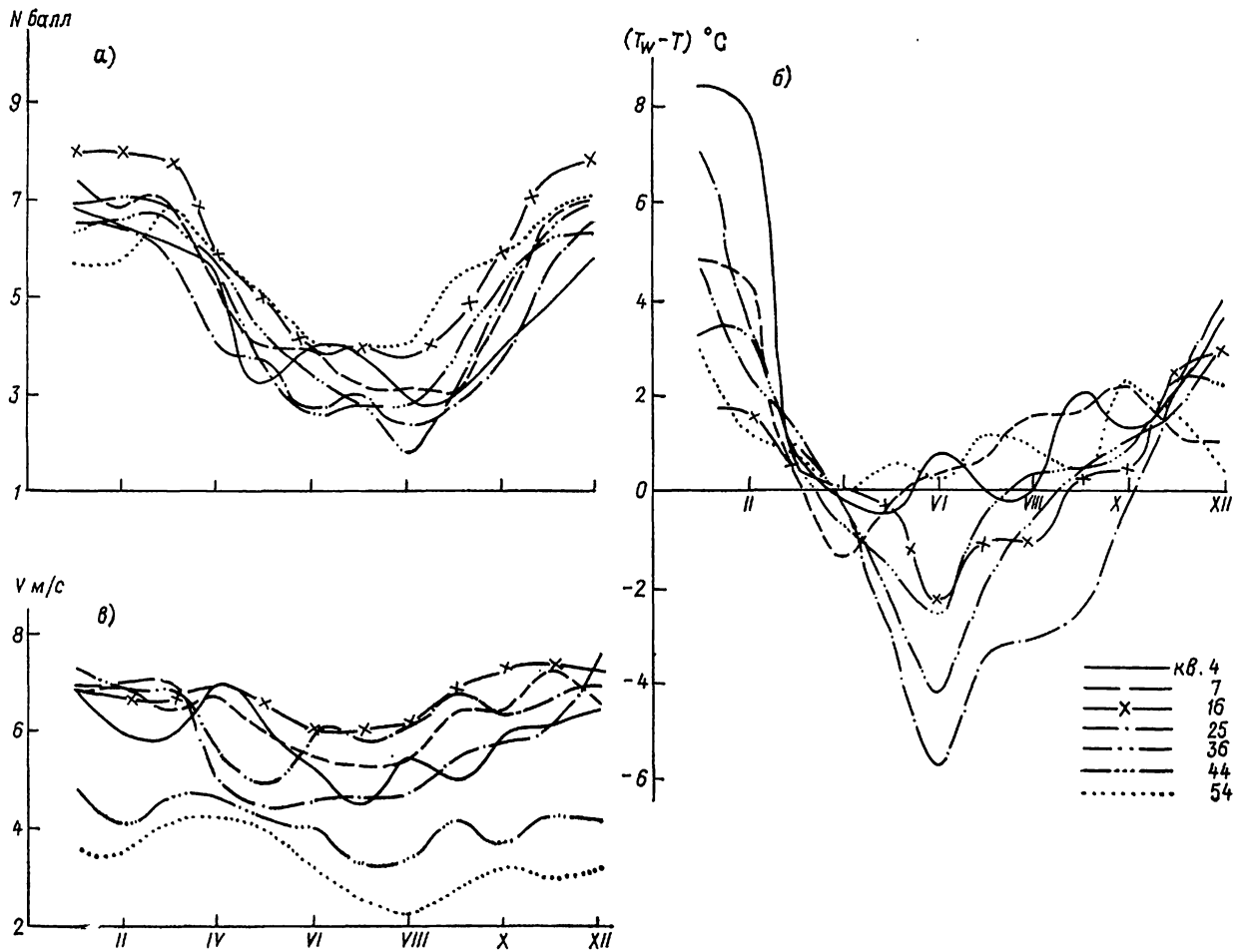


Рис. 4.3. Годовой ход облачности (а), разности температур воды и воздуха (б) и скорости ветра (в) в квадратах Каспийского моря.

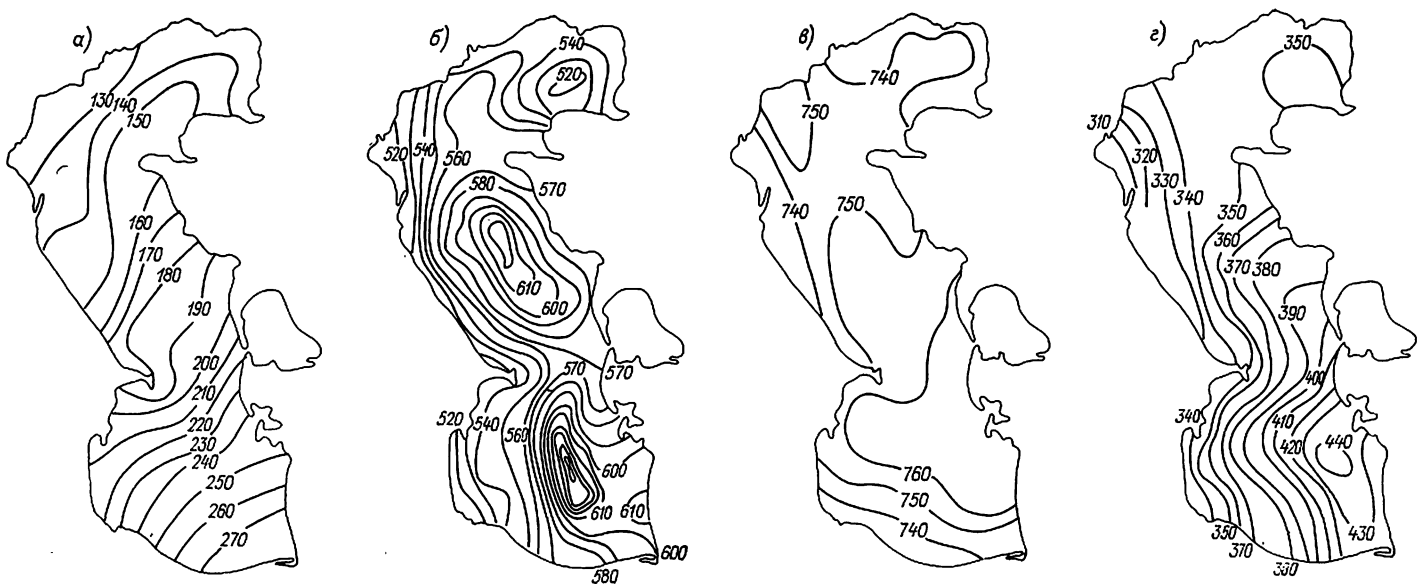


Рис. 4.4. Поглощенная солнечная радиация (МДж/м<sup>2</sup>).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.



780—830 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) — в июле. Годовой ход облачности в этих квадратах приведен на рис. 4.3 а.

Поглощенная солнечная радиация ( $Q_{sw}$ ), как правило, повторяет ход суммарной радиации вследствие относительно небольшой изменчивости альбедо водной поверхности ( $r$ ). Только в зимние месяцы  $r$  увеличивается и, по данным [65], меняется в зависимости от толщины льда и характера снежного покрова на 15—65 %. На рис. 4.4 отмечается та же закономерность увеличения  $Q_{sw}$  с северо-запада на юго-восток, но с меньшей разницей — на 20—50 МДж/(м<sup>2</sup>·мес).

На схемах отмечаются три максимума поглощенной радиации: над Уральской бороздиной в Северном Каспии, над глубоководными впадинами Среднего и Южного Каспия [520, 620 и 650 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) соответственно].

Годовой ход поглощенной солнечной радиации, построенный для семи квадратов, приведен на рис. 4.2 б. Поглощенная радиация не имеет существенных различий в годовом ходе в разных точках. Размах  $Q_{sw}$  составляет 600 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) [от 120 до 720 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)].

В Северном Каспии вследствие значительного увеличения альбедо до 40—60 % в зимние месяцы поглощенная часть солнечной радиации уменьшается. Поэтому в этот период разность между поглощенной радиацией на севере и на юге моря становится больше на 20—30 МДж/(м<sup>2</sup>·мес).

#### 4.2.2. Эффективное излучение

Эффективное излучение в тепловом балансе Каспийского моря рассматривалось в работах [3, 217, 225, 306, 329]. Эффективное излучение, представляющее собой разность между длинноволновым излучением моря и атмосферы, играет важную роль наряду с коротковолновой радиацией. Эффективное излучение происходит непрерывно в течение суток и года [2]. Основными факторами, влияющими на  $Q_{эф}$  при безоблачном небе, являются температура и влажность воздуха. С повышением температуры воздуха  $Q_{эф}$  увеличивается, а с повышением абсо-

лютной влажности — уменьшается. Это связано с тем, что увеличивается противозлучение водяного пара.

Особенно сильно  $Q_{эф}$  зависит от облачности, уменьшаясь при увеличении последней. В годовом ходе  $Q_{эф}$  это влияние заметно по всему морю. Как отмечают авторы [14, 217],  $Q_{эф}$  незначительно изменяется в течение года — от —102 до —285 МДж/(м<sup>2</sup>·мес).

В наших расчетах отмечена та же закономерность: наибольшие значения  $Q_{эф}$  наблюдаются в период прогрева [—160... —180 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)], наименьшие — в марте—апреле — почти по всему морю. На представленных кривых (рис. 4.2 в) видно, что изменения  $Q_{эф}$  в течение года незначительны. Только зимой в Северном Каспии в прикромочных районах наблюдается повышение эффективного излучения до —230 МДж/(м<sup>2</sup>·мес). Оно почти в два раза превышает летнее значение  $Q_{эф}$ . Такое возрастание можно объяснить резким увеличением перепада температуры воды и воздуха в этот период. Это хорошо видно на рис. 4.3 б, где перепад  $T_w - T$  составляет 8 °С (точки 4, 7). Еще лучше эта особенность прослеживается на картах пространственного распределения эффективного излучения. На рис. 4.5 по всему Северному Каспию в январе отмечаются повышенные значения  $Q_{эф}$  [—170... —220 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. Можно указать еще одну причину повышенного значения  $Q_{эф}$ : зимой ледяная поверхность покрывается снегом, который поглощает длинноволновую радиацию и излучает почти полностью как черное тело ( $\delta_{снега} = 1$ ). В январе вдоль западного побережья наблюдаются минимальные значения  $Q_{эф}$ , равные —110... —150 МДж/(м<sup>2</sup>·мес), а вдоль восточного — максимальные [—190... —230 МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. Это связано с большой облачностью на западе (до 7—8 баллов) и небольшой (до 4—5 баллов) в районах восточного побережья. Такое же распределение  $Q_{эф}$  в пространстве отмечается в апреле, октябре и в целом за год (рис. П1.7), только лишь с меньшим градиентом. Исключение составляет июль, когда на восточном побережье из-за подъема

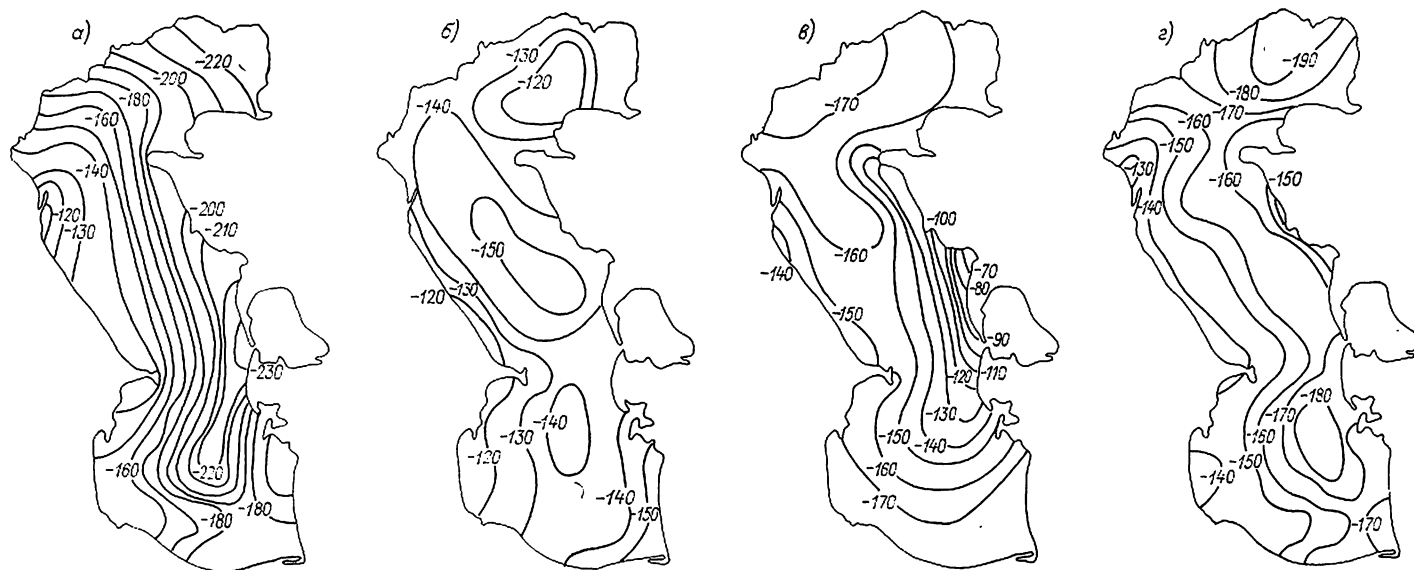


Рис. 4.5. Эффективное излучение (МДж/м<sup>2</sup>).  
а — январь; б — апрель; в — июль; з — октябрь.

холодных глубинных вод (явление сгона)  $Q_{эф}$  уменьшается до  $-70... -100$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес) и становится меньше, чем на западе на этих же широтах.

Таким образом, в Каспийском море наибольшие потери тепла путем эффективного излучения происходят в восточных его районах, а наименьшие — в районах с большой облачностью. Такие же закономерности отмечены в работах [14, 217, 329]. В целом по морю потери тепла путем эффективного излучения составляют 33 % в расходной части баланса.

#### 4.2.3. Радиационный баланс

Радиационный баланс ( $R$ ), представляющий собой разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением, был рассчитан для каждого квадрата моря. Расчеты показали, что годовой ход идентичен годовому ходу суммарной и поглощен-

Каспию наблюдается равномерный рост  $R$  от 10 до 110 МДж/(м<sup>2</sup>·мес). Увеличение в апреле суммарной радиации сказывается заметно на пространственном распределении  $R$ . Для этого месяца характерно общее повышение  $R$  с северо-запада на юго-восток до 480 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) и наличие двух максимумов в центре Среднего Каспия и на юго-востоке Южного Каспия. В июле на большей части моря наблюдается аналогичная картина, когда  $Q_s$  в большей степени определяет радиационный баланс поверхности,  $R$  менее изменчив по всему морю. Выделяются районы подъема холодных вод, где отмечается большой градиент 610—670 МДж/(м<sup>2</sup>·мес) с большими значениями  $R$  и район иранского побережья, где значения минимальны для данного месяца [(560 МДж/(м<sup>2</sup> × мес)]. В октябре наблюдается равномерное увеличение  $R$  с северо-запада на юго-восток от 170 до 260 МДж/(м<sup>2</sup>·мес). Годовое пространственное изменение  $R$  почти целиком повторяет годовое из-

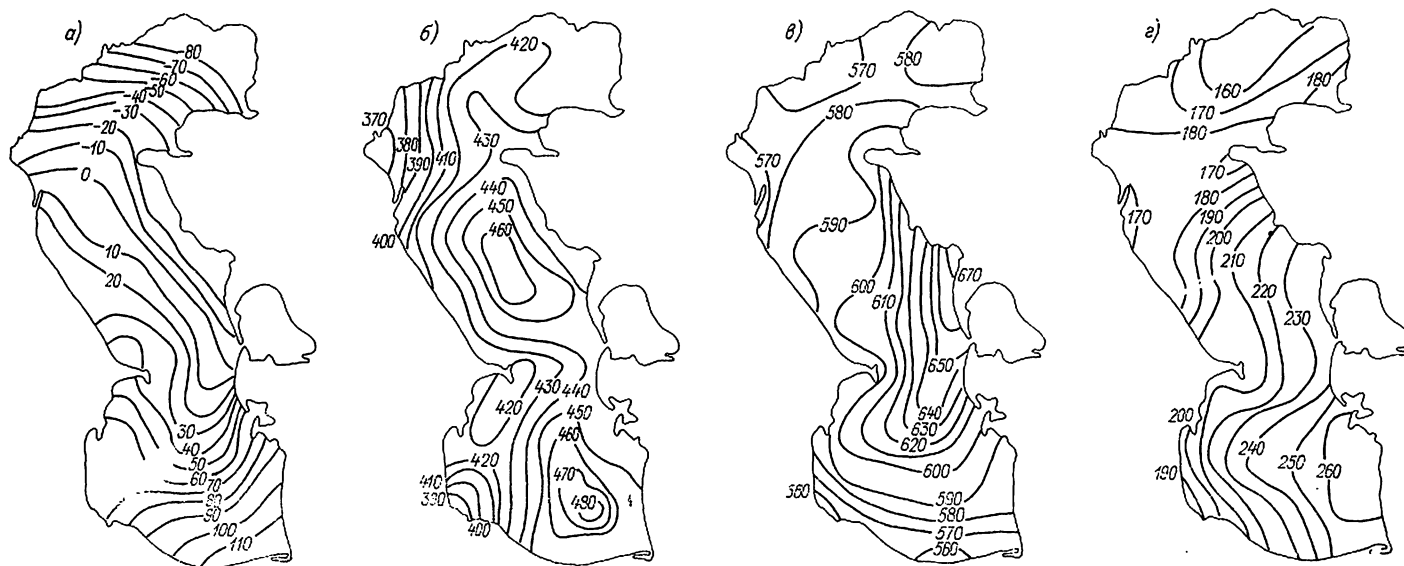


Рис. 4.6. Радиационный баланс (МДж/м<sup>2</sup>).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

ной радиации. Это объясняется тем, что в годовом плане эффективное излучение незначительно меняется от месяца к месяцу. На рис. 4.2г видно, что радиационный баланс в рассматриваемых квадратах меняется от  $-100$  до  $700$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес). В холодную часть года с ноября по февраль  $R$  поверхности моря отрицательный для Северного Каспия и восточной половины Среднего Каспия. В Южном Каспии  $R$  положителен в течение всего года.

Все приведенные экстремумы по срокам соответствуют срокам минимальной и максимальной суммарной и поглощенной солнечной радиации (рис. 4.2 а и б).

Схемы пространственного распределения  $R$  показывают (рис. 4.6), что в январе, когда  $Q_s$  незначительна, а  $Q_{sw}$  еще меньше, радиационный баланс почти целиком определяется эффективным излучением и в Северном Каспии и в восточной половине Среднего Каспия становится отрицательным [ $-10... -80$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. От западных берегов Среднего Каспия и по всему Южному

менение  $Q_s$  и  $R$  изменяется от 3200 до 4300 МДж/(м<sup>2</sup>·год) (рис. П. 8).

Значения  $R$ , по данным Косарева и Пармузиной [225], совпадают с нашими результатами. Наши же близки к значениям  $R$  у Архиповой [14] и Самойленко [352] и отличаются от них только на 10—15 %.

#### 4.3. Турбулентный теплообмен

Годовой ход конвективно-турбулентного теплообмена ( $Q_{кт}$ ) по данным наших расчетов для отдельных квадратов моря показан на рис. 4.7 а. Приведенные кривые свидетельствуют о том, что турбулентный обмен моря с атмосферой в течение полугода представляет собой отрицательную часть теплового баланса, т. е. море отдает тепло атмосфере. При этом максимум теплообмена приходится на холодное время года, а минимум — на теплое. В исследуемых квадратах переход от отрицательных значений к положительным происходит в середине апреля, а переход к отрицательным —

в сентябре. Изменчивость  $Q_{кт}$  в течение года составляет от  $-400$  до  $150$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес), минимальные значения отмечаются в июле, а максимальные — в январе. Указанную особенность в годовом ходе  $Q_{кт}$  можно объяснить соответствующим ходом разности температур воды и воздуха ( $T_w - T$  —

скорости ветра в зимний период (рис. 4.3 в). Большие скорости ветра отмечаются также в районах Махачкалы, Форт-Шевченко, в Среднем Каспии. Наоборот, в Южном Каспии вследствие малых скоростей ветра и малых разностей ( $T_w - T$ ) турбулентный теплообмен уменьшается по абсолют-

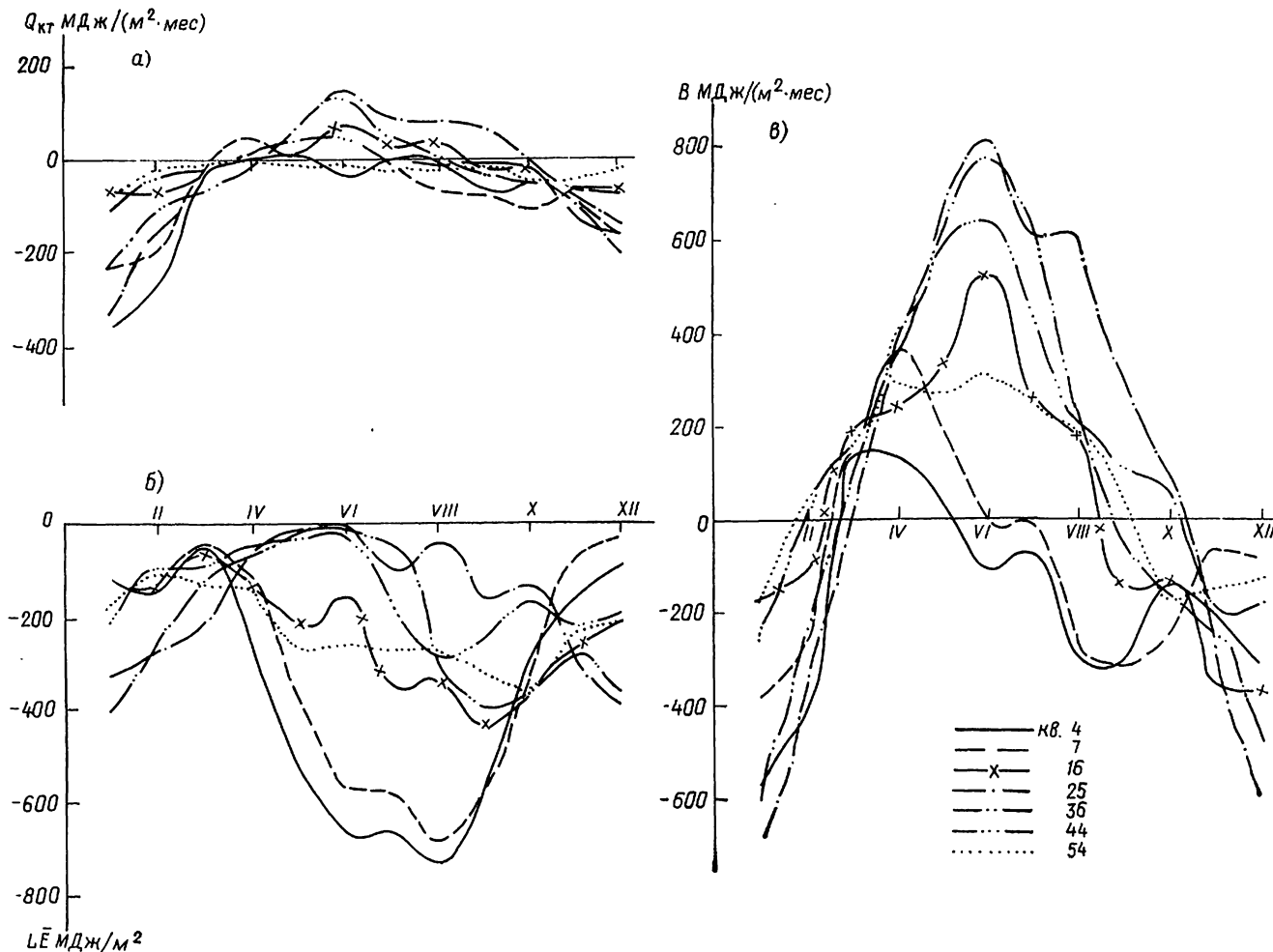


Рис. 4.7. Годовой ход конвективно-турбулентного теплообмена (а), затрат тепла на испарение (б) и теплового баланса (в) в квадратах Каспийского моря.

$T$ ), которая возрастает в осенне-зимний период и уменьшается в летнее время (см. рис. 4.3 б). Смена знака идентична весной, а осенью несколько различается. Так, в кв. 25 (у восточного побережья Среднего Каспия) переход к зимним условиям отмечается в октябре.

Пространственное распределение  $Q_{кт}$  отличается значительным разнообразием в разные сезоны года. В январе (рис. 4.8) турбулентные потери тепла меняются в широких пределах в разных районах: в Северном Каспии от  $-150$  на западе до  $-350$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес) на востоке, в Среднем Каспии от  $-70$  до  $-270$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес), в Южном Каспии от  $-70$  до  $310$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес). Максимальные абсолютные значения  $Q_{кт}$  отмечаются в районе, прилегающем к зал. Кара-Богаз-Гол [ $390-430$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. У восточных берегов море в течение года путем турбулентного обмена получает и теряет больше тепла, чем у западных берегов. Способствуют этому большие

тому значению до  $70$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес) и является наименьшим по всему морю.

В апреле  $Q_{кт}$  невелик, но уже положителен [ $10-50$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. Только в северо-западной части на мелководьях отмечаются еще отрицательные значения  $Q_{кт}$  [ $-30$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. По всему морю вода получает тепло из атмосферы. Изолинии  $Q_{кт}$  имеют меридиональное направление. Максимальные значения  $Q_{кт}$  [ $40-50$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)] отмечаются в центральных районах Среднего и Северного Каспия и в Бакинской бухте.

В летний период теплообмен с атмосферой незначителен. В июле области с положительными значениями  $Q_{кт}$  охватывают уже гораздо большую площадь со значениями до  $50$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес). У восточного побережья Среднего Каспия отмечается максимум  $Q_{кт}$  вследствие значительных разностей ( $T_w - T$ ) в районе подъема глубинных вод, достигающих здесь  $10-13$  °С.

В октябре пространственное распределение турбулентных потоков над морем обнаруживает четко выраженные закономерности: все море, за исключением восточных мелководий, теряет тепло, что свидетельствует об интенсивной теплоотдаче, особенно в центральном районе Северного Каспия и у западного побережья Южного Каспия [до  $-150$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ )]. В центральных районах моря потери составляют  $-30$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ).

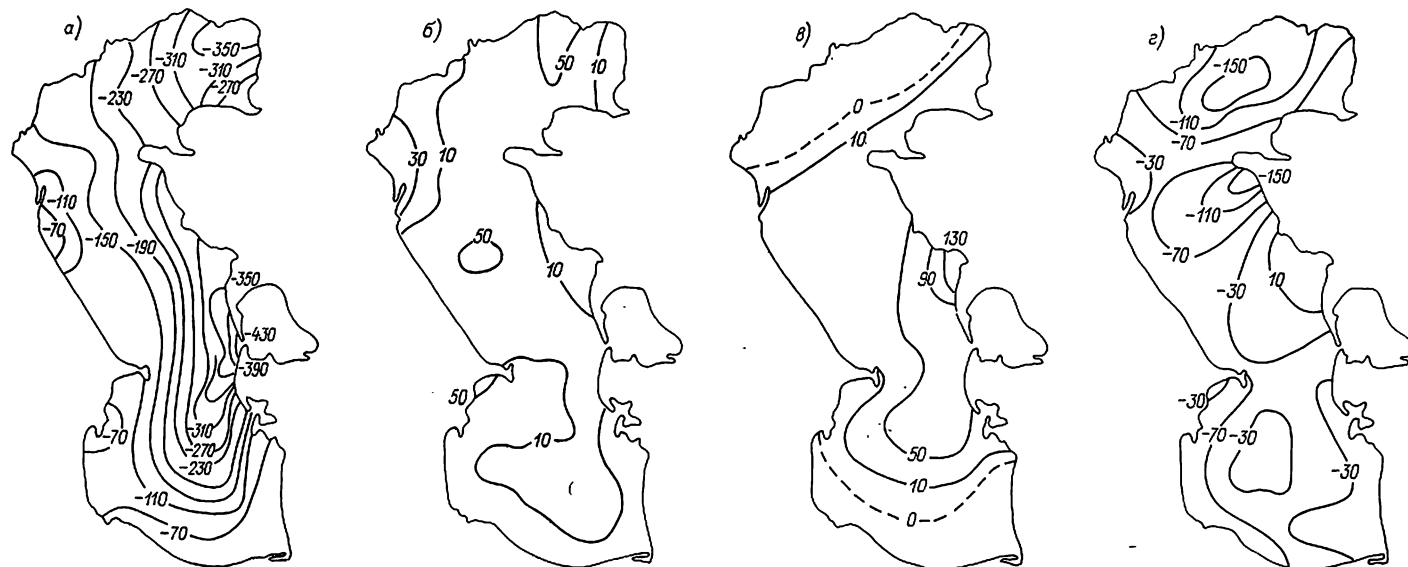


Рис. 4.8. Конвективно-турбулентный теплообмен (МДж/ $\text{м}^2$ ).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

Годовая карта  $Q_{\text{кт}}$  (рис. П.9) свидетельствует, что наибольшее количество тепла море отдает в восточной части Северного Каспия [до  $-1000$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{год}$ )] и на Апшеронском пороге [до  $-600 \dots -900$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{год}$ )], наименьшее — на западном побережье и в Южном Каспии [ $-200 \dots -400$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{год}$ )]. В целом по всему морю  $Q_{\text{кт}}$  составляет  $-590$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{год}$ ), или 11% расходной части баланса. Полученное нами значение турбулентного обмена практически совпадает с данными предыдущих исследователей [14, 123, 352].

Из проведенных исследований можно сделать вывод, что  $Q_{\text{кт}}$  не имеет такого большого удельного веса в расходной части теплового баланса, как, например, в северных морях (Баренцевом, Норвежском).

#### 4.4. Затраты тепла на испарение

Ранее выполненные исследования по испарению [1, 14, 57, 123, 125, 297, 352] свидетельствуют о том, что затраты тепла на испарение в значительной степени определяются градиентом влажности в приводном слое воздуха и скоростью ветра. Роль потока скрытого тепла в тепловом балансе поверхности моря велика. Затраты тепла на испарение являются главным компонентом теплоотдачи моря в атмосферу и поэтому всегда отрицательны.

Годовой ход  $LE$  приведен на рис. 4.7б. Характер кривых противоположен распределению  $Q_{\text{кт}}$ . Минимум  $E$  и  $LE$  наблюдается в зимние месяцы

и в марте в Северном Каспии (квадраты 4 и 7). Наибольших значений  $LE$  достигает в июле — августе.

В Среднем Каспии характер изменений  $E$  и  $LE$  у западных и восточных берегов различен: минимум у западных берегов наблюдается в марте, максимум — в июле — августе (квадрат 16). У восточного побережья минимум наблюдается в июне, а максимум смещается на декабрь (квад-

рат 25). В Южном Каспии максимум наблюдается в августе на западе, на восточном побережье — в сентябре. В целом скрытый поток тепла варьирует между  $-50$  и  $-780$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). Изменчивость  $LE$  в летнее время значительно больше.

Пространственное распределение  $LE$  заметно отличается в разные сезоны года (рис. 4.9).

В январе теплоотдача за счет испарения меняется от  $-110$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) в Северном Каспии до  $-410$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) на Апшеронском пороге. Здесь располагается область максимального  $E$  и  $LE$ . На самом юге Южного Каспия  $LE$  составляет  $-150$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ), а в центре  $-200 \dots -300$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ).

Весной поток скрытого тепла имеет в основном незначительную пространственную изменчивость. В апреле над глубоководными районами Среднего и Южного Каспия эта характеристика меняется от  $-30$  до  $-150$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). В Северном Каспии отмечаются наибольшие теплопотери в этом месяце в районах восточных мелководий и западном мелководье, где  $LE$  составляет  $-270 \dots -310$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) соответственно, тогда как в центральной части  $LE$  составляет  $-110 \dots -150$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). Испарение в прибрежных районах составляет 100—120 мм/мес.

В июле затраты тепла на испарение меняются по акватории моря от  $-30$  до  $-800$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). Наибольшие потери отмечаются по всему Северному Каспию, особенно в восточном районе. На границе со Средним Каспием отмечается большой градиент  $LE$ . Другой максимум потерь тепла

на испарение — район Апшеронского полуострова и Бакинской бухты, где  $LE$  составляет  $-350... -500$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес) из-за больших скоростей ветра, и районы восточных мелководий Южного Каспия и Красноводского залива [ $-350... -500$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. Минимальные потоки тепла отмечены в этот период у восточного побережья Среднего Каспия [ $-30... -100$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)], где происходит подъем холодных глубинных вод,

Самойленко [352],  $-2322... -2272$  МДж/(м<sup>2</sup> × год). Таким образом, поток скрытого тепла является главным компонентом теплоотдачи моря в атмосферу и составляет 56% всей расходуемой части. Испарение в Северном Каспии составило 1440 мм, в Среднем — 1039, в Южном — 1193 мм. Эти значения несколько выше, чем при расчете испарения без поправок  $K_e$ , но встречались в более ранних расчетах [14, 297]. В разделе «Водный

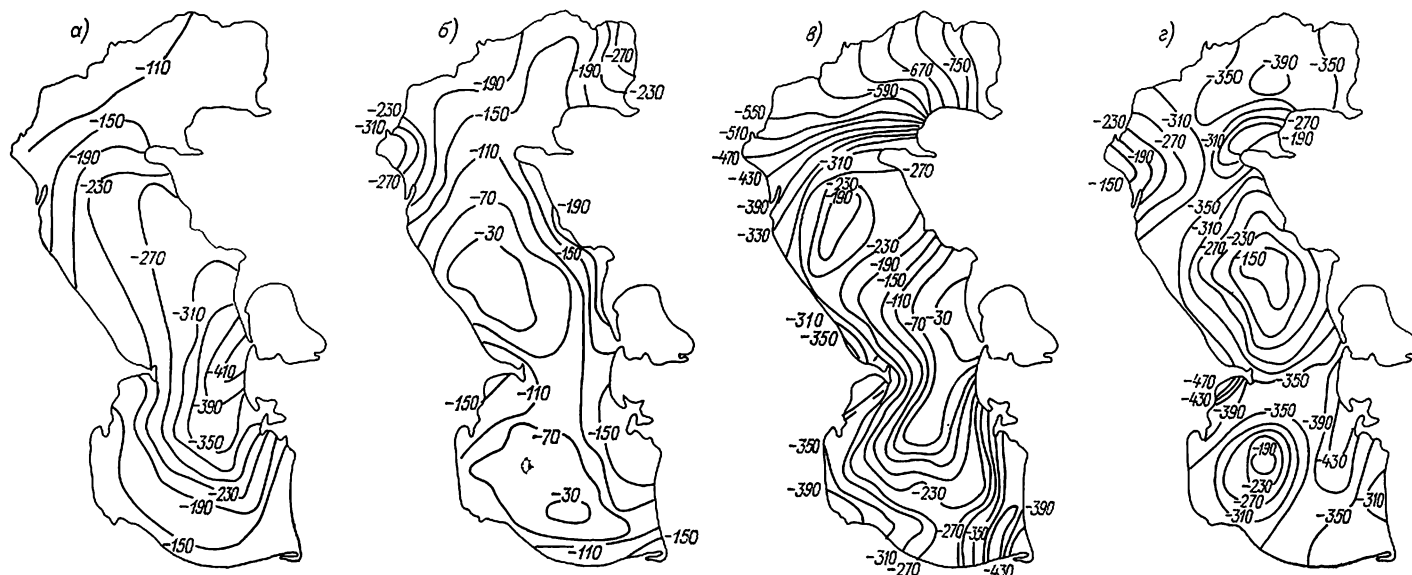


Рис. 4.9. Затраты тепла на испарение (МДж/м<sup>2</sup>).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

язык которого прослеживается далеко в Южном Каспии.

В октябре пространственное распределение  $LE$  характеризуется общим понижением теплопотерь в Северном Каспии и, наоборот, их повышением — в Среднем Каспии, у восточного побережья. Эта особенность объясняется изменением ветровой ситуации над водным бассейном, прекращением подъема холодных вод и поступлением теплых вод из Южного Каспия, где в это время из-за большого прогрева наблюдаются высокие значения  $E$  (150 мм/мес в районе Апшерона и на восточном побережье) и высокие значения  $LE$  [ $-350... -430$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес)]. Общий интервал изменений  $LE$  в октябре составляет  $-150... -470$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес).

На карте годовых изменений теплопотерь при испарении хорошо выделяются районы максимумов и минимумов (рис. П.10). Максимум — на северо-востоке Северного Каспия [ $-4100$  МДж/м<sup>2</sup> × год]. Два других — в Южном Каспии, у Апшеронского и Красноводского заливов [ $-3500$  и  $-4300$  МДж/(м<sup>2</sup>·год) соответственно] из-за больших ветров; в восточных мелководьях до  $-3900$  МДж/(м<sup>2</sup>·год). Минимум испарения у западного побережья Среднего Каспия наблюдается [ $-2300... -2500$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)] из-за малых ветров, а также в центральных районах Среднего и Южного Каспия [ $-1900$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)].

По нашим подсчетам, испарение в среднем по всему морю с учетом поправок на дефицит влажности ( $K_e$ ) составляет 1234 мм, а  $LE = -3036$  МДж/(м<sup>2</sup>·год), по Архиповой [14] и

баланс» данной монографии испарение для всего моря оказалось на 20—25 см меньше наших расчетов, так как использовались другие ряды наблюдений и не учитывались поправки на дефицит влажности.

#### 4.5. Тепловой баланс

Годовой ход теплового баланса ( $B$ ) поверхности моря в семи различных квадратах представлен на рис. 4.7 в. Тепловой баланс меняется в больших пределах: от  $-700$  до  $800$  МДж/(м<sup>2</sup>·мес). В период с марта по июнь тепловой баланс положительный для Северного Каспия (квадраты 4, 7), а с июля уже отрицательный. Это значит, что с марта по июнь море накапливает тепло, а с июля по март теряет его. Особенно большие потери — в сентябре и январе — феврале. В целом в Северном Каспии расход тепла вдвое превышает приход.

В Среднем Каспии смена знака теплового баланса сдвинута на сентябрь у западного побережья, а у восточного — на ноябрь, т. е. время накопления тепла увеличивается на три месяца и составляет семь месяцев (квадраты 6, 25).

В Южном Каспии годовой ход наиболее равномерен. В глубоководных районах преобладает положительный баланс. Если в Северном и Среднем Каспии преобладает расход, а в Южном — приход, то равновесие наступает в результате адвекции тепла с юга. Тепловой баланс поверхности моря испытывает большие колебания от месяца к месяцу. В холодную половину года, так же как и

в теплую, различие суммарного теплообмена может составлять  $-700 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$  в разных квадратах. В январе повсюду баланс отрицательный (рис. 4.10), причем наибольшие потери тепла происходят на границе Среднего и Южного Каспия — на Апшеронском пороге [ $-800 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{мес})$ ]. Меньшие потери (до  $-300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ) наблюдаются у западных берегов Среднего и Южного Каспия. На северо-востоке Северного Каспия  $B = -500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ . Отмеченные особенно

В центре Южного Каспия наблюдается область с пониженной теплоотдачей [ $-50 \dots -100 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ].

В то же время в центре Северного Каспия теплоотдача составляет  $-400 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ . Большие значения результирующего потока отмечаются у Апшеронского полуострова и в Бакинской бухте [ $-200 \dots -300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ].

В годовом тепловом балансе выделяются области больших положительных и отрицательных

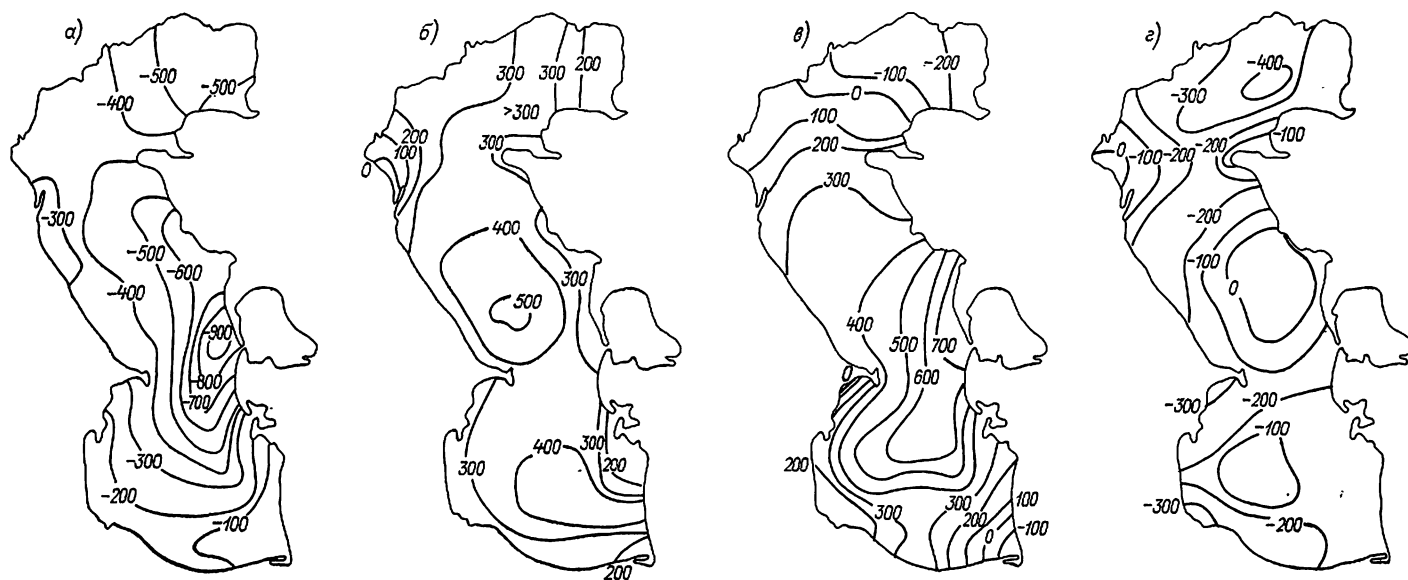


Рис. 4.10. Тепловой баланс (приход — расход тепла) ( $\text{МДж}/\text{м}^2$ ).  
а — январь; б — апрель; в — июль; з — октябрь.

сти хорошо согласуются с перепадом ( $T_w - T$ ). Кроме того, аналогичная картина наблюдается при анализе карт пространственного распределения турбулентного обмена и потоков скрытого тепла в январе. В апреле на всей акватории наблюдается положительный тепловой баланс, т. е. море аккумулирует тепло. Наибольший приток тепла к поверхности моря наблюдается в центральных глубоководных районах Среднего и Южного Каспия [ $400-500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ]. В прибрежных районах он составляет  $200-300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ .

В июле тепловой баланс положителен и по абсолютному значению больше, чем в апреле. Наибольших значений результирующий теплообмен достигает в центре Южного Каспия [ $400-600 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ]. В этих районах моря подъем холодных вод и малое испарение вызывают большой приток тепла.

В мелководных районах Северного Каспия вследствие большого расхода тепла на испарение наблюдается незначительный отрицательный тепловой баланс даже в июле:  $-100 \dots -200 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{мес})$  (на самых восточных мелководьях). Здесь же проходит нулевая граница между положительными и отрицательными значениями  $B$ . Такая же область отмечается в Бакинской бухте и на юго-восточном мелководье.

В октябре тепловой баланс по всему морю отрицательный, кроме районов восточного побережья и центрального в Среднем Каспии, где  $B$  положительный [ $55-85 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ ].

значений [ $1100-1700 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ]. У восточного побережья Северного Каспия, в Апшеронском районе и в Красноводском заливе, где отмечается большое испарение, преобладает значительный расход тепла, он составляет  $-1700$ ;  $-1000$ ;  $-900 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$  (рис. П.11). На всей северной части Каспийского моря господствует отрицательный баланс тепла поверхности моря, восполняемый значительным притоком тепла с юга, о чем будет сказано ниже. В Среднем Каспии преобладает положительный тепловой баланс, равный  $100-1000 \text{ МДж}/(\text{м} \cdot \text{год})$ . В центральной части Южного Каспия баланс положительный [ $1500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ], в Апшеронском районе и в районе, прилегающем к Красноводскому заливу, — отрицательный, равный  $-1100 \dots -900 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ .

Результирующий тепловой поток (неполный тепловой баланс) для Северного, Среднего и Южного Каспия составляет  $-952$ ;  $632$ ;  $587 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{год})$  соответственно.

С учетом площадей отдельных частей моря было получено среднее значение теплового баланса для всего моря:  $142 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ , что составляет  $2,4\%$  общего годового прихода тепла [ $6057 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ ].

Таким образом, если считать, что среднеего-летний тепловой баланс Каспийского моря, как замкнутого моря, должен быть равен нулю, то  $2,4\%$  можно рассматривать как погрешность расчета.

#### 4.6. Энтальпия и теплооборот

Исследование энтальпии (теплосодержания) деятельного слоя Каспийского моря явилось логическим продолжением расчета теплового баланса для завершающего расчета адвекции тепла в море за последние 25—30 лет. Материалами послужили данные по температуре воды, снятые в центре квадратов с карт среднемноголетней температуры с горизонтов 0, 10, 25, 50, 100 и 200 м.

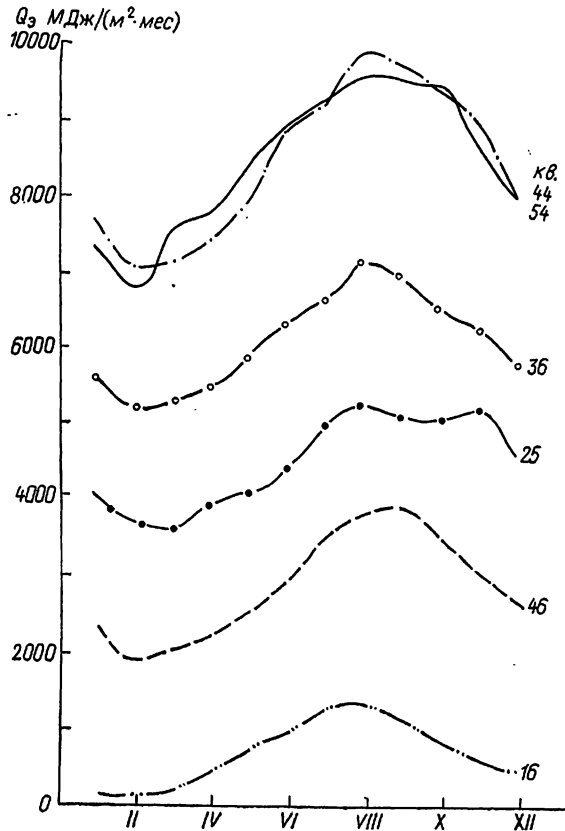


Рис. 4.11. Годовой ход энтальпии деятельного слоя моря в различных квадратах.

Расчет энтальпии производился по формуле:

$$Q_3 = C_p \rho_w H T_w, \quad (4.19)$$

где  $Q_3$  — энтальпия;  $C_p$  — удельная теплоемкость морской воды;  $\rho_w$  — плотность воды;  $H$  — толщина водного слоя.

В соответствии с формулой (4.19) первоначально необходимо было определить среднюю глубину в каждом из 56 квадратов моря и среднюю температуру слоев воды 0—10, 10—25, 25—50, 50—100, 100—200 м. Средний уровень за исследуемый период (1950—1985 гг.) составил —28,5 м. На этот уровень и были определены объемы и площади каждого квадрата. Средние температуры были вычислены для каждого квадрата по графикам годового хода на каждом горизонте и затем определены средние для слоев воды. Анализ графиков годового хода позволил определить нижнюю границу деятельного слоя, где годовые изменения температуры не превышают 1°C. В квадратах, где средние глубины меньше 10 м, за температуру толщи воды принималась среднемноголетняя температура на поверхности моря. В районах,

где глубина меньше 200 м, за нижнюю границу принималась поверхность дна моря; там, где глубина больше 200 м, за нижнюю границу принималась глубина 200 м.

Вычислялись следующие параметры: энтальпия по слоям до дна, суммарная энтальпия, приращение энтальпии деятельного слоя от месяца к месяцу, годовой внутренний теплооборот, адвекция тепла течениями. Результаты расчета энтальпии приведены на рис. 4.11.

Как видно из представленных кривых, энтальпия слоя 0—дно везде имеет четко выраженный годовой ход. Рост энтальпии начинается в основном в марте и только в некоторых квадратах — в апреле. В мелководных районах Северного Каспия — в феврале — марте. Здесь же отмечается раннее наступление максимальной энтальпии — в июне — июле. В глубоководных районах Среднего и Южного Каспия максимум наступает в августе (квадраты 16, 36, 44), а в некоторых районах — в сентябре. У восточного побережья Среднего Каспия (квадраты 20, 24, 25, 26, 29, 37) отмечаются два максимума — в июне и октябре — ноябре — вследствие влияния выхода холодных вод в летние месяцы. В Северном Каспии максимум энтальпии составляет в квадратах 4 и 7 соответственно 174 и 369 МДж/(м²·мес), в Среднем Каспии в квадратах 16 и 25 — 1283 и 5195 МДж/(м²·мес), в Южном Каспии в квадратах 36, 44, 46, 54 — соответственно 7135; 3857; 9841; 9533 МДж/(м²·мес).

Убывание энтальпии в мелководных районах Северного Каспия начинается в августе и составляет 30—70 МДж/(м²·мес) в квадратах 4 и 7, в Среднем Каспии быстрое уменьшение отмечается в сентябре — октябре до 300 МДж/(м²·мес) в квадрате 16, 459 МДж/(м²·мес) — в квадрате 36. В Южном Каспии наиболее интенсивное уменьшение отмечается в октябре — ноябре: в квадрате 44 — 432 МДж/(м²·мес), в квадрате 54 — 714 МДж/(м²·мес). В мелководьях Южного Каспия (квадраты 47, 52) разность энтальпии в октябре и ноябре составляет 143 и 537 МДж/(м²·мес). Из расчетов следует, что интенсивность процессов теплонакопления и теплопотерь наибольшая в мелководных районах, а энтальпия наибольшая в глубоководных районах.

Годовой теплооборот в море является количественным выражением процессов накопления и расхода тепла водными массами. Теплооборот определяется как разность между максимальной и минимальной энтальпией водных слоев. Поэтому годовой теплооборот можно рассматривать в качестве показателя интенсивности процессов, происходящих в деятельном слое. Эта величина, таким образом, может характеризовать интенсивность годового теплообмена в различных районах моря.

Теплооборот зависит от многих факторов: климатических условий района, адвекции тепла течениями, эффекта образования и таяния льда. Эти факторы подвержены заметной межгодовой изменчивости, вследствие чего и годовой теплооборот будет меняться соответственно от года к году.

По нашим расчетам среднемноголетний теплооборот (1950—1983 гг.) в Северном Каспии составил 470 МДж/(м²·год), в Среднем Каспии — 1946 МДж/(м²·год), в Южном — 2294 МДж/(м²·год).



× год). Среднегодовое значение по всему морю составило 1685 МДж/(м<sup>2</sup>·год). Эти значения несколько больше, но близки к данным Архиповой [14].

На карте пространственного распределения теплооборота (рис. П1.12) отмечается значительная изменчивость многолетнего теплооборота: от 200 МДж/(м<sup>2</sup>·год) в Северном Каспии до 3200 МДж/(м<sup>2</sup>·год) — в Южном. На карте выделяются две области значительного годового теплооборота: у западных берегов Среднего Каспия, где теплооборот составил 2600 МДж/(м<sup>2</sup>·год), и в Южном Каспии, в северо-западной его части — 3000—3200 МДж/(м<sup>2</sup>·год). Здесь же у выхода из Бакинской бухты отмечаются большие горизонтальные градиенты теплооборота: от 1000 до 3000 МДж/(м<sup>2</sup>·год), у о. Огурчинского — от 800 до 1800 МДж/(м<sup>2</sup>·год) на границе Северного и Среднего Каспия — от 800 до 1600 МДж/(м<sup>2</sup>·год). По расчетам был построен график зависимости теплооборота от средней глубины. График показывает, что до глубины 20—25 м связь линейна. При увеличении глубины на 1 м теплооборот увеличивается на 80—90 МДж/(м<sup>2</sup>·год). Эти значения близки к данным Архиповой [14].

#### 4.7. Адвекция тепла течениями

Оценить адвекцию тепла независимым методом в настоящее время не представляется возможным. Нами применен косвенный метод оценки адвекции, который неоднократно применялся для расчета различными авторами в различных морях (В. В. Шулейкин, Е. И. Серяков, Джекобс, Мацузава и т. д.). Адвекция тепла (холода) определялась для каждого месяца как разность между изменением энтальпии деятельного слоя моря и тепловым балансом. Указанный метод с успехом можно применять для замкнутого бассейна, в котором среднегодовое значение теплового баланса должно быть близко к нулю:

$$A_m = \Delta Q_{эм} - B_m, \quad (4.20)$$

где  $A_m$  — значения адвекции по месяцам;  $\Delta Q_{эм}$  — приращение энтальпии от месяца к месяцу в квадратах;  $B_m$  — тепловой баланс по месяцам.

В целом за год адвекция получилась равной сумме месячных значений теплового баланса, но с противоположным знаком.

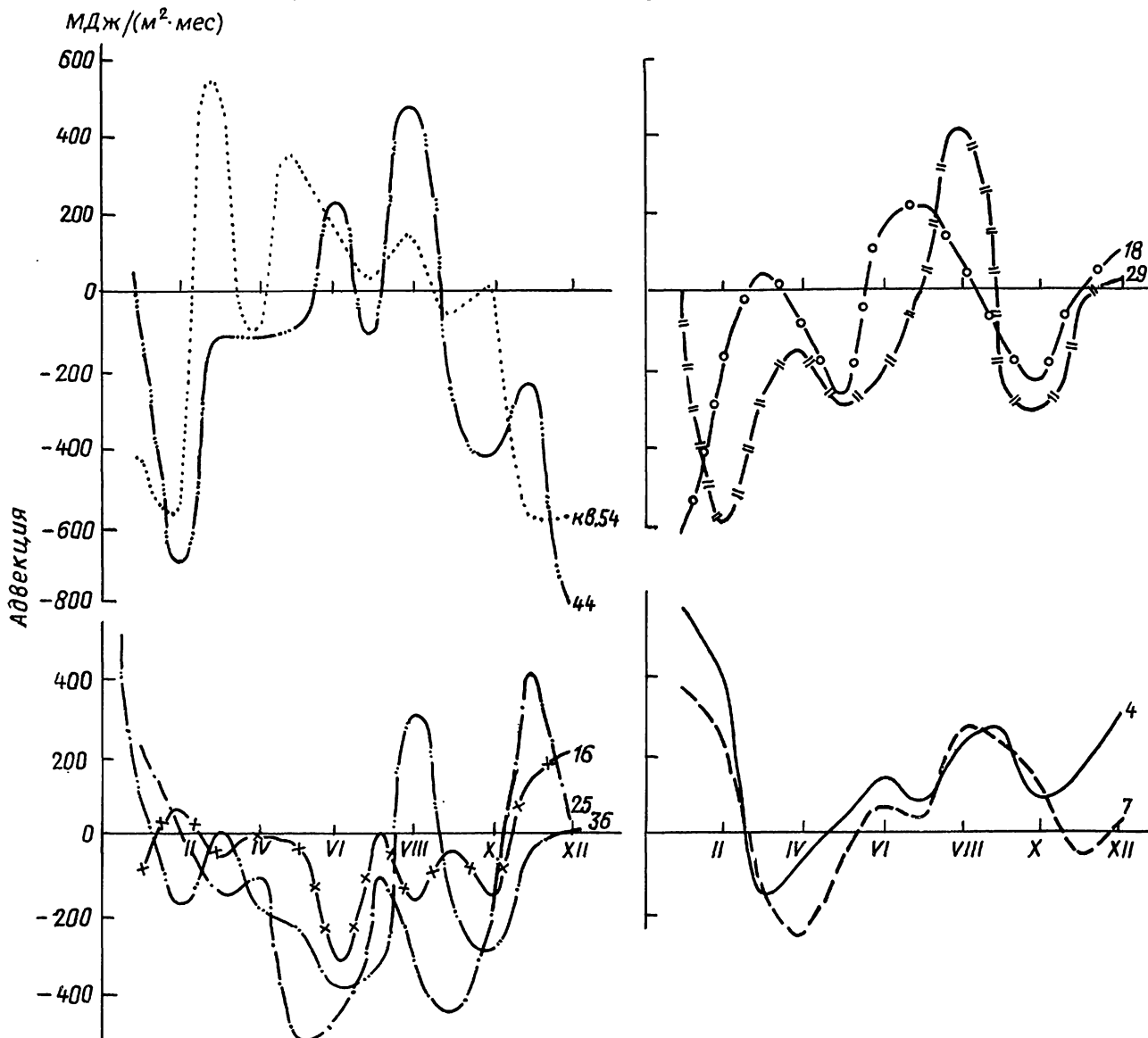


Рис. 4.12. Годовые изменения адвекции в деятельном слое моря в различных квадратах.

Построены графики годового хода адвекции тепла и карты пространственного распределения адвекции по сезонам.

На графике годового хода адвекции видно, что в Северном Каспии она изменяется от  $-245$  до  $600$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) (квадраты 4, 7) и что зимой и осенью адвекция положительна (приток тепла), а летом происходит отток тепла (с марта по июнь) (рис. 4.12). В Среднем Каспии у западного побережья (квадрат 16) зимой и осенью адвекция положительная, весной и летом — отрицательная



Рис. 4.13. Адвекция тепла течениями (МДж/м<sup>2</sup>).  
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

с абсолютными значениями  $200-350$  МДж/( $\text{м}^2 \times \text{мес}$ ). У восточного побережья (квадрат 25) зимой — приток тепла, летом — отток со значениями  $200$  и  $-500$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). Отмечаются два минимума; очевидно, это связано с подъемом холодных вод. На границе Северного и Среднего Каспия (квадрат 18) и на границе Среднего Каспия с Южным (квадрат 29) с января по май происходит отток тепла в Северный и Южный из Среднего Каспия до  $600$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ), а летом — приток тепла из Северного и Южного Каспия, равный  $300-400$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ).

Годовой ход адвекции в Южном Каспии носит более сложный характер. Зимой и осенью в глубоководных районах моря (квадраты 44 и 54) происходит отток тепла, а летом — приток. Размах годовых колебаний — от  $550$  до  $-800$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ).

Пространственное распределение адвективного притока тепла отражено на схематических картах для четырех сезонов (рис. 4.13). В январе схематическая карта показывает зимнее распределение адвекции тепла течениями. По всему Северному Каспию, вдоль восточного побережья Среднего Каспия и на мелководьях Южного Каспия наблюдается приток тепла от  $100$  до  $800$  МДж/( $\text{м}^2 \times \text{мес}$ ). Максимум притока наблюдается на северо-востоке Северного Каспия [ $500$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ )] и в районе, прилегающем к прол. Кара-Богаз-Гол [ $800$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ )]. Области максимального оттока тепла находятся в глубоководном центральном районе Среднего Каспия [до  $-600$  МДж/( $\text{м}^2 \times$

$\times \text{мес}$ )] и глубоководном северо-западном районе Южного Каспия [до  $-900$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ )].

На апрельской карте распределения адвекции тепла видно, что устанавливается весенне-летний режим: из мелководий Северного и Южного Каспия происходит отток тепла. Вдоль западного и восточного побережий Среднего Каспия проходит демаркационная линия нулевых значений адвекции тепла. По всему морю адвекция составляет в среднем  $-100 \dots -300$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ). В июле воды в Северном Каспии теплее, чем в Среднем,

поэтому почти со всей акватории Северного Каспия происходит отток теплых вод [ $100-200$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ )]. В глубоководных частях Среднего и Южного Каспия отмечаются положительные значения адвекции тепла, равные соответственно  $300$  и  $400$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ), а вдоль восточного побережья Среднего Каспия вследствие подъема холодных глубинных вод наблюдается отток тепла, равный  $-300 \dots -600$  МДж/( $\text{м}^2 \times \text{мес}$ ). В Апшеронском районе, где отмечается большое испарение и затрачивается много тепла, возникает компенсационный приток воды и поступление тепла из других районов.

В октябре на Северном Каспии устанавливается осенне-зимнее распределение адвекции тепла, т. е. наблюдается приток тепла. Из Среднего и Южного Каспия наблюдается отток тепла в Северный Каспий. Значения адвекции незначительны — от  $100-200$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) в Северном Каспии до  $-300$  МДж/( $\text{м}^2 \cdot \text{мес}$ ) в Южном и  $-400$  МДж/( $\text{м}^2 \times \text{мес}$ ) в Среднем Каспии.

Годовая карта адвекции тепла представляет собой карту теплового (результатирующего) баланса, но только с обратным знаком (см. рис. П.11). Во всем Северном Каспии существует положительный приток из Среднего Каспия, имеющий особенно большие значения на бессточных мелководьях, что свидетельствует об интенсивном турбулентном переносе тепла от центральных районов к берегам.

Средний Каспий почти круглый год отдает тепло, а в Южном, как и в Северном Каспии, про-

исходит перенос тепла от глубоких к мелководным районам моря.

Еще нагляднее это видно на рис. 4.14, где приведен годовой ход средней адвекции для Северного, Среднего и Южного Каспия. Здесь Средний Каспий круглый год является поставщиком тепла в Северный, а Южный Каспий восемь месяцев отдает тепло на север и в мелководья, а четыре месяца получает тепло.

В целом для всего моря адвективный приход и расход тепла должны полностью компенсироваться. По нашим расчетам получился избыток тепла, равный  $141 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ . Это составляет  $2,4 \%$  общей адвекции и характеризует неувязку расчетов.

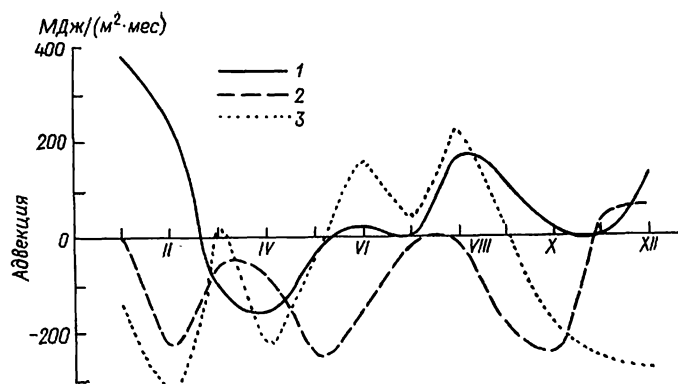


Рис. 4.14. Годовые изменения средней адвекции тепла в Северном (1), Среднем (2) и Южном (3) Каспии.

## 5. СОЛЁНОСТЬ

### 5.1. Солёность вод Северного Каспия

В специфических условиях Северного Каспия, представляющего собой обширную область смешения речных и морских вод, солёность является не только одной из важнейших физико-химических характеристик, но во многом определяет его биологическую продуктивность, процветание или угнетение отдельных комплексов гидробионтов. Многолетними исследованиями установлено, что основные скопления полупроходных рыб приурочены к водам с солёностью менее 8‰. При более высокой солёности концентрации рыб неустойчивы, солёность выше 13—15‰ для них летальна [400].

Л. Г. Виноградов и Е. А. Яблонская [89] отмечают, что «...повышение солёности Северного Каспия до 9—10‰ и выше катастрофически сказывается на количественном развитии солоноватоводных моллюсков Северного Каспия, наиболее обильно развивающихся в зоне с солёностью 7‰. К этой солёности приурочено и распространение основных полупроходных рыб (воблы, леща, судака)...».

Основные закономерности формирования и распределения солёности были сформулированы еще Н. М. Книповичем [212, 213], а затем С. В. Бруевичем и К. И. Ивановым [53].

В дальнейшем по исследованию режима солёности Северного Каспия в условиях изменяющегося водного баланса моря появились десятки работ сотрудников ГОИНа, КаспНИРХа, ВНИРО, МГУ и других организаций.

В настоящее время установлены основные особенности режима солёности Северного Каспия и главные формирующие его факторы: речной сток и динамика вод, обусловленная главным образом ветровыми течениями.

#### 5.1.1. Солевой баланс вод Северного Каспия

Состояние изученности солевого баланса вод Северного Каспия позволяет с известной точностью

Таблица 5.1

Солевой баланс Северного Каспия (1956—1989 гг.)

Приходная часть баланса	10 <sup>6</sup> т	Расходная часть баланса	10 <sup>6</sup> т
Речной сток:		Испарение	—8,64
Волги	58,50	Отток солей	—1423,44
Урала	4,08	в Средний Каспий	
Терека	0,73		
	63,31		
Подземный сток:			
артезианские воды	0,57		
грунтовые воды	1,52		
сумма	2,09		
Осадки	1,23		
Приток солей из Среднего Каспия	1365,75		
Общий приход	1432,38	Общий расход	—1432,08

оценить только основные составляющие. Такие статьи баланса, как солеобмен с атмосферой, вынос (смыв) солей при нагонах (сгонах) в осушенную зону вдоль северного и восточного побережий, изучены мало. По ориентировочным данным Л. К. Блинова [44], ветровой перенос солей, поступающих в атмосферу с морской поверхности и суши, примерно одинаков.

Согласно С. В. Бруевичу и Е. Г. Виноградовой [52], количество карбонатов, выпадающих в осадок и частично переходящих в донные отложения и используемых в биологических процессах, составляет 57,5 % общего количества солей, поступающих с речным стоком.

Для оценки современного солевого баланса Северного Каспия были приняты данные Е. Г. Архиповой и др. [339] за 1956—1970 гг., отражающие квазистационарное состояние водного баланса моря, дополненные нами за 1971—1989 гг. Результаты расчетов баланса приводятся в табл. 5.1. Следует отметить, что полученные новые значения баланса мало отличаются от значений, приведенных в работе [339].

Это, по-видимому, свидетельствует о стабильности солезапаса (солевой массы) в Северном Каспии в целом, хотя в отдельных районах моря, особенно мелководных, колебания солезапаса вследствие изменения речного стока и объема вод могут быть существенными.

Основные составляющие солевого баланса, определяющие особенности формирования полей солёности, — это речной сток и водообмен со Средним Каспием (табл. 5.1).

В многолетнем аспекте при нарушении водного баланса Северного Каспия, помимо вышеназванных факторов, большое значение приобретают морфометрические характеристики водоема (площадь и объем вод), площади сечений, через которые происходит водо- и солеобмен между западной и восточной частями Северного Каспия, а также между Северным и Средним Каспием.

Для восточной части Северного Каспия важную роль играет распределение волжского стока на морском крае дельты, которое во многом определяется хозяйственной деятельностью (постоянные дноуглубительные работы и постоянное удлинение Волго-Каспийского судоходного канала, возможное увеличение водности восточных рукавов дельты Волги как путем их реконструкции, так и при работе вододеливателя и др.).

Ведущим фактором в многолетних и сезонных изменениях солёности Северного Каспия является речной сток, несмотря на то, что он в среднем на порядок меньше водообмена со Средним Каспием [187].

Это объясняется постоянным фронтальным поступлением речного стока в море. С другой стороны, водообмен между Северным и Средним Каспием в основном ограничен приглубой зоной Северного Каспия.

### 5.1.2. Многолетние изменения солёности

За последние более чем полвека (1931—1989 гг.), в течение которых достаточно регулярно проводились наблюдения за солёностью Северного Каспия, среднегодовые ее значения\* изменялись от 11,72 до 6,44 ‰, т. е. размах составил 5,28 ‰. В условиях квазистационарного водно-солевого баланса (1956—1970 гг.) размах был значительно меньше — 2,2 ‰, для западной части Северного Каспия — 1,8, для восточной — 3,2 ‰ (табл. 5.2). Важно отметить малую инерционность режима солёности Северного Каспия, т. е. переход от стадии осолонения к опреснению и наоборот происходит в сравнительно короткий срок (от 1 до 4 лет).

В работах Н. И. Винецкой [86], Г. Н. Зайцева [152], М. В. Федосова [421] по-разному оцениваются изменения режима солёности, поскольку периодичность в ее многолетних колебаниях выражена недостаточно четко.

Анализ многолетних изменений солёности показывает, что она в основном обусловлена колебаниями волжского стока и связанными с ним колебаниями уровня моря (рис. 5.1). Экстремально маловодный период 1932—1940 гг. привел к понижению уровня моря и повышению солёности. В 40-х годах произошло увеличение водности Волги и Урала и понижение солёности Северного Каспия (среднее значение составило 7,08 ‰). Уменьшение водности Волги в 50—70-х годах привело к повышению солёности: в 1951—1960 гг. до 7,94, в 1961—1970 гг. до 8,49, в 1971—1980 гг. до 8,94 ‰.

Таким образом, в 30-е годы солёность была экстремально повышенной, в 40-е — экстремально пониженной, в 50-е — близкой к «норме», в 60-е — повышенной, в 70-е — экстремально повышенной, в 80-е — умеренно повышенной. Однако такая трактовка многолетних изменений солёности будет упрощенной, если не отметить три важных обстоятельства. Первое — это то, что на фоне постепенного сокращения материкового стока и понижения уровня моря наблюдалась тенденция осолонения Северного Каспия. После экстремально низкого положения уровня в 1977 г. в связи с увеличением речного стока и повышением уровня моря общий фон солёности заметно снизился, что особенно заметно в восточной части Северного Каспия (табл. 5.2).

Второе обстоятельство заключается в том, что тенденция постепенного увеличения солёности характерна для обеих частей Северного Каспия при уровне моря — 27,0... — 28,5 м. При отметках уровня моря ниже — 28,5 м возрастает роль речного стока в опреснении западной части и уменьшается в восточной. Функциональная зависимость между речным стоком и средней солёностью отдельных частей Северного Каспия нарушается, однако сохраняется ненарушенной для всей акватории в целом (рис. 5.2).

Третьим обстоятельством, характеризующим режим солёности Северного Каспия, является разнонаправленность межгодовых изменений в пределах отдельных периодов.

Межгодовые изменения солёности Северного Каспия в среднем невелики и не превышают  $\pm 0,5$  ‰, однако на Волге в переходные годы от маловодных к многоводным и наоборот колебания средней солёности могут возрастать до  $\pm 2,2$  ‰. Столь значительные изменения солёности во всем Северном Каспии существенно отражаются на условиях обитания гидробионтов.

Наиболее выражена связь межгодовых изменений солёности в обеих частях Северного Каспия с суммарным стоком Волги за два года (год наблюдений за солёностью и предыдущий). Следовательно, солезапас прошлого года, как справедливо отмечала Н. И. Винецкая (86), сказывается на формировании режима солёности в последующем году (рис. 5.3).

Повторяемость нескольких многоводных лет подряд может привести к сильному опреснению водоема. Так, например, после многоводных 1946—1948 гг. солёность оставалась низкой и в маловодном 1949 г.

Сокращение речного стока вследствие увеличения безвозвратного водопотребления приводит к ослаблению его воздействия на формирование солёности Северного Каспия. В этих условиях возрастает значение водообмена со Средним Каспием и динамики вод в северной части моря.

### 5.1.3. Сезонные изменения солёности

Сезонные изменения солёности Северного Каспия, как отмечали многие исследователи (С. В. Бруевич, К. И. Иванов, Н. И. Винецкая, О. И. Шереметевская, М. В. Федосов и др.), как правило, хорошо согласуются с динамикой волжского стока. В естественных условиях до зарегулирования волжского стока у Самары и Волгограда максимальные значения солёности наблюдались зимой.

Весной по мере увеличения притока половодья солёность понижалась, достигая минимума в июле. Таким образом, максимальное опреснение Северного Каспия наблюдалось примерно через месяц после прохождения максимальных расходов Волги у Астрахани. С окончанием прохождения волны половодья и установлением летне-осенней межени солёность постепенно возрастала.

Продолжительность периода максимального опреснения составляла около двух месяцев, причем в западной части максимальное опреснение наблюдалось в июне — июле, а в восточной — было сдвинуто на месяц, т. е. на июль — август. Среднемноголетнее годовое значение изменения солёности в западной части доходило до 1,6 ‰, в восточной части было значительно меньше (0,7 ‰).

Существовала разница в сезонном изменении и распределении солёности в разные по водности годы. В маловодные годы максимальное опреснение западной части Северного Каспия происходило в июне, а в многоводные — в июле. В восточной части в маловодные годы минимальная месячная солёность наблюдалась в июле, а в многоводные годы солёность сохранялась на низком уровне с июля по октябрь.

Сезонный ход солёности в отдельных районах Северного Каспия неодинаков и может существенно отличаться от изменений в целом для за-

\* За среднегодовую солёность условно принята средняя солёность за апрель—октябрь.

Средние значения солености вод Северного Каспия за апрель — октябрь и отдельных его районов

Год	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.
Западный район Северного Каспия/Восточный район Северного Каспия							Северный Каспий					
1934	— 8,87	9,33 <sup>1</sup> 8,13 <sup>1</sup>	—	10,18 <sup>2</sup> 7,67 <sup>2</sup>	—	(9,75) (8,22)	—	8,79 <sup>1</sup>	—	9,10 <sup>2</sup>	—	—
1935	—	8,58 <sup>3</sup> 8,91 <sup>3</sup>	—	9,70 <sup>4</sup> 7,93 <sup>4</sup>	— 8,42	(9,14) (8,42)	—	8,74 <sup>3</sup>	—	8,84 <sup>4</sup>	—	—
1936	—	7,15 9,59	8,78 —	8,92 9,59	—	(8,28) (9,59)	—	8,20	—	9,20	—	—
1937	—	10,46 —	9,76 8,49	9,76 —	11,22 9,86	(10,48) (9,18)	—	—	9,24	—	10,69	—
1938	—	9,90 <sup>5</sup> 11,07 <sup>6</sup>	—	9,63 9,39	11,43 11,94 <sup>6</sup>	(10,32) (10,80)	—	10,38 <sup>5</sup>	—	9,65	11,65 <sup>6</sup>	(10,56)
1939	—	10,66 <sup>9</sup> 12,46	—	—	—	—	—	11,35 <sup>9</sup>	—	—	—	—
1940	—	9,24 11,89	—	9,45 12,31	10,50 12,57 <sup>7</sup>	(9,73) (12,25)	—	10,29	—	10,56	11,12	(10,66)
1941	—	9,77 <sup>8</sup> 11,96	—	6,73 7,96	— 9,74	(8,25) (9,88)	—	10,66	—	7,21	—	—
1942	нет данных		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1943	— (6,63)	7,30 7,01	7,04 6,13	8,94 5,59	(10,00) 6,52	8,44 6,38	—	7,49	—	7,65	—	—
1944	нет данных		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1945	нет данных		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1946	—	—	—	9,44 6,13	—	—	—	—	—	8,16	—	—
1947	9,37 5,71	6,43 4,28	(5,75) 4,24	7,16 4,00	8,94 4,40	7,37 4,52	7,85	4,94	—	6,89	7,09	6,44
1948	— 5,70	8,05 5,75	(6,50) 5,40	— 5,43	(8,40) 6,78	7,65 5,62	—	7,10	—	—	—	—
1949	8,91 4,44	7,59 4,58	9,23 4,73	8,89 5,22	10,46 5,60	9,02 4,91	6,95	6,43	7,30	7,25	6,37	6,86
1950	10,51 6,91	9,05 6,72	9,21 5,12	10,07 5,92	10,01 6,00	9,77 6,13	9,07	8,31	7,50	8,33	8,39	8,32
1951	9,38 6,63	8,57 6,26	9,34 (6,35)	(9,49) 7,01	10,49 6,93	(9,45) 6,64	8,30	—	7,60	8,40	9,03	(8,33)
1952	(10,73) 7,40	(7,56) 7,63	(9,26) 7,34	8,84 7,71	8,76 7,96	8,83 7,59	9,47	7,55	7,91	8,41	8,46	8,36
1953	10,06 8,44	7,61 8,06	7,60 7,27	9,22 7,76	9,33 7,60	8,76 7,83	9,45	7,78	7,47	8,67	8,68	8,41
1954	(9,14) 7,91	7,76 7,44	(7,09) 7,13	8,63 7,55	(8,68) 7,58	(8,30) 7,52	8,68	7,64	7,29	8,22	—	(8,36)
1955	10,25 8,36	7,48 7,98	(6,66) 7,31	7,67 6,48	(9,35) 8,10	8,28 7,65	9,54	7,67	6,91	7,22	8,88	8,04
1956	8,82 7,37	8,89 7,42	9,57 6,60	10,06 6,28	(9,95) 5,63	9,46 6,66	8,28	8,34	8,45	8,63	8,34	8,41
1957	8,58 6,57	7,85 6,27	8,02 5,98	8,02 5,55	9,51 5,49	9,40 5,79	7,49	7,25	7,24	7,08	8,01	7,41
1958	9,01 6,44	7,70 5,64	6,76 5,29	7,64 5,53	8,73 3,85	7,97 5,32	8,04	6,91	6,19	6,82	6,83	6,96

Год	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.
1959	$\frac{8,53}{4,65}$	$\frac{8,43}{5,74}$	$\frac{8,20}{5,35}$	$\frac{8,73}{5,88}$	$\frac{9,95}{4,71}$	$\frac{8,77}{5,27}$	7,06	7,42	7,10	7,63	7,98	7,44
1960	$\frac{9,87}{6,06}$	$\frac{8,51}{6,08}$	$\frac{(9,07)}{5,64}$	$\frac{9,44}{5,84}$	$\frac{10,05}{6,94}$	$\frac{9,37}{6,11}$	8,38	7,58	7,76	8,03	8,88	8,13
1961	$\frac{10,88}{6,07}$	$\frac{8,69}{5,90}$	$\frac{8,71}{5,64}$	$\frac{9,96}{5,29}$	$\frac{10,20}{6,00}$	$\frac{9,69}{5,78}$	9,08	7,64	7,56	8,18	8,65	8,22
1962	$\frac{10,06}{7,04}$	$\frac{9,38}{6,47}$	$\frac{(9,14)}{5,89}$	$\frac{9,77}{5,46}$	$\frac{9,15}{5,99}$	$\frac{9,50}{6,17}$	8,95	8,30	7,93	8,16	8,00	8,27
1963	$\frac{10,24}{7,04}$	$\frac{10,22}{7,55}$	$\frac{9,94}{7,24}$	$\frac{8,89}{7,86}$	$\frac{9,07}{7,79}$	$\frac{9,67}{7,50}$	9,06	9,25	8,92	8,50	8,59	8,86
1964	$\frac{(8,18)}{6,57}$	$\frac{8,12}{7,24}$	$\frac{(9,59)}{6,81}$	$\frac{9,08}{7,32}$	$\frac{9,54}{6,86}$	$\frac{8,90}{6,96}$	7,58	7,79	8,57	8,66	8,54	8,23
1965	$\frac{9,80}{6,45}$	$\frac{9,24}{6,84}$	$\frac{(9,02)}{6,79}$	$\frac{(9,14)}{5,64}$	$\frac{9,34}{6,61}$	$\frac{9,31}{6,47}$	8,55	8,33	8,18	7,82	8,34	8,24
1966	$\frac{10,49}{7,45}$	$\frac{8,27}{6,89}$	$\frac{(7,50)}{7,07}$	$\frac{8,48}{7,70}$	$\frac{8,46}{7,71}$	$\frac{8,64}{7,36}$	9,35	7,74	7,34	8,18	8,18	8,16
1967	$\frac{10,00}{7,95}$	$\frac{9,00}{7,45}$	$\frac{(9,89)}{7,59}$	$\frac{9,64}{8,44}$	$\frac{(9,59)}{(8,09)}$	$\frac{9,82}{7,90}$	9,23	8,41	9,06	9,19	9,70	9,12
1968	$\frac{10,33}{8,47}$	$\frac{8,60}{7,82}$	$\frac{(8,90)}{7,77}$	$\frac{9,44}{8,48}$	$\frac{10,76}{9,94}$	$\frac{9,61}{8,48}$	9,64	8,37	8,47	9,08	10,42	9,20
1969	$\frac{9,71}{8,77}$	$\frac{8,69}{6,93}$	$\frac{8,80}{6,52}$	$\frac{9,66}{7,86}$	$\frac{8,93}{7,03}$	$\frac{9,16}{7,42}$	9,36	8,04	7,92	8,98	8,23	8,51
1970	$\frac{10,56}{7,02}$	$\frac{8,61}{6,27}$	$\frac{7,45}{6,48}$	$\frac{(8,87)}{(6,70)}$	$\frac{(9,53)}{(6,72)}$	$\frac{(9,00)}{(6,64)}$	9,24	7,72	7,08	(8,05)	(8,48)	(8,11)
1971	$\frac{9,07}{(6,02)}$	$\frac{8,50}{5,42}$	$\frac{9,12}{5,96}$	$\frac{9,35}{6,21}$	$\frac{9,30}{5,96}$	$\frac{9,07}{5,91}$	(7,93)	(7,33)	(7,92)	8,26	8,05	(7,90)
1972	$\frac{8,28}{5,75}$	$\frac{8,01}{5,86}$	$\frac{(7,48)}{6,27}$	$\frac{8,27}{6,86}$	$\frac{10,24}{7,64}$	$\frac{8,46}{6,48}$	7,33	7,35	(7,02)	7,74	9,28	7,74
1973	$\frac{8,93}{7,54}$	$\frac{7,66}{6,70}$	$\frac{8,91}{7,15}$	$\frac{9,73}{7,44}$	$\frac{10,21}{7,87}$	$\frac{9,10}{7,34}$	8,45	7,30	8,25	8,88	9,36	8,45
1974	$\frac{10,04}{5,71}$	$\frac{8,42}{5,83}$	$\frac{(8,04)}{5,06}$	$\frac{9,73}{5,42}$	$\frac{9,75}{6,22}$	$\frac{9,20}{5,65}$	8,72	7,45	6,92	8,14	8,46	7,94
1975	$\frac{10,14}{6,58}$	$\frac{10,75}{8,68}$	$\frac{11,05}{8,75}$	$\frac{11,76}{9,11}$	$\frac{11,53}{9,49}$	$\frac{11,05}{8,52}$	8,84	9,98	10,21	10,80	10,77	10,12
1976	$\frac{11,02}{9,04}$	$\frac{9,97}{9,45}$	$\frac{(10,36)}{(8,98)}$	$\frac{10,05}{9,19}$	$\frac{11,54}{10,42}$	$\frac{(10,59)}{(9,42)}$	10,29	9,77	(9,86)	9,74	11,14	10,16
1977	$\frac{9,53}{10,06}$	$\frac{9,45}{10,62}$	$\frac{(10,47)}{(11,13)}$	$\frac{(10,56)}{10,86}$	$\frac{(11,19)}{(11,20)}$	$\frac{(10,24)}{(10,77)}$	9,72	9,87	(10,70)	10,67	(11,19)	(10,43)
1978	$\frac{10,35}{10,47}$	$\frac{8,34}{8,42}$	$\frac{(9,06)}{9,22}$	$\frac{9,56}{10,63}$	$\frac{(9,44)}{9,74}$	$\frac{(9,35)}{9,70}$	10,39	8,37	9,12	9,95	9,55	9,48
1979	$\frac{(9,19)}{(8,31)}$	$\frac{9,00}{7,88}$	$\frac{(7,44)}{7,35}$	$\frac{7,28}{7,87}$	$\frac{(9,06)}{(7,81)}$	$\frac{(8,39)}{7,84}$	(8,87)	8,80	(7,40)	7,50	(8,59)	(8,23)
1980	$\frac{(9,98)}{(8,78)}$	$\frac{8,85}{8,09}$	$\frac{(8,58)}{8,38}$	$\frac{9,21}{8,46}$	$\frac{(9,86)}{(8,19)}$	$\frac{(9,24)}{(8,38)}$	(9,52)	8,40	8,50	9,04	(9,30)	(8,98)
1981	$\frac{10,19}{7,02}$	$\frac{7,19}{6,87}$	—	$\frac{8,56}{8,37}$	$\frac{10,08}{8,54}$	$\frac{8,70}{7,70}$	9,08	7,07	—	8,49	9,52	8,35
1982	$\frac{9,45}{9,90}$	$\frac{8,49}{8,95}$	$\frac{9,95}{8,76}$	$\frac{9,69}{8,99}$	$\frac{9,55}{9,09}$	$\frac{9,35}{9,15}$	9,62	8,67	9,24	9,42	9,47	9,28
1983	$\frac{9,27}{9,99}$	$\frac{7,48}{7,12}$	$\frac{9,13}{8,94}$	$\frac{8,51}{8,30}$	$\frac{8,37}{9,76}$	$\frac{8,55}{8,82}$	9,55	7,34	9,06	8,42	8,90	8,65
1984	$\frac{9,60}{7,30}$	$\frac{9,26}{7,03}$	$\frac{9,80}{6,67}$	$\frac{9,83}{6,90}$	$\frac{9,63}{7,30}$	$\frac{9,62}{7,04}$	8,71	8,63	8,60	8,58	8,99	8,70



Год	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.	IV	VI	VII	VIII	X	Средн.
1985	9,09 6,42	8,46 7,09	8,20 5,97	7,76 5,57	9,53 6,60	8,61 6,33	8,01	7,89	7,34	6,91	8,69	7,78
1986	9,12 8,27	7,50 7,46	7,90 6,95	8,14 5,90	9,54 7,90	8,64 7,34	9,17	7,48	7,91	7,26	9,28	8,22
1987	10,22 5,89	8,60 5,68	9,11 5,74	9,19 6,15	9,40 6,02	9,32 5,90	8,57	7,47	7,65	8,01	8,30	8,00
1988	10,79 5,73	8,47 6,65	8,87 7,05	8,81 7,05	9,41 5,27	9,27 6,35	8,83	7,75	8,15	8,10	7,87	8,14

Примечание. Таблица составлена по данным К. И. Иванова [170] для ряда 1934—1951 гг. и Д. Н. Катунина для ряда 1952—1968 гг. Средние значения солёности вычислялись объёмным методом [47]. Все данные по солёности с 1940 по 1956 г. откорректированы в соответствии с «Океанологическими таблицами для Каспийского моря» (1949).

В скобках — приближенные значения, полученные или по неполным материалам наблюдений, или по уравнениям связи между среднегодовым значением и какого-либо конкретного месяца.

<sup>1</sup> Июнь—июль; <sup>2</sup> август—сентябрь—октябрь; <sup>3</sup> май—июнь; <sup>4</sup> август—сентябрь; <sup>5</sup> май—июнь; <sup>6</sup> октябрь—ноябрь; <sup>7</sup> октябрь—ноябрь; <sup>8</sup> май—июнь; <sup>9</sup> май.

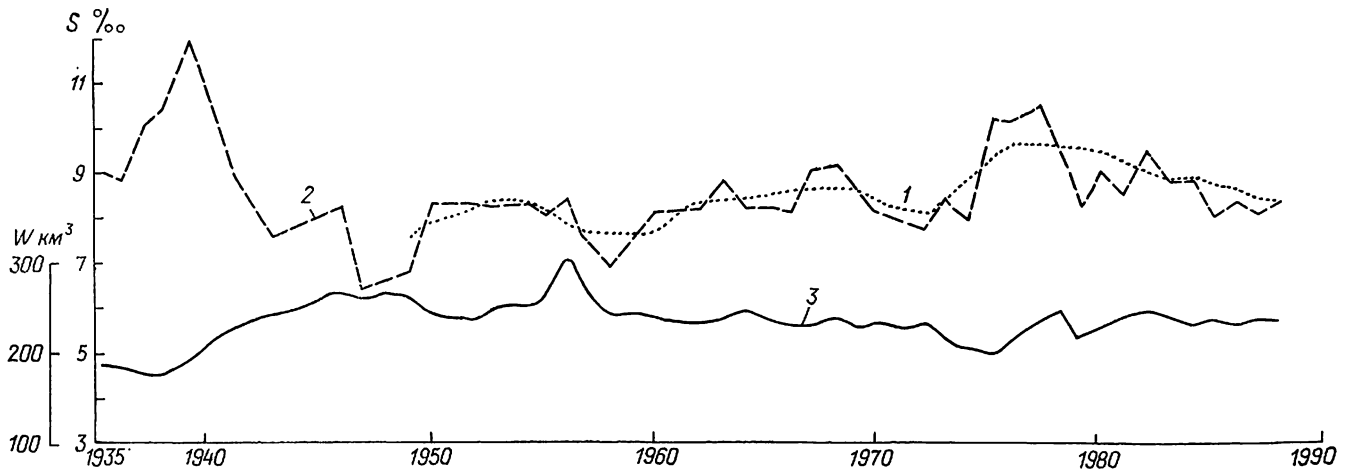


Рис. 5.1. Многолетние изменения солёности вод Северного Каспия.

1 — сглаженные по пятилетиям значения солёности, ‰; 2 — среднегодовая солёность, ‰; 3 — сток Волги, сглаженный по пятилетиям, км³.

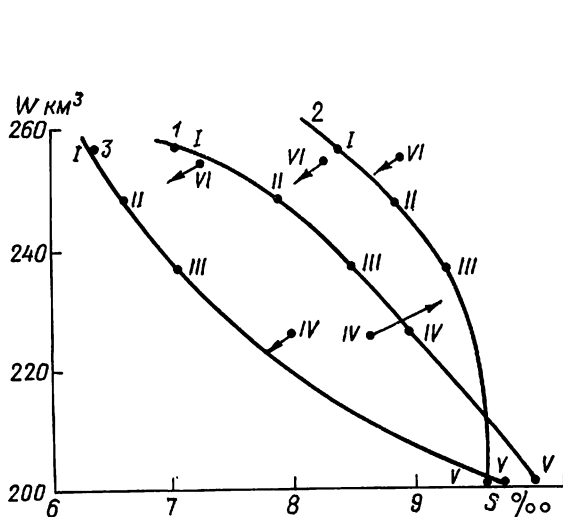


Рис. 5.2. Зависимость между стоком Волги и солёностью Северного Каспия (осредненными по десятилетиям) при различных отметках уровня моря.

1 — Северный Каспий; 2 — западная часть; 3 — восточная часть.  
I — 1941—1950 гг. ( $H = -27,9$  м); II — 1951—1960 гг. ( $H = -28,2$  м); III — 1961—1970 гг. ( $H = -28,3$  м); IV — 1971—1980 гг. ( $H = -28,6$  м); V — 1931—1940 гг. ( $H = -26,9$  м); VI — 1981—1989 гг. ( $H = -28,08$  м).

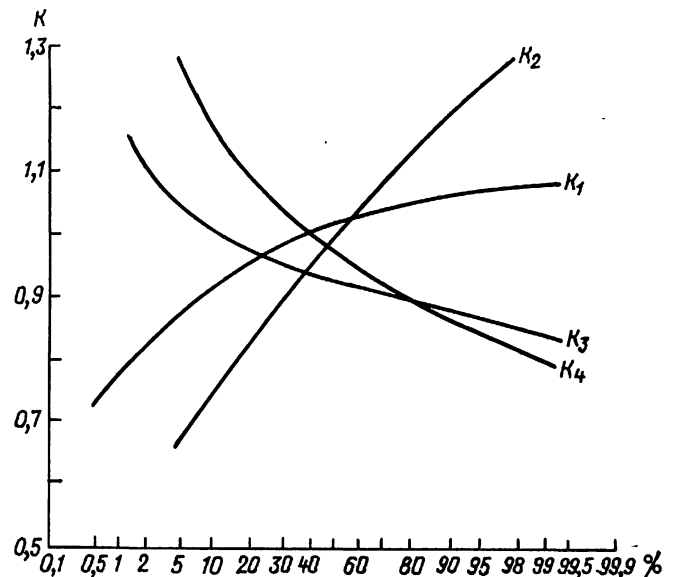


Рис. 5.3. Кривые обеспеченности средних модульных коэффициентов солёности и стока Волги.

$K_1$  — для западной части Северного Каспия;  $K_2$  — для восточной части;  $K_3$  — сток Волги в год определения солёности;  $K_4$  — сток Волги за два года — в год наблюдения и в предыдущий ( $K_{1,2} = S_i / \bar{S}$ ;  $K_{3,4} = W_i / \bar{W}$ ;  $S_i$  — солёность в год наблюдений;  $\bar{S}$  — средняя многолетняя солёность;  $W_i$  — сток Волги в год наблюдений;  $\bar{W}$  — среднемноголетний сток Волги).

падной и восточной частей. Эти различия связаны с удаленностью районов моря от устьев рек, от Среднего Каспия, а также с особенностями циркуляции вод.

На всех станциях Северного Каспия прослеживается влияние волжской волны половодья, а на устьевом взморье Урала и вдоль восточного побережья — еще и уральской (рис. 5.4).

происходит осенью, в период максимальной повторяемости юго-восточных и восточных ветров.

Сезонные изменения солёности по материалам наблюдений на ГМС мало отличаются от ее динамики в открытой части моря. Колебания солёности у о. Тюленьего и Астраханского приемного плавмаяка (северо-западная часть моря) и у о. Кулалы и Форт-Шевченко (юго-восточная часть)

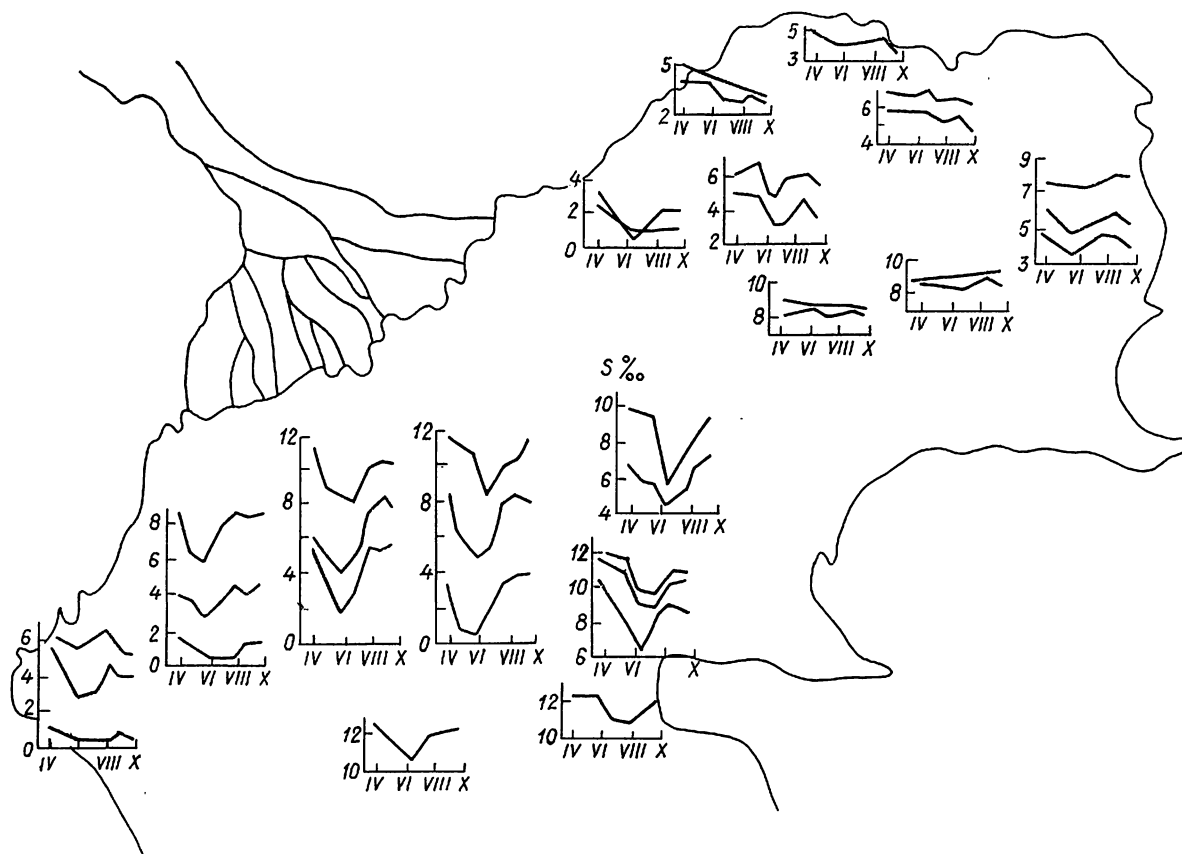


Рис. 5.4. Сезонные изменения солёности в отдельных районах Северного Каспия.

По особенностям сезонного хода солёности в Северном Каспии можно выделить следующие зоны:

— зона, где происходит устойчивая адвекция речных вод (устьевое взморье Волги до глубины 1,5 м);

— зона, где воздействие речного стока велико, максимум опреснения в июне — августе;

— зона, где влияние речных вод нивелируется воздействием ветровых течений.

Площадь первой зоны составляет 8—8,5 тыс. км<sup>2</sup> (9—12 % площади Северного Каспия).

Вторая зона охватывает остальную акваторию западной части моря и значительную часть восточной (70—75 % всей площади Северного Каспия).

Третья зона расположена в восточной части моря, охватывает часть северного побережья между дельтами рек Волги и Урала, а также северную часть Уральской бороздины. Юго-восточные и северо-западные ветры способствуют перемещению вод из района Уральской бороздины к северному побережью и наоборот. Поэтому, в отличие от первой и второй зон, для которых характерно максимальное опреснение в весенне-летний период, в третьей зоне наибольшее опреснение вод

асинхронны, т. е. увеличение интенсивности западной волжской струи способствует усилению компенсационного подтока среднекаспийских вод вдоль восточного побережья. Современное увеличение западной волжской струи способствует не только переносу транзитом в Средний Каспий около трети волжской воды, но и увеличению компенсационного подтока вод из Среднего Каспия.

Годовой ход солёности у о. Тюленьего имеет два максимума — зимний (февраль) и летний (август) — и два минимума — летний (июнь) и осенний (октябрь), что хорошо согласуется с данными Н. А. Скриптунова [368]. Повышение солёности в феврале связано с тем, что ледяной покров, достигающий максимального развития, препятствует растеканию струи опресненной воды, поступающей из Волго-Каспийского канала, и она в тонком поверхностном слое стекает по Бахтемирской бороздине, поступаая в Средний Каспий. Летний максимум обусловлен уменьшением водности в межень, усилением компенсационного подтока вод из Среднего Каспия и увеличением испарения.

Минимум годового хода солёности в июне обусловлен прохождением максимальных расходов

воды Волги [368]. Второй минимум солености (октябрьский) вызывается преобладанием в это время года северо-западных сгонных ветров.

Закономерно, что в юго-восточной части акватории (о. Кулалы) максимумы солености (май, октябрь) связаны с усилением компенсационной адвекции среднекаспийских вод в период усиления опресненной струи вдоль западного побережья Северного Каспия. Третий максимум солености отмечается в феврале.

Наибольшее опреснение этого района происходит в июле, т. е. через два месяца после прохождения волжской волны половодья у Волгограда. Второй минимум солености наблюдается в марте и третий — в ноябре, что объясняется особенностями ветрового режима.

Среднегодовые изменения солености у о. Тюленьего и о. Кулалы (по материалам 1961—1971 гг.) составляют соответственно 2,98 и 2,05 ‰.

Влияние зарегулирования волжского стока сказалось на уменьшении объема половодья, и за 1959—1988 гг. его величина только два раза превысила среднегодовое значение (144 км<sup>3</sup>) для естественного периода водности реки.

Смещение сроков максимального опреснения Северного Каспия существенно изменило экологические условия, в частности для тех гидробионтов, которые эволюционно адаптированы к условиям размножения именно в период максимального прогрева и опреснения морских вод (июль — август).

#### 5.1.4. Пространственное распределение солености

Северный Каспий можно рассматривать как водоем постоянного смешения речных и каспийских вод. Наиболее активно смешение происходит в западной части, куда непосредственно поступают как речные, так и среднекаспийские воды. Горизонтальные градиенты солености при этом могут достигать 1 ‰/км.

Восточная часть Северного Каспия характеризуется более однородным полем солености, так как большая часть речных и морских (среднекаспийских) вод поступает в этот район моря в трансформированном виде.

По значениям горизонтальных градиентов солености можно выделить в западной части Северного Каспия контактную зону река — море с соленостью вод от 2 до 10 ‰, в восточной части — от 2 до 6 ‰.

Фронтальная зона река — море занимает основную площадь северного Каспия, в среднем 64 %. Зона, в которой происходит метаморфизация речных вод, составляет около 23 %. Наименьшую площадь (около 13 %), но наибольший объем занимают воды с соленостью более 10 ‰ (табл. 5.3).

На распределение солености в Северном Каспии оказывают влияние следующие основные факторы:

а) речной сток (его значение, интенсивность поступления воды из Волгоградского водохранилища, распределение стока на морском крае дельты Волги). Н. И. Винецкая [86] первая показала, какие изменения в режим солености вносят особенности развития половодья на р. Волге;

б) динамика вод, включающая главным образом ветровые и градиентные течения; результирующий водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия и между Северным и Средним Каспием;

в) рельеф дна, определяющий расположение вод с различной соленостью в основном вдоль изобат, на что впервые обратил внимание К. И. Иванов [170];

г) площадь сечения на Кулалинском пороге, определяющая при прочих равных условиях водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия;

Таблица 5.3

Среднегодовое площади, занимаемые водами с разной соленостью, по данным за 1940—1973 гг. при  $H = -28,2$  м (придонный слой)

Месяц	Градации зон солености, ‰							Сумма
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	>12	
Апрель	14,6	4,9	12,1	19,9	16,4	6,2	8,9	83,0
	17,5	5,9	14,6	24,0	19,8	7,6	10,7	100,0
Июнь	21,8	10,1	7,9	18,8	16,4	7,5	4,0	86,5
	25,2	11,7	9,1	21,7	19,0	8,7	4,6	100,0
Июль	21,2	10,7	9,9	19,5	14,8	6,4	2,5	85,0
	25,0	12,6	11,6	23,0	17,4	7,5	2,9	100,0
Август	19,7	6,9	12,1	19,6	17,5	6,8	2,4	85,0
	23,2	8,1	14,2	23,1	20,6	8,0	2,8	100,0
Сентябрь	18,9	6,5	11,5	20,9	17,6	6,7	2,1	84,2
	22,4	7,7	13,7	24,8	20,9	8,0	2,5	100,0
Октябрь	18,1	7,8	10,9	19,1	15,7	7,7	3,2	82,5
	22,0	9,4	13,2	23,2	19,0	9,3	3,9	100,0
Среднее	19,7	7,8	10,7	19,4	16,4	6,9	4,0	84,9
	23,2	9,2	12,6	22,9	19,3	8,1	4,7	100,0

Примечание. Числитель — тыс. км<sup>2</sup>; знаменатель — %.

д) испарение, формирующее отрицательный пресный баланс в восточной части моря, определяющее компенсационный подток вод в эту часть.

Основные черты распределения солености в Северном Каспии можно представить следующим образом. В межень, как в свое время отмечал К. И. Иванов [170], волжская вода, поступающая на морской край дельты, продвигается к югу вдоль западного побережья, в том числе восточнее

море с соленостью от 6 до 10‰ довольно консервативна и мало изменяется по площади, т. е. происходит не расширение площади этой зоны, а просто смещение ее к югу.

Опресняющее действие уральского стока локализовано устьевым взморьем Урала и прилегающей к нему северо-восточной частью моря (район Гоголевская Коса — Каратонские Шалыги) и проявляется кратковременно (апрель — июнь). Мак-

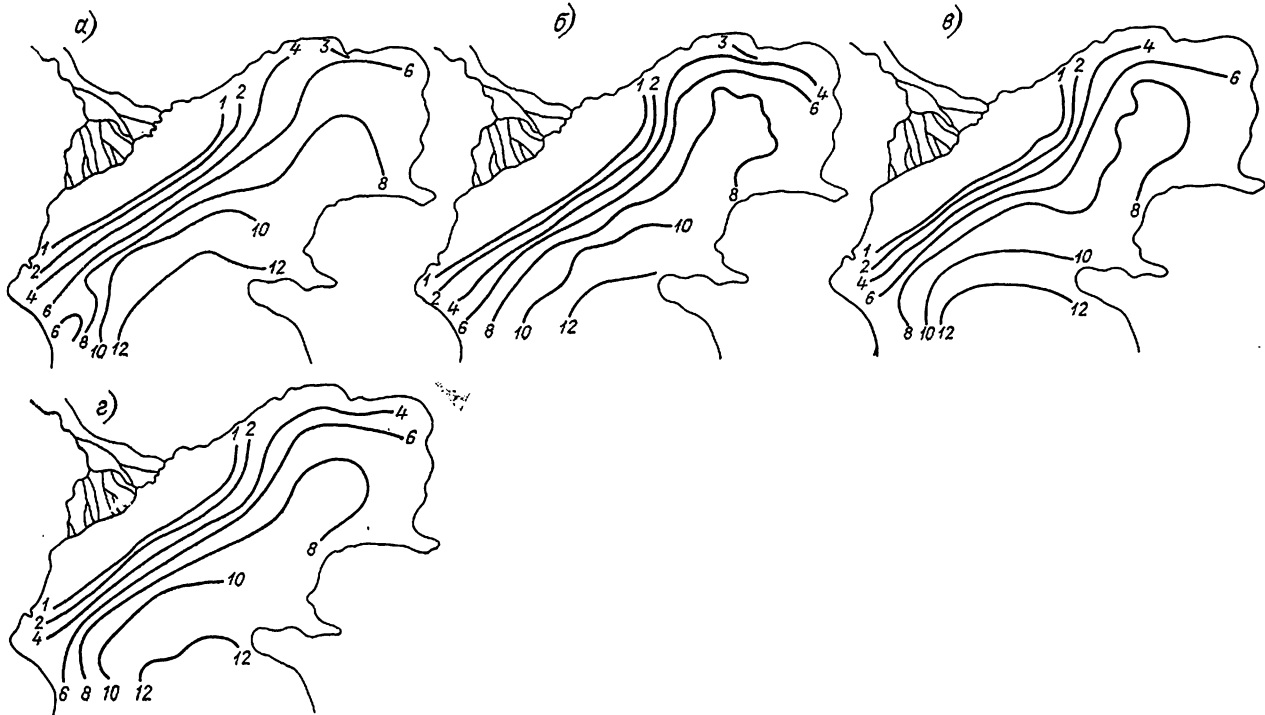


Рис. 5.5. Среднепогодное (1940—1963 гг.) распределение солености (‰) вод Северного Каспия (поверхностный слой).

а — апрель; б — июнь; в — август; г — октябрь.

о. Тюленего по Бахтемирской бороздине; соответственно вода из восточных рукавов дельты Волги переносится в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. Этими трансформированными водами занято все мелководье в восточной части моря. Среднекаспийские воды в качестве компенсационного переноса поступают в Северный Каспий через восточную часть Мангышлакского порога, прижимают опресненные воды в центральной части устьевое взморье Волги и частично затекают на восток, в район Уральской бороздины (рис. 5.5). В условиях зарегулирования стока Волги усилилось разделение потока речных вод при поступлении их в море на две «струи» — западную и восточную. Поступление волжских вод в половодье вызывает оттеснение соленых среднекаспийских вод к югу под действием градиентных течений. При этом опресненные воды движутся фронтально — западная и восточная «струи» сливаются. Однако и в период прохождения волны половодья основной перенос опресненных вод в Средний Каспий происходит вдоль западного побережья. Поступление половодья в море способствует в первую очередь расширению зоны с соленостью воды до 4‰ и уменьшению солености на границе со Средним Каспием (табл. 5.3). Остальная часть гидрофронта контактной зоны река —

симальное опреснение уральского взморья происходит через 3—4 дня после прохождения пиковых расходов воды у Гурьева (в среднем в конце мая).

В июле начинается постепенное осолонение мелководных районов моря, сокращение опресненных площадей. В августе происходит повышение солености на всей акватории Северного Каспия. На свале глубин вновь возрастают горизонтальные градиенты солености (рис. 5.5).

В сентябре — октябре продолжается сокращение площадей с опресненными водами и увеличение поступления среднекаспийских вод. Однако некоторые черты летнего опреснения еще сохраняются, особенно в приглубой зоне западной части моря (рис. 5.5 г).

Осенью под действием процессов конвективного и ветрового перемешивания вертикальные градиенты солености уменьшаются на свале глубин до 0,01—0,08‰/м, в остальных районах наблюдается почти полная гомоалинность. В ноябре — декабре происходит дальнейшее осолонение вод Северного Каспия, сужение западной «струи». Зимой наибольшее повышение солености наблюдается в западной части на свале глубин и на акватории, прилегающей ко взморью Волги. По сравнению с октябрём соленость в этих районах возрастает в среднем на

1—2,5 ‰, а в отдельных случаях и больше. В период образования ледяного покрова происходит увеличение солености вод под действием стекающего из льда рассола. Например, в феврале 1972 г. на свале глубин наблюдалось увеличение солености в поверхностном слое воды по сравнению с придонным на 0,62—1,56 ‰. Таяние льда способствует понижению солености воды, поскольку ледяной покров к началу его разрушения имеет более низкую соленость (0,15—0,5 ‰), чем вода.

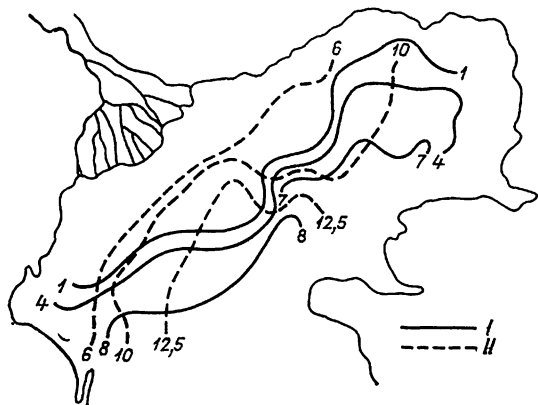


Рис. 5.6. Распределение солености (‰) в экстремально многоводном (июнь 1947 г.) (I) и маловодном (октябрь 1968 г.) (II) годах.

Расчеты показывают, что в период развития ледяного покрова средняя соленость Северного Каспия повышается примерно на 0,6—0,7 ‰, в том числе в западной части на 0,4 ‰, в восточной на 1,2—1,3 ‰; при таянии льда происходит ее понижение, и в целом эти изменения соизмеримы с сезонными колебаниями солености в навигационный период.

В заключение рассмотрим случаи экстремального опреснения и осолонения Северного Каспия.

Максимальное опреснение произошло во время прохождения волны половодья в 1947 г. Воды с соленостью более 8 ‰ занимали всего около 10—15 % площади Северного Каспия (рис. 5.6). Треть всей площади водоема (до 4—5-метровой изобаты) была занята водами с соленостью до 2 ‰.

Наибольшее осолонение происходит ранней весной или поздней осенью при уменьшении притока речных вод в море, и в результате этого усиливается влияние ветрового воздействия. Одновременно происходит сокращение ширины зоны опресненных вод и фронтальной зоны до 20—45 км, против 80—100 км при максимальном опреснении западной части Северного Каспия.

Значительное осолонение может происходить и в период половодья при объемах стока обеспеченностью более 60 %, т. е. в маловодные годы, при одновременном действии южных ветров, способствующих адвекции в Северный Каспий среднекаспийских вод. Распределение солености в этом случае мало отличается от весенне-осеннего с той лишь разницей, что площадь опресненной зоны (0—2 ‰) близка по размерам к среднегодовой. Подробно распределение солености вод Се-

верного Каспия в различные годы рассмотрено в работе Д. Н. Катунина и И. А. Хрипунова [199].

#### 5.1.5. Вертикальное распределение солености

Значительные вертикальные градиенты солености в Северном Каспии формируются в результате взаимодействия речных и морских вод, определяющую роль при этом играет волжский сток. Усиление вертикальной стратификации способствует также неодинаковому термическому состоянию слоев воды, поскольку температура поверхностных опресненных вод, поступающих летом со взморья, на 10—15 °C выше, чем придонных среднекаспийских.

Кроме указанных факторов, необходимо учитывать также глубину моря и рельеф дна. В районах моря с отрицательными формами рельефа дна вертикальные градиенты солености выражены резче.

На свале глубин (8—15 м) формируется устойчивый галоклин, который хорошо прослеживается в зоне прохождения западной волжской «струи». Глубина залегания его непостоянна (в среднем на горизонте 4—6 м при общей глубине около 10 м), толщина в межень — около 1 м, в период прохождения волны половодья — 2—3 м. Положение галоклина в Северном Каспии часто совпадает с термоклином. Галоклин служит индикатором интенсивности поступления пресных вод в данный район. Так, в центральной части Северного Каспия слой скачка солености залегает глубже и толщина его меньше, чем в зоне прохождения западной «струи». За свалом глубин, на границе со Средним Каспием, галоклин формируется в период прохождения волны половодья Волги (май—июль) и залегает в слое 10—15 м.

Устойчивость галоклина велика во время прохождения волны половодья, за исключением маловодных лет. В межень формирование слоя скачка солености связано с развитием западных и северо-западных ветров силой не менее 4—5 баллов. Однако галоклин может формироваться и при сильных устойчивых юго-восточных ветрах, хотя при ветрах скоростью более 7 м/с разрушается.

По особенностям вертикального распределения солености Н. А. Скриптунов [362] выделяет в западной части моря три района. Первый район с однородным распределением солености протягивается от морского края дельты до глубины около 2 м; второй — от изобаты 2 м до свала глубин, со слабо выраженной стратификацией, третий район — свал глубин с существенными вертикальными градиентами солености.

Многолетние наблюдения КаспНИРХ позволяют сделать вывод, что значительная переслоенность вод в Северном Каспии может наблюдаться почти на всей акватории. Однако особенности вертикальной стратификации в разных районах моря неодинаковы. Небольшие глубины на большей части акватории и интенсивное ветровое перемешивание вод ограничивают районы формирования зон с устойчивой вертикальной стратификацией солености. Возможность образования таких зон определяется адвекцией пресных вод в эти зоны и глубиной места,

Весной и летом устойчивость вертикальной стратификации вод по солености повышается, так как температура пресных вод, поступающих со взморья Волги, больше, чем морских вод. Осенью при развитии конвективного перемешивания площадь зон, стратифицированных по солености, почти постоянно формируются в зоне прохождения западной волжской «струи», а также в период половодья на свале глубин (3—10 м) и южнее. При этом в центральной части свала глубин расслоение вод происходит в апреле—августе, в восточной части—только в июне, а южнее свала глубин—в июле—сентябре.

Максимальные градиенты солености до (3,1 ‰/м) формируются в период поступления волжских полых вод в мае на горизонтах 3—5 м. Однако устойчивость таких градиентов невелика.

Н. И. Винецкая [86], Н. А. Скриптунов [362] и другие отмечают, что наибольшие вертикальные градиенты солености наблюдаются в многоводные годы. В целом это справедливо, однако при определенном характере динамики вод прямая стратификация солености может быть выражена не менее резко и в маловодные годы (как, например, в 1950, 1959, 1961 и 1964—1965 гг.). Однако в отличие от многоводных лет, устойчивость ее в маловодные годы невелика—около трех суток.

Вертикальные градиенты ( $\Delta S/\Delta Z$ ) в современных условиях равны в среднем в июне 0,22, августе 0,06, октябре 0,09 ‰/м. После зарегулирования волжского стока произошло внутригодовое перераспределение  $\Delta S/\Delta Z$ —увеличение в межень и уменьшение в период прохождения волны половодья.

Для восточной части Северного Каспия характерна гомохалинность. Как отмечает Н. И. Винецкая [86], весьма незначительная вертикальная стратификация (до 0,01 ‰/м) отмечается только в северной части Уральской бороздины, что обусловлено отсутствием значительного речного стока, относительной изоляцией от Среднего Каспия, мелководностью района и интенсивным ветровым перемешиванием. Как речные, так и морские воды поступают в восточную часть моря в основном в трансформированном виде. Зимой вблизи устья Урала вертикальные градиенты солености, по данным Астраханской ГМО, составляют 0,3—0,5 ‰/м, достигая в отдельных случаях 1,5 ‰/м или уменьшаясь до 0,04 ‰/м.

Максимальные значения  $\Delta S/\Delta Z$  на востоке в навигационный период могут достигать 1,34 ‰/м (июнь 1958 г.), однако устойчивые вертикальные градиенты солености в этой части моря не наблюдаются.

#### 5.1.6. Влияние ветра на распределение солености

Многие исследователи, изучавшие режим солености Северного Каспия, отмечали важную роль ветра в распределении солености [86, 150, 285, 392, 396, 408]. Они показали, что северо-западные и западные ветры для Северного Каспия являются опресняющими, южные и восточные—осолоняющими.

Д. Н. Катунин [197] показал, что результирующее воздействие ветра на режим солености Север-

ного Каспия (опреснение или осолонение) имеет определенную вероятность.

В межень влияние ветровых условий над морем на формирование поля солености значительно возрастает. В июне—августе около 40—50 % случаев изменения солености определяется колебаниями водности Волги, а осенью—только 18 %.

В большинстве случаев понижение (повышение) солености под воздействием ветра не выходит за пределы  $\pm 0,5$  ‰, что в 1,5—3 раза меньше, чем под влиянием речного стока.

Для западной части моря с высокой степенью вероятности можно ожидать опреснение вод под действием западных, северо-западных, северных, северо-восточных ветров (табл. 5.4).

Для восточной части подобный эффект достигается при северо-западных, северных, северо-восточных и восточных ветрах. Отметим, что в период поступления волжских полых вод в море (май—июль) вероятность опреснения восточной части Северного Каспия под воздействием северо-восточных и восточных ветров возрастает.

Неоднозначный результат воздействия ветра объясняется возникновением компенсационного подтока вод. Для юго-западной части Северного Каспия это явление отметил Н. А. Скриптунов [368]. После сильных сгонных ветров компенсационный подток может способствовать осолонению не только отдельных участков, но и всей западной части Северного Каспия.

Компенсационные течения в восточной части также имеют место, но выражены слабее, чем в западной. Однако для отдельных участков влияние ветра на формирование солености может быть иным, чем для всей восточной части Северного Каспия. Например, при юго-восточных ветрах на фоне общего увеличения солености происходит опреснение северной части Уральской бороздины и прилегающих мелководий.

В формировании режима солености имеет значение не только направление и скорость ветра, но и продолжительность его действия. Точное решение этого вопроса может быть получено только при детальном исследовании динамики вод Северного Каспия.

#### 5.1.7. Соотношения между средними за апрель—октябрь (условно среднегодовыми) и среднемесячными значениями солености

Для прогнозирования солености с полугодовой заблаговременностью, а также для восстановления рядов были проведены статистические расчеты по выявлению зависимости между среднегодовой соленостью и ее среднемесячными значениями. Соотношения определялись отдельно для западной и восточной частей Северного Каспия.

В отличие от подобных расчетов, проведенных Б. М. Затучной [157], использовались ряды солености только за 1960—1977 гг. (табл. 5.5), и расчетные зависимости получены не только для лета, но и для других сезонов года.

Вычисление коэффициентов корреляции проведено по известной формуле

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.1)$$

Соотношение между среднегодовыми (апрель—октябрь) и среднемесячными значениями солености вод Северного Каспия

Месяц	Уравнение регрессии	$r_{xy}$	$S_r$	$S_y$	$P$
Апрель	$S_з = 0,52S_{IV} + 4,09$	0,65	0,09	0,35	$P > P_{0,99}$
	$S_в = 0,81S_{IV} + 1,13$	0,88	0,03	0,52	$P > P_{0,999}$
Июнь	$S_з = 0,50S_{VI} + 4,98$	0,82	0,05	0,32	$P > P_{0,999}$
	$S_в = 1,03S_{VI} - 0,16$	0,92	0,02	0,43	$P > P_{0,999}$
Июль	$S_з = 0,34S_{VII} + 6,36$	0,75	0,08	0,24	$P > P_{0,99}$
	$S_в = 1,01S_{VII} + 0,30$	0,90	0,03	0,43	$P > P_{0,999}$
Август	$S_з = 0,53S_{VIII} + 4,41$	0,90	0,03	0,22	$P > P_{0,999}$
	$S_в = 0,84S_{VIII} + 1,20$	0,93	0,02	0,40	$P > P_{0,999}$
Сентябрь	$S_з = 0,59S_{IX} + 3,75$	0,90	0,04	0,25	$P > P_{0,999}$
	$S_в = 0,75S_{IX} + 1,68$	0,95	0,01	0,31	$P > P_{0,999}$
Октябрь	$S_з = 0,51S_X + 4,25$	0,50	0,11	0,54	$P > P_{0,95}$
	$S_в = 0,01S_X + 0,03$	0,91	0,02	0,46	$P > P_{0,999}$

Примечание.  $S_з$  и  $S_в$  — среднегодовая соленость соответственно западной и восточной частей Северного Каспия;  $r_{xy}$  — коэффициент корреляции;  $S_r$  — погрешность коэффициента корреляции;  $S_y$  — средняя квадратическая погрешность уравнения регрессии;  $P$  — выборочный порог достоверности.

где  $x_i, y_i$  — текущие значения случайных величин;  $\bar{x}, \bar{y}$  — их математическое ожидание;  $n$  — число членов ряда (выборки).

Погрешность коэффициента корреляции определялась по формуле

$$S_r = \sqrt{(1 - r^2)/(n - 2)}. \quad (5.2)$$

Соответственно среднеквадратическая погрешность уравнения регрессии —

$$S_y = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}. \quad (5.3)$$

Таблица 5.5

Наблюдаемые ( $S_n$ ) и расчетные ( $S_p$ ) значения солености для западной части Северного Каспия (‰)

Год	$S_n$	$S_p$	$S_n - S_p$
1960	9,37	9,39	-0,02
1961	9,69	9,93	-0,24
1962	9,50	9,67	-0,17
1963	9,67	9,18	0,49
1964	8,90	9,11	-0,21
1965	9,31	9,94	-0,63
1966	8,64	8,71	-0,07
1967	9,82	9,47	0,35
1968	9,61	9,74	-0,07
1969	9,16	9,54	-0,38
1970	9,00	8,90	0,10
1971	9,07	9,49	-0,42
1972	8,70	9,66	-0,96
1973	9,10	9,70	-0,60
1974	9,35	9,53	-0,18
1975	11,04	9,90	1,14
1976	10,64	10,56	0,08
1977	10,24	10,24	0,00
1960—1965	9,50	9,54	-0,04
1966—1970	9,25	9,27	-0,02
1971—1975	9,45	9,66	-0,19
1976—1977	10,44	10,35	0,09

Выборочный порог достоверности определялся в долях единицы по Вандер Вардену [69]:

$$t = (r/\sqrt{1 - r^2})\sqrt{n - 2}. \quad (5.4)$$

Затем по таблицам определялись границы для выборочного коэффициента  $r$  по 1 %-ному уровню значимости. Наиболее значимые связи (при  $P < P_{0,95}$  коэффициенты корреляции не использовались) формировались с помощью регрессивного анализа. Уравнения регрессии рассчитывались методом наименьших квадратов [248]. Все полученные зависимости проверялись на фактическом материале, не использованном при расчетах.

Для восточной части Северного Каспия отмечена более тесная связь между рассматриваемыми характеристиками, чем для западной. Однако погрешность уравнения регрессии для западной части в 1,5—2 раза (кроме октября) ниже, чем для восточной. Физический смысл такой закономерности очевиден, если учесть особенности формирования солености и ее сезонную динамику в обеих частях моря. Солезапас западной части Северного Каспия сосредоточен в основном в приглубой зоне и сравнительно мало изменяется, поэтому погрешность уравнения регрессии меньше, чем для восточной части, где изменчивость солености выше.

#### 5.1.8. Расчетные зависимости между соленостью отдельных районов моря

В настоящее время накоплен обширный материал, позволивший найти зависимости для расчета сезонных изменений солености в отдельных районах восточной и западной частей Северного Каспия, которые являются прогностическими. Большая теснота связи и меньшие погрешности характерны для расчетных зависимостей для восточной части Северного Каспия. Это и понятно, поскольку



условия формирования солености для обоих районов восточной части практически идентичны.

Характерно, что для западной части взаимосвязь между значениями солености отдельных районов возрастает в период прохождения волны половодья, т. е. когда усиливается генетическая общность условий формирования режима солености.

#### 5.1.9. Расчетные зависимости для определения зон пониженной солености в западной части Северного Каспия

Формирование опресненных зон в западной части Северного Каспия определяется главным образом водностью Волги. Площади опресненных зон как в условиях естественной водности Волги, так и в период зарегулированного стока возрастают с апреля по июль. Затем они уменьшаются, однако в октябре их площадь все же больше, чем в апреле. После зарегулирования волжского стока площади опресненных зон в летний период сократились на 10—16 %, несколько возросли в апреле за счет повышенных зимних расходов воды в современных условиях [194].

#### 5.1.10. Соленость вод Северного Каспия при изменении водного баланса

В современных условиях гидрологический режим, в том числе соленость, формируется в результате совокупного воздействия климатических и антропогенных факторов.

В перспективе в случае возможного понижения уровня моря ниже отметки —28,5... —28,7 м произойдет нарушение сложившегося водно-солевого баланса. В конце 70-х годов уровень Каспийского моря опускался до отметки —29,0 м. В результате

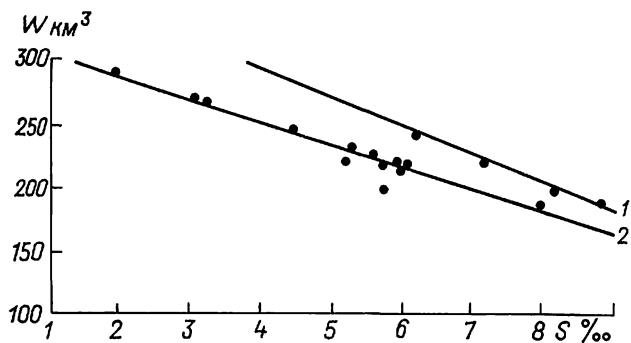


Рис. 5.7. Зависимость между объемами волжского стока и соленостью вод, вытекающих из западной части Северного Каспия в восточную (2) и из восточной в западную (1).

произошло увеличение солености в обеих частях Северного Каспия, особенно значительное (до 11,2 ‰) в восточной части [198]. Характерным было образование вдоль Кулалинского порога устойчивой зоны с резко выраженными горизонтальными градиентами солености (2—10 ‰/км). Пресные воды из восточных рукавов дельты Волги поступали в основном в юго-восточную часть Северного Каспия, продвигаясь вдоль Кулалинского порога.

Осередки, острова, расположенные восточнее Иголкинского банка, соединились, образовав есте-

ственное препятствие для поступления пресных вод непосредственно в восточную часть моря. В районе Тюленьих островов образовался очаг повышенной солености. Воды из этого района поступали на границу со Средним Каспием, соленость их составляла более 14 ‰. Очаги солености, преобладающей среднекаспийскую, располагались также вдоль восточного и юго-восточного побережий Северного Каспия.

Колебания уровня предопределяют сложность расчета перспективной солености Северного Каспия, особенно отдельных районов, так как некоторые из них могут в этих условиях не осолоняться, а опресняться. Особенно это относится к району восточнее о. Тюленьего (Бахтемирский осередок), через который осуществляется перенос волжских вод, выходящих из западных рукавов дельты Волги.

Определенное значение может иметь также сезонное перераспределение волжского стока, а именно — увеличение расходов в зимний период, что будет способствовать уменьшению поступления пресной воды на восток. Таким образом, произойдет не только нарушение существующего водно-солевого баланса, но и циркуляции вод.

При расчете перспективной солености Северного Каспия необходимо знать водообмен, формирующийся как под действием ветра, так и за счет пресной составляющей баланса. Уменьшение пресной составляющей ( $N_3$ ) ослабляет поток северокаспийских и, наоборот, усиливает адвекцию среднекаспийских вод. Пресная составляющая баланса ( $N_3$ ) для Северного Каспия прямо пропорциональная речному стоку ( $W_B$ ):

$$W_B = 1,33N_3. \quad (5.5)$$

Таким образом, общий водообмен ( $V_B$ ) равен

$$V_B = V_{вб} \pm V_{вв}, \quad (5.6)$$

где  $V_{вв}$  — результирующий ветровой водообмен,  $V_{вб}$  — водообмен, обусловленный пресным балансом.

При понижении уровня моря соленость Северного Каспия будет постепенно возрастать, особенно в восточной части Северного Каспия. Основным фактором увеличения солености в этой части моря является резкое сокращение водообмена с западной частью.

Расчеты будущей солености восточной части в условиях неустойчивого водно-солевого баланса были выполнены нами по следующему уравнению:

$$S_i = \{S_{i-1}V_{i-1} \pm [(Q_B + F_B)S'_B - (Q_B - F_B)S''_B]\} / V_i. \quad (5.7)$$

Соленость в расчетный год может быть определена как

$$S_i = (S_{i-1}V_{i-1} \pm \Delta S) / V_i, \quad (5.8)$$

где  $S_i$  — искомая соленость;  $V_i$  — объем вод восточной части Северного Каспия;  $V_{i-1}$  — объем вод восточной части Северного Каспия в предыдущий год;  $S_{i-1}$  — исходная соленость предыдущего года;  $Q_B$  — условный водообмен (км³), выраженный в виде результирующих потоков (по Г. В. Ржеплинскому

[337]);  $F_v$  — дефицит воды ( $\text{км}^3$ ) в восточной части моря при годовом стоке Урала 50 %-ной обеспеченности, среднемноголетних значениях испарения и осадков; дефицит приведен по Г. В. Ржеплинскому;  $S'_v$  — соленость вод, вытекающих из восточной части в западную;  $S_v$  — соленость вод, вытекающих из западной части в восточную.

Значения  $S'_v$  и  $S_v$  были получены по результатам многолетних наблюдений на Кулалинском пороге (границе между западной и восточной частями Северного Каспия) (рис. 5.7). Принято, по Г. В. Ржеплинскому [337], что результирующий поток в северной части порога направлен из западной части в восточную, в южной — направление потока обратное.

Проведенные расчеты показали, что при понижении уровня моря будет происходить осолонение как восточной, так и западной частей Северного Каспия (табл. 5.6).

Таблица 5.6

Расчетные приращения солености по отношению к исходной при различных отметках уровня моря (при 50 %-ной обеспеченности стока Волги и Урала)

	Отметка уровня моря, м				
	-28,7	-29,0	-29,6	-30,1	-30,6
Западная часть	-0,07	+0,38	+0,75	+1,22	+1,44
Восточная часть	+1,29	+1,86	+4,33	+6,20	+7,85

Наиболее интенсивное осолонение восточной части происходит при отметках уровня моря ниже -29,0 м. Заметим, что полученные значения приращения солености относятся к средним условиям водности: при повышенной повторяемости маловодных и многоводных лет значения приращения несомненно будут иными.

## 5.2. Соленость вод Среднего и Южного Каспия

### 5.2.1. Информационная база и методы анализа

Исходными материалами для характеристики солености Среднего и Южного Каспия послужили прибрежные и рейдовые наблюдения, проводимые на гидрометстанциях, и наблюдения в приустьевых участках крупных рек (Терек, Сулак, Кура). По открытому морю обобщались все наблюдения на стандартных, «вековых» и других разрезах за 1956—1985 гг., материалы сезонных гидрологических съемок в отдельных районах, а также все эпизодические наблюдения, проведенные в открытом море с начала наблюдений до 1975 г. В отдельные годы гидрологические работы проводились одновременно на нескольких судах различных ведомств на девяти разрезах. С 1962 г. число разрезов сократилось до четырех.

В результате был сформирован массив наблюдений за соленостью по одноградусным квадратам и реперным станциям «вековых» гидрологических разрезов (см. рис. 1.3).

Информационная база для исследования солености Среднего и Южного Каспия содержит более 10 000 наблюдений, сгруппированных по одногра-

дусным квадратам. Если за 100 % взять все наблюдения за четыре характерных месяца сезона (февраль, апрель, август, ноябрь), то в процентном отношении сезонная освещенность по данным «вековых» разрезов выглядит следующим образом: февраль — 22 %, апрель — 27 %, август — 35 % и ноябрь — 16 %.

Наиболее освещена наблюдениями широтная зона 40°00'—40°30' с. ш. Относительно слабо (рис. 1.4) охвачены наблюдениями самые южные районы моря (у иранского побережья).

Компоновка исходной информации проводилась по единой сетке станций, отнесенных к середине одноградусных квадратов, и по реперным станциям. Для Среднего и Южного Каспия в качестве реперных послужили гидрологические станции «вековых» и стандартных разрезов.

Среднемноголетние значения солености, полученные для одноградусных квадратов и реперных станций, были использованы для построения схем распределения солености на горизонтах 0 и 20 м в характерные месяцы сезонов (февраль, апрель, август, ноябрь).

Для характеристики вертикальной структуры солености использовались данные на «вековых» разрезах за 1956—1985 гг.

### 5.2.2. Пространственно-временное распределение солености

Формирование полей солености в верхнем слое моря происходит в основном под воздействием речного стока, ветра и циркуляции вод. В отдельных районах моря на соленость в верхнем слое могут оказывать влияние атмосферные осадки, процессы образования и таяния льда.

Вертикальное распределение солености формируется под влиянием конвективного перемешивания и связанной с ним плотностной циркуляции вод.

Средняя соленость поверхностных вод в открытом море находится в пределах 12,7—12,8 ‰. Для восточного побережья во все сезоны характерна более высокая соленость ввиду отсутствия речного стока и осолонения при интенсивном испарении. Здесь соленость может доходить до 13,6 ‰, а в мелководных бухтах бывает еще выше.

Наибольшая разница в солености между западным и восточным прибрежными районами характерна для северного района Среднего Каспия. Разность между значениями солености на крайних станциях разреза о. Чечень — п-ов Мангышлак в весенние и осенние месяцы превышает 3—4 ‰ (табл. 5.7).

Изменения солености в толще воды были прослежены при сравнении ее распределения на стандартных разрезах за четыре периода: 1958—1962 гг. (А. С. Пахомова), 1965—1968 гг. (А. Н. Косарев), 1961—1978 и 1956—1985 гг. (Л. П. Тамбовцева) (табл. 5.8).

В наиболее подверженной опреснению зоне (о. Чечень — п-ов Мангышлак) ввиду уменьшения водности Волги в 50—70-е годы произошло повышение солености в слое 0—10 м на 0,5—0,8 ‰. Однако увеличение стока в последнее десятилетие сказалось и на среднемноголетних значениях солености, вследствие чего на указанном разрезе они уменьшились на 0,5—0,6 ‰.

Разность солёности в поверхностном слое (0 м) между крайними станциями разреза (‰)

Месяц	о. Чечень — п-ов Мангышлак			Дивичи — Кендерли			о. Жилой — м. Куули			о. Куринский Камень — о. Огурчинский		
	ст. 1	ст. 7	$\Delta S_{1-7}$	ст. 1	ст. 11	$\Delta S_{1-11}$	ст. 1	ст. 9	$\Delta S_{1-9}$	ст. 1	ст. 10	$\Delta S_{1-10}$
Февраль	12,20	12,94	-0,74	12,49	12,92	-0,43	12,54	12,94	-0,40	12,49	13,06	-0,57
Апрель	8,34	12,73	-4,39	12,60	12,98	-0,38	12,72	13,01	-0,29	12,28	13,01	-0,73
Август	10,19	11,65	-1,46	12,80	13,03	-0,23	12,78	12,98	-0,20	12,80	12,92	-0,12
Ноябрь	8,60	12,30	-3,70	12,01	12,82	-0,81	12,70	12,94	-0,24	12,84	12,90	-0,06

Южнее на акватории Среднего и Южного Каспия солёность в слое 0—10 м изменялась мало, отклоняясь от нормы не более чем на 0,1 ‰.

Изменение водности и подъем уровня моря в 80-е годы привели к уменьшению глубины проникновения конвекции, вследствие чего на глубинах ниже 400 м возрос удельный вес вод с солёностью 13 ‰ и выше.

Максимальные многолетние колебания солёности рассмотрены на четырех разрезах — мелководном, на котором сказывается воздействие опресненных северокаспийских вод, и глубоководных.

На разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак максимальные колебания солёности на поверхности достигают 8,0 ‰, а на горизонтах 10 и 20 м — 5,6 и 1,8 ‰ соответственно. Южнее, на разрезе Дивичи — Кендерли, наибольший размах изменяется от 3 ‰ в слое 0—5 м до 1,2—1,6 ‰ в глубинных слоях (150—500 м).

На разрезах в глубоководной впадине Южного Каспия и над Апшеронским порогом колебания солёности составляют 1—1,5 ‰. Наибольшая разность между максимальной и минимальной солёностью отмечена в районе Апшеронского порога, где она равна 1,6 ‰ в поверхностном слое и 2,1 ‰ на горизонте 5 м. В глубоководной части разреза о. Жилой — м. Куули преобладают значения солёности 1—1,3 ‰. Ближе к восточному побережью размах солёности несколько увеличивается (1,2—1,4 ‰).

В западной части разреза о. Куринский Камень — о. Огурчинский отражается влияние стока Куры: размах солёности в поверхностном слое увеличивается до 2 ‰. Опресняющее влияние куринского стока с глубиной уменьшается, на горизонтах 40—70 м размах колебаний солёности не более 1,1 ‰.

Для анализа сезонных изменений солёности использованы схемы ее распределения на поверхности и вертикальные разрезы солёности в феврале, апреле, августе, ноябре (рис. 5.8—5.12).

Среднемноголетняя солёность в феврале, на поверхности изменяется от 11—12 ‰ на северо-западе до 13—13,5 ‰ на юго-востоке. На горизонте 20 м она увеличивается в том же направлении от 12,5 до 13,1 ‰. В открытых районах моря солёность колеблется в пределах 12,7—12,8 ‰.

Вдоль всего восточного побережья тянется полоса солёности 13 ‰, образовавшаяся в результате интенсивного летнего испарения. Кроме того, в Южном Каспии повышение солёности происходит при выносе осолоненных вод из бухт и заливов на восточном шельфе под действием юго-во-

сточных ветров. В дальнейшем эти воды переносятся в Средний Каспий.

Вдоль всего западного побережья до Апшеронского полуострова тянется полоса опресненных вод с солёностью 10—12,5 ‰, поступающих из Северного Каспия (см. рис. 5.8 а).

Понижение солёности вдоль западного берега Южного Каспия в слое 0—20 м вызывается стоком Куры.

В глубинных слоях Среднего и Южного Каспия солёность около 13 ‰. В центральной части Среднего Каспия такая солёность наблюдается на горизонтах ниже 100 м, а в глубоководной части Южного Каспия верхняя граница вод с повышенной солёностью опускается до 250 м (см. рис. 5.9).

Весной по мере увеличения притока опресненных вод из Северного Каспия солёность в западной части моря понижается до 9—12 ‰.

Как и зимой, воды с пониженной солёностью распространяются в верхнем слое 0—10 м.

Распределение солёности в центральной части моря выравнивается. Почти по всей толще вод Южного Каспия, а также Среднего она составляет 12,8—12,9 ‰. Слой повышенной солёности (13 ‰) занимает лишь глубоководную часть Среднекаспийской впадины и узкую полосу у дна восточного шельфа (см. рис. 5.10).

Вдоль восточного побережья на поверхности северная граница вод с солёностью 13 ‰ смещается к югу (см. рис. 5.8 б).

После весеннего пика половодья Волги, а также рек западного побережья, когда в море поступает до 50 % годового стока, зона опресненных вод резко увеличивается и в августе занимает наибольшую площадь (см. рис. 5.8 в).

На границе с Северным Каспием солёность 12,5 ‰ наблюдается до глубины 20 м. На поверхности перенос опресненных вод к югу вдоль западного побережья усиливается (изогалина 12,5 ‰ смещается в центральную часть Среднего Каспия).

В юго-западном районе наблюдается влияние стока Куры. Язык опресненных вод (12—12,5 ‰) вытянут к северо-востоку под действием антициклонической циркуляции в этом районе.

Ввиду увеличения испарения в летнее время значительно расширяется зона с солёностью 13 ‰ вдоль восточного побережья. В мелководных бухтах и заливах восточного побережья солёность доходит до 14 ‰.

Осенью горизонтальные градиенты солёности в северо-западном районе Среднего Каспия сохраняются (см. рис. 5.8 г). В толще вод солёность изменяется от 9—10 ‰ на западе до 12,5—12,6 ‰ на

Среднегодовые значения солености (‰) в Каспийском море

Горизонт, м	о. Чечень — п-ов Мангышлак				Дявичи — Кендерли				о. Жилой — м. Куули				о. Куринский Камень — о. Огурчинский			
	1958—1962	1965—1968	1961—1978	1956—1985	1958—1962	1965—1968	1961—1978	1956—1985	1958—1962	1965—1968	1961—1978	1956—1985	1958—1962	1965—1968	1961—1978	1956—1985
0	11,68	12,55	12,04	11,94	12,80	—	12,84	12,77	12,81	12,89	12,90	12,83	12,84	12,69	12,90	12,81
5	12,04	12,55	—	12,02	—	—	—	—	12,77	12,80	—	12,84	—	—	—	12,82
10	12,18	12,76	(11,89)	12,23	12,78	—	12,91	12,82	12,81	12,80	12,90	12,84	12,86	12,77	12,91	12,84
20	12,97	12,99	—	12,80	—	—	—	—	—	12,82	—	12,84	—	12,79	—	12,85
30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,83	—	12,87	—	12,83	—	12,87
50	—	—	—	—	12,81	—	12,91	12,90	12,83	12,80	12,91	12,89	12,84	12,87	12,91	12,88
75	—	—	—	—	—	—	—	—	12,84	12,80	—	—	—	—	—	—
100	—	—	—	—	12,86	—	12,96	12,94	12,85	12,85	(12,76)	12,92	12,85	12,84	12,92	12,90
150	—	—	—	—	—	—	—	—	12,86	12,90	—	12,92	—	—	—	12,91
200	—	—	—	—	12,89	—	12,98	12,97	—	—	—	—	12,84	12,81	12,96	12,94
300	—	—	—	—	12,90	—	—	13,03	—	—	—	—	—	—	—	12,96
400	—	—	—	—	12,89	—	—	13,04	—	—	—	—	12,85	12,80	—	13,00
500	—	—	—	—	12,88	—	—	13,08	—	—	—	—	12,85	—	—	13,08
600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,83	—	—
700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,86	—	—	—
800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,89	12,86	—	—

Примечание. В скобках — сомнительное значение.



Рис. 5.8. Среднегодовая соленость (‰) на поверхности моря.  
а — февраль; б — апрель; в — август; г — ноябрь.

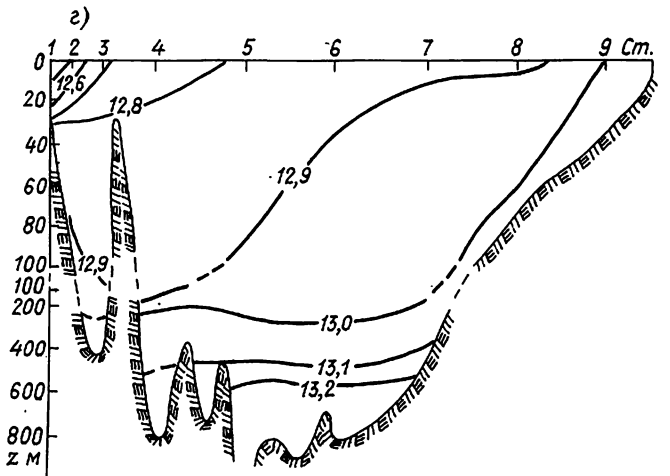
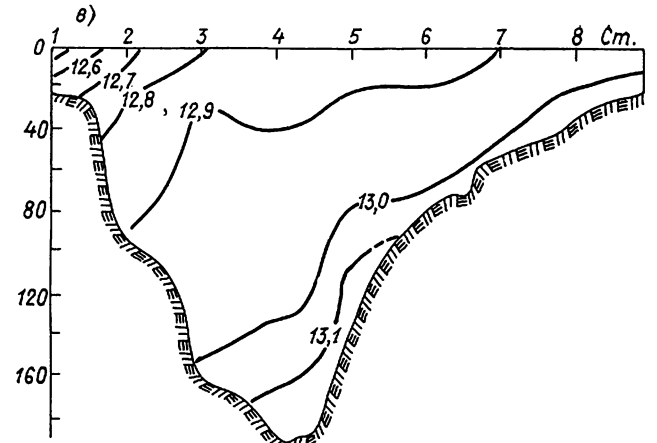
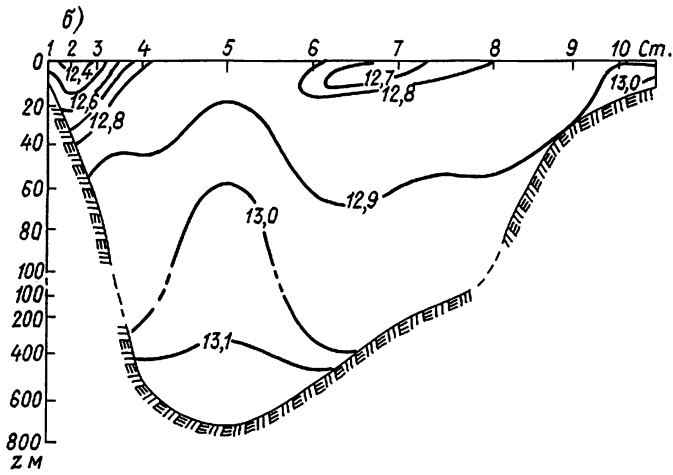
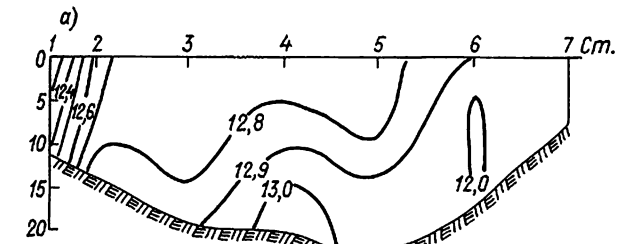


Рис. 5.9. Распределение солености (‰) в феврале на разрезах.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Жилой — м. Куули; з — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

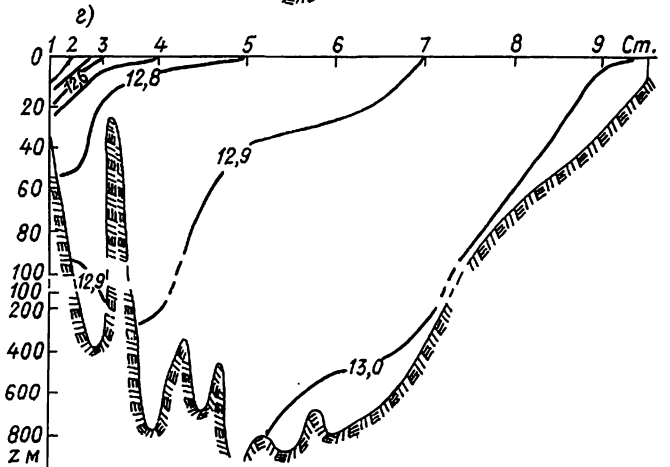
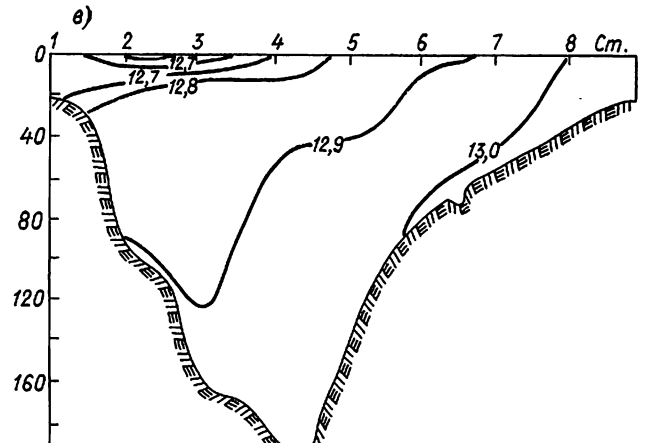
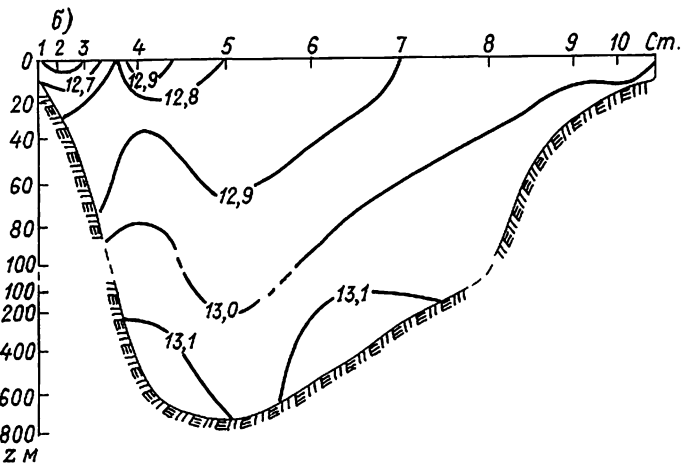
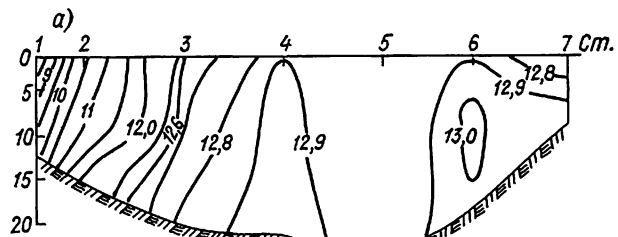


Рис. 5.10. Распределение солености (‰) в апреле на разрезах.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Жилой — м. Куули; з — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

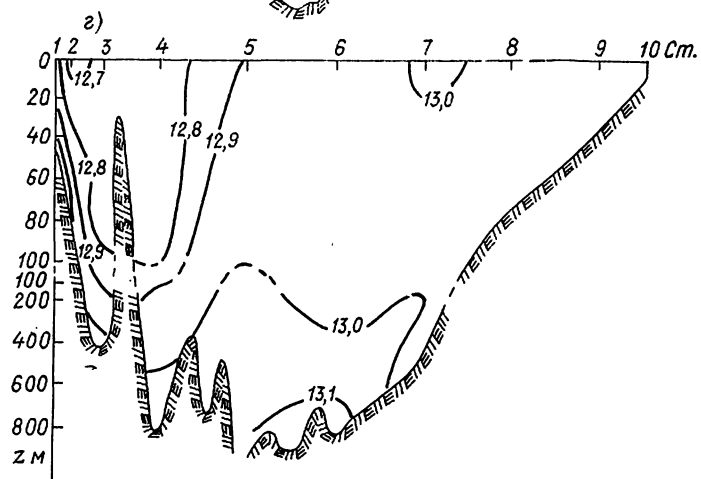
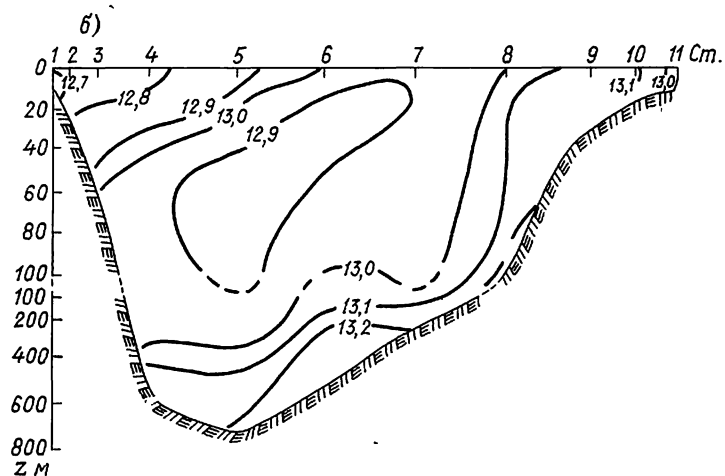
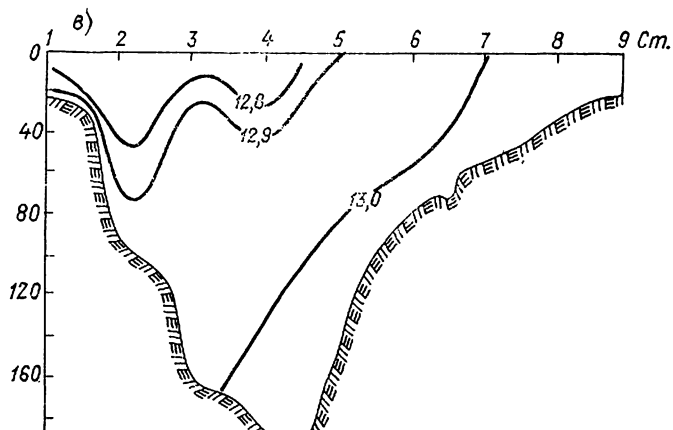
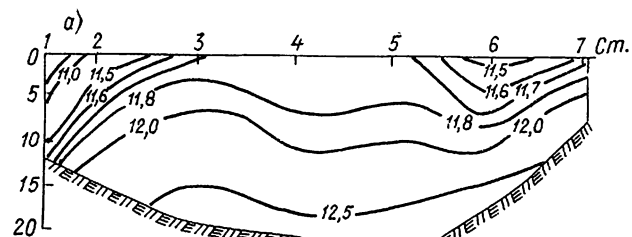


Рис. 5.11. Распределение солености (‰) в августе на разрезах.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Жилой — м. Куули; г — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

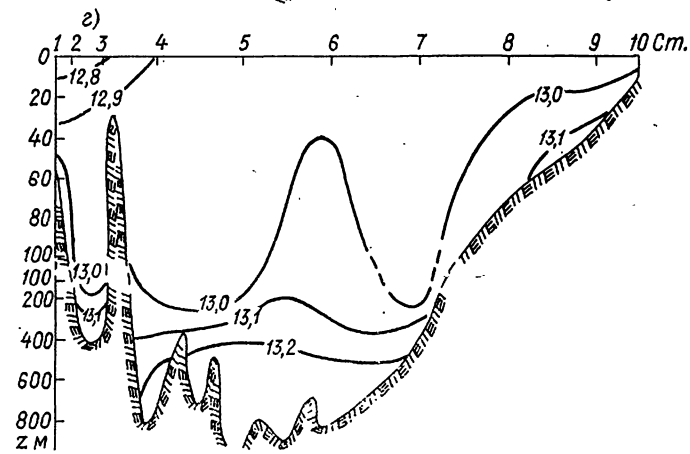
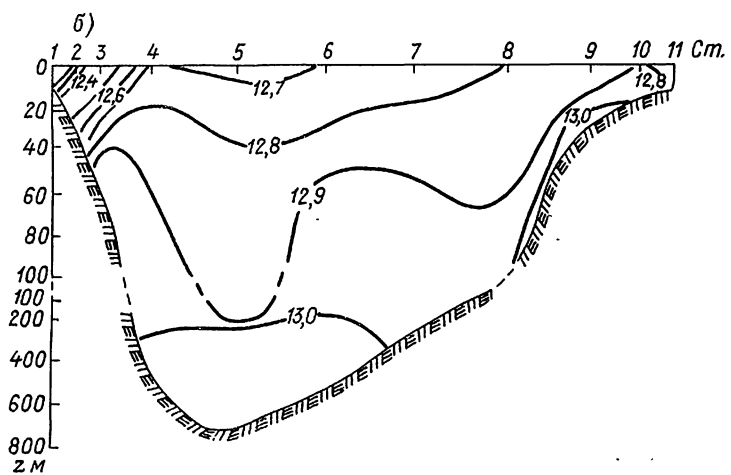
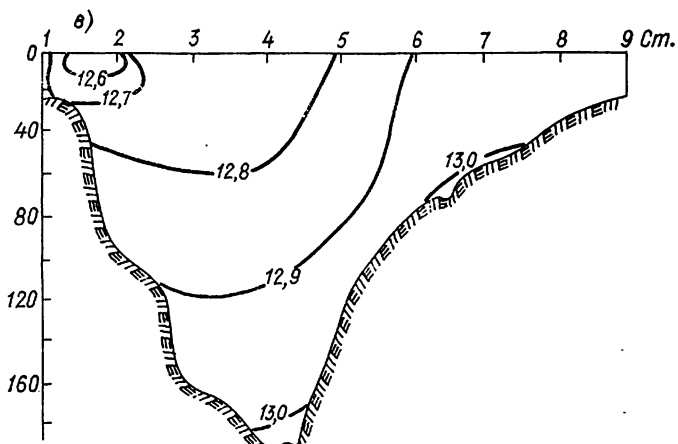
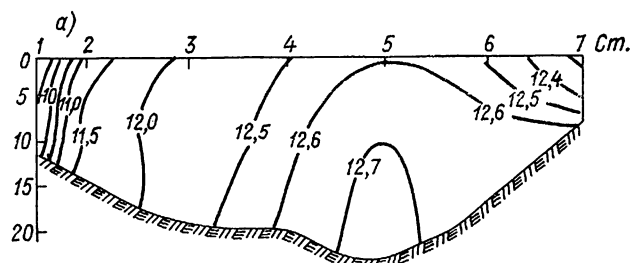


Рис. 5.12. Распределение солености (‰) в ноябре на разрезах.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Жилой — м. Куули; г — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

востоке. На поверхности выделяется область пониженной солености вдоль западного побережья Среднего и Южного Каспия. Сужается полоса повышенной солености (13‰) вдоль восточного побережья. На остальной акватории ее распределение довольно однородное, преобладает соленость 12,7‰.

В Южном Каспии увеличивается толщина слоя с соленостью до 13‰, верхняя граница которого

у восточного побережья поднимается к поверхности (см. рис. 5.12).

Таким образом, основные закономерности горизонтального и вертикального распределения солености моря, полученные по материалам 1956—1985 гг., в общих чертах схожи с теми, которые выявлены по исследованиям в предыдущие годы.



## 6. ПЛОТНОСТЬ ВОДЫ

### 6.1. Использованные материалы

Для исследования многолетних и сезонных изменений плотности воды в средней и южной частях Каспийского моря использованы материалы гидрологических наблюдений на разрезах: о. Чечень — п-ов Мангышлак, Дивичи — Кендерли, о. Жилой — м. Куули, о. Куринский Камень — о. Огурчинский с 1955 по 1984 гг., а также наблюдения на стандартных разрезах: Махачкала — Сагындык, о. Камень Игнатия — п-ов Челекен, которые эпизодически выполнялись с 1936 по 1960 гг.; привлекались и рейдовые наблюдения. По данным наблюдений для каждого сезона (февраль, апрель, август, ноябрь) вычислены среднемноголетние значения условной плотности каждой станции разре-

зависят главным образом от температуры. В некоторых районах, где формируются высокосоленные воды или, наоборот, опресненные, влияние солености на плотность сравнимо с влиянием температуры.

На формирование поля плотности в разные сезоны года оказывают влияние и другие факторы, определяющие гидрологическую структуру вод, в том числе неоднородности температуры воздуха, воздействие ветра, ледовые процессы и материковый сток.

### 6.2. Сезонные изменения

Условная плотность в поверхностном слое воды изменяется от 6,5 усл. ед. в августе до 11,1 усл. ед. в феврале. В придонном слое значения плотности

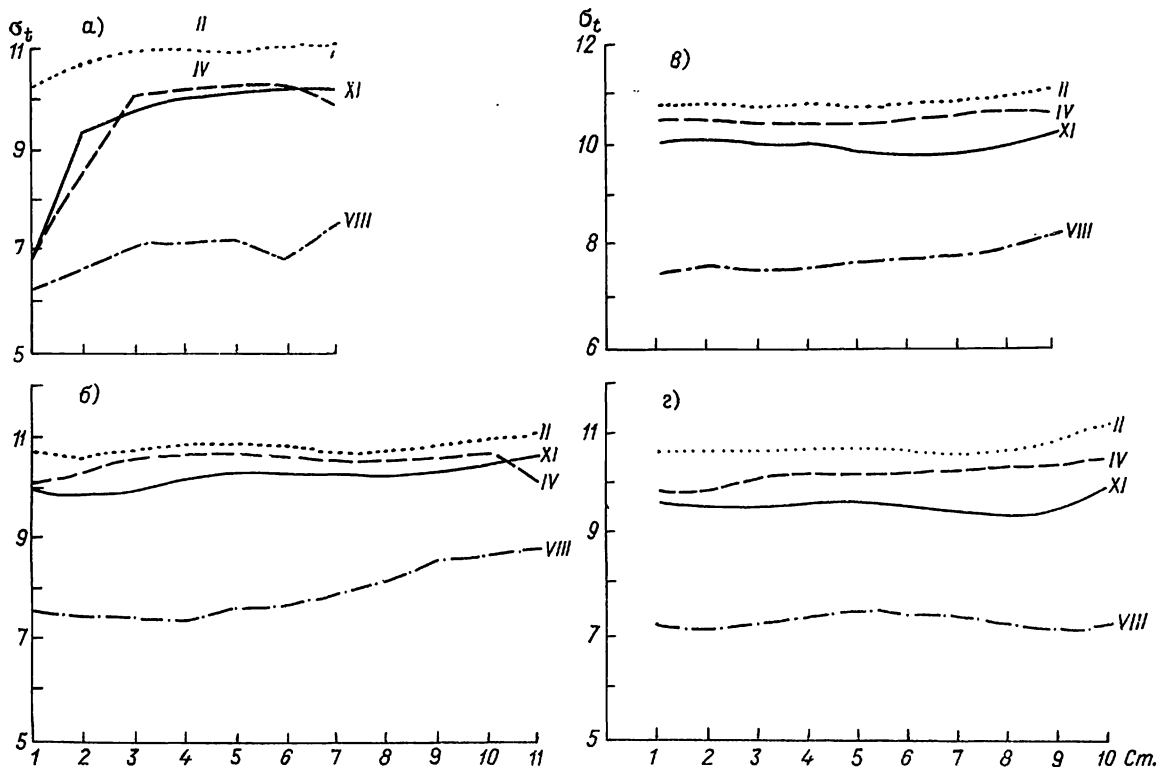


Рис. 6.1. Изменение с запада на восток среднемноголетней условной плотности (усл. ед.) на поверхности в феврале, апреле, августе, ноябре по станциям «вековых» разрезов.  
а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Жилой — м. Куули; г — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

зов по всем горизонтам. На основании этих данных построены графики вертикального распределения плотности по каждому разрезу, графики сезонного хода для каждой станции разреза, которые затем были использованы для построения схем распределения плотности по площади моря.

На большей части Каспийского моря изменения температуры воды в течение года значительно превышают изменения солености, поэтому распределение плотности на поверхности и в толще воды

мало зависят от сезона и все время равны 11,1—11,2 усл. ед.

Значительных различий в значениях плотности между зимним, весенним и осенним сезонами нет, хотя, надо отметить, что весной и осенью плотность воды несколько ниже, чем зимой: на 0,1—0,5 усл. ед. — весной и до 1,0 усл. ед. — осенью.

Значительно отличается плотность в летнее время. По сравнению с остальными сезонами года она на 3,0—3,5 усл. ед. ниже и составляет 6,5—7,4 усл. ед. (рис. 6.1).

### 6.3. Распределение плотности в море

На рис. 6.2 показаны межгодовые изменения плотности по данным наблюдений на центральных глубоководных станциях «вековых» разрезов зимой (февраль) и летом (август) с 1958 по 1984 г.

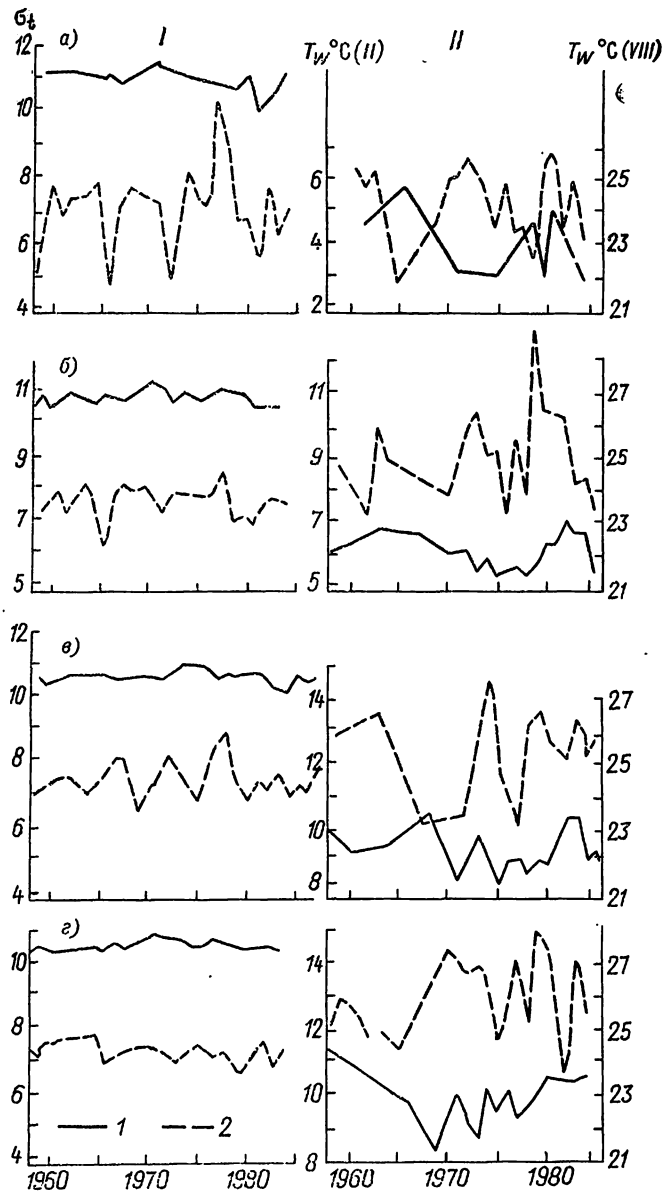


Рис. 6.2. Межгодовые изменения условной плотности (усл. ед.) (I) и температуры (II) на поверхности в открытом море в 1958—1984 гг. в феврале (1) и августе (2) на разрезах.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак (ст. 5); б — Дивичи — Кендерли (ст. 6); в — о. Жилой — м. Куули (ст. 5); з — о. Куринский Камень — о. Огурчинский (ст. 6).

Для зимнего сезона характерны незначительные межгодовые колебания плотности (около 0,5 усл. ед.) по всем районам моря. В летний сезон межгодовые изменения более значительны, особенно в районе, приграничном с северной частью, где они достигают 1,0—3,0 усл. ед. Несколько меньше межгодовая разность (1,5—2,0 усл. ед.) в средней части моря и на границе с Южным Каспием. Более устойчив режим плотности в глубоководных районах южной части моря (ст. 6 разреза о. Куринский Камень — о. Огурчинский), где в течение ряда лет изменения плотности в августе оставались в пределах 0,4—0,9 усл. ед.

Зимой (февраль) плотность в поверхностном слое уменьшается от северных районов (разрез о. Чечень — п-ов Мангышлак) к югу (разрез о. Куринский Камень — о. Огурчинский) от 11,0—11,1 до 10,6 усл. ед. Поле плотности в феврале, кроме широтных различий, характеризуется и различиями с запада на восток, особенно на разрезах о. Чечень — п-ов Мангышлак и о. Куринский Камень — о. Огурчинский, на которых плотность соответственно меняется от 10,4 до 11,2 усл. ед. и от 10,6 до 11,1 усл. ед. (рис. 6.3, 6.4). Повышенные значения плотности у восточного побережья обусловлены более низкой температурой воды в феврале. В отдельные годы среднемесячная температура воды у берега опускается до 0°C и ниже, а ледообразование способствует повышению солёности. Низкие значения плотности в узкой прибрежной зоне в районе о. Чечень и в районе, прилегающем к устью р. Куры (ст. 1 разреза о. Куринский Камень — о. Огурчинский) обусловлены влиянием речных вод.

Вертикальное распределение плотности зимой формируется под воздействием ветрового и конвективного перемешивания. На разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак ввиду мелководности высокие значения плотности (около 11,0 усл. ед.) в восточной части прослеживаются до дна, а в западной, в связи с низкими значениями солёности, создается устойчивая стратификация (рис. 6.5).

Весной таяние льда в северной части моря и перенос опресненных вод течениями вдоль западного побережья средней части способствуют образованию значительных горизонтальных градиентов плотности. Плотность изменяется от 7,0 усл. ед. на севере средней части моря до 10,2 усл. ед. у пос. Дивичи и до 10,1 усл. ед. у п-ова Мангышлак. Южнее этих районов поле плотности выравнивается и разность ее значений у восточного и западного побережий составляет 0,2—0,5 усл. ед. В южной части моря различия между значениями плотности у западного и восточного побережий немного увеличивается (до 0,6 усл. ед.) вследствие опресняющего влияния вод Куры. В апреле на разрезе о. Куринский Камень — о. Огурчинский среднемесячная плотность у западного побережья равна 9,8 усл. ед., у восточного — 10,4 усл. ед. (рис. 6.4 б).

Влияние речного стока с глубиной уменьшается, и на горизонтах 30—50 м различия в плотности между западным и восточными районами моря, а также вдоль западного побережья почти исчезают. Для вертикального распределения плотности характерна устойчивая стратификация в верхнем 100-метровом слое, особенно отчетливо выраженная у западного побережья. Для глубинных слоев характерно однородное распределение плотности (11,0—11,1 усл. ед.).

Разность между значениями плотности на поверхности и в придонном слое составляет в средней части (разрез Дивичи — Кендерли) 0,5 усл. ед., в южной части (разрез о. Куринский Камень — о. Огурчинский) 0,9 усл. ед.

Летом высокая температура воды способствует понижению плотности, и в поверхностном слое

В августе она изменяется от 6,5 до 8,4 усл. ед. (рис. 6.4 в).

Для пространственного распределения характерно увеличение плотности с запада на восток (до 2,0 усл. ед.) в средней части моря и уменьшение (на 1,0—3,0 усл. ед.) в южной части. Высокие значения плотности наблюдаются у восточного

ности на границах пикноклина — 8,0 и 10,0 усл. ед. (рис. 6.6).

Особенностью положения пикноклина в средней части моря (разрез Дивичи — Кендерли) является его приподнятость к поверхности у восточного побережья, а у западного побережья верхняя граница пикноклина располагается на горизонте

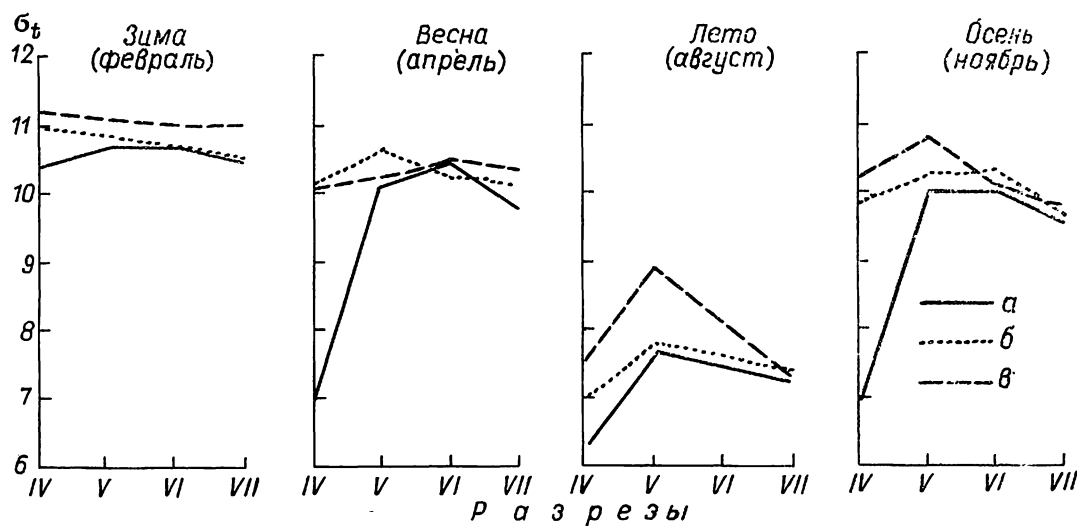


Рис. 6.3. Изменение среднеемноголетней условной плотности (усл. ед.) с севера на юг по сезонам: у западного побережья (а), в открытом море (б), у восточного побережья (в) по данным «вековых» разрезов: о. Чечень — п-ов Мангышлак (IV); Дивичи — Кендерли (V); о. Жилой — м. Куули (VI); о. Куринский Камень — о. Огурчинский (VII).

побережья вследствие подъема глубинных вод в поверхностный слой, происходящего ежегодно с различной интенсивностью. Минимальные значения плотности в основном сохраняются в северо-западном районе моря и вызваны опресняющим воздействием речных вод (рис. 6.3, 6.4 в).

10 м и толщина его не превышает 25 м. Значения плотности на границах пикноклина те же, что и на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак — 8,0—10,0 усл. ед. (рис. 6.6 б). По мере продвижения на юг пикноклин, так же как и термоклин, опускается ниже. На границе между средней и юж-

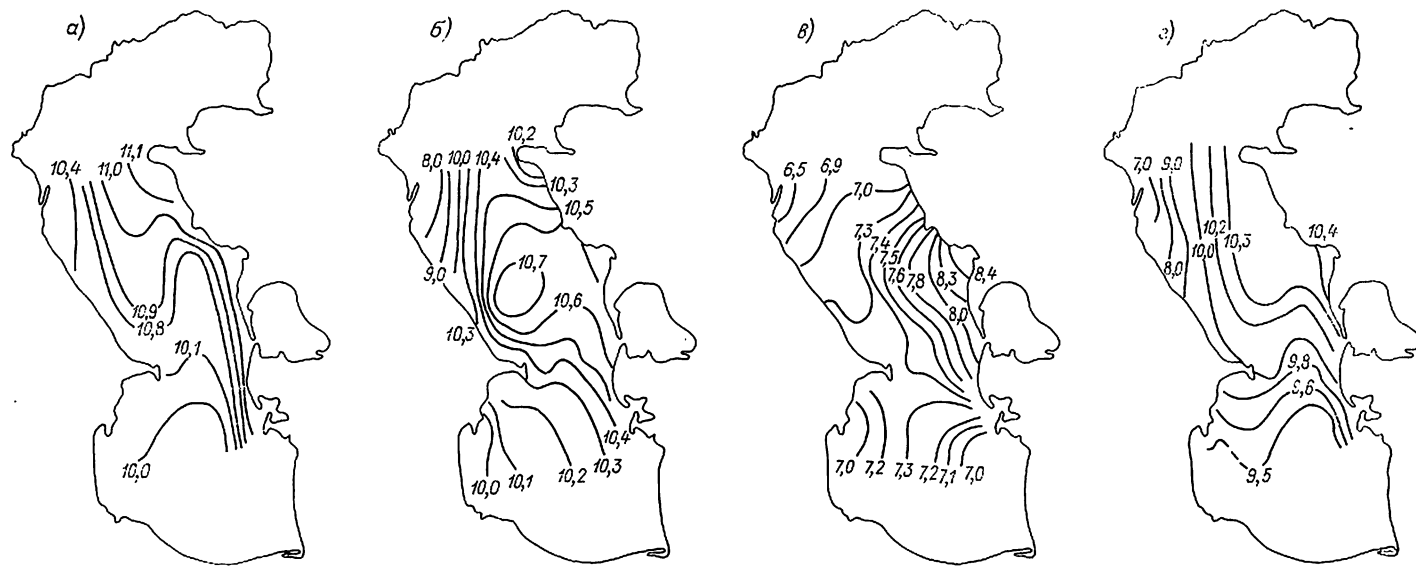


Рис. 6.4. Среднеемноголетняя условная плотность (усл. ед.) на поверхности моря. а — февраль; б — апрель; в — август; г — ноябрь.

Для вертикального распределения плотности в летний период характерно формирование слоя пикноклина, приуроченного к термоклину. На границе между средней и северной частями (разрез о. Чечень — п-ов Мангышлак) верхняя граница пикноклина расположена в западной и центральной частях разреза на горизонте 15 м. У восточного побережья она приподнята до горизонта 5 м, а нижней границей служит дно. Значения плот-

ной частями моря (разрез о. Жилой — м. Куули) верхняя граница пикноклина располагается на горизонте 20 м в западной части и 10 м — в восточной, у самого берега (ст. 8—9 разреза) пикноклин выходит на поверхность. Толщина пикноклина на этом разрезе 20 м.

В южной части моря (разрез о. Куринский Камень — о. Огурчинский), в отличие от средней части, пикноклин так же, как и термоклин, распола-

гаются более глубоко. Верхняя его граница (8,0 усл. ед.) залегает в западной части разреза на горизонте 30 м, а в восточной — на 20 м. Максимальная толщина пикноклина (30 м) — в центральных районах южной части моря. Ниже слоя пикноклина как в средней, так и в южной частях моря плотность выравнивается и составляет 10,5—

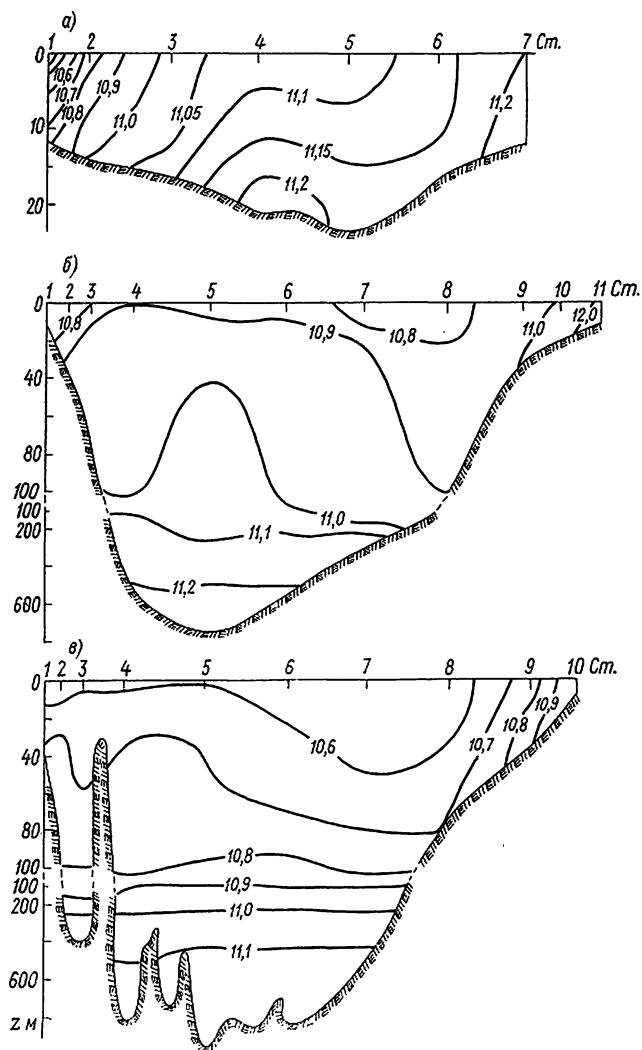


Рис. 6.5. Вертикальное распределение условной плотности (усл. ед.) по среднегодовым данным на разрезах в феврале.

а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

11,2 усл. ед. На разрезе Дивичи — Кендерли она меняется от 10,5 до 11,2 усл. ед., на разрезе о. Жилой — м. Куули — от 10,5 до 11,0 усл. ед., а на разрезе о. Куринский Камень — о. Огурчинский — от 10,5 до 11,1 усл. ед. (рис. 6.6 в).

Осенью отмечается выравнивание плотности с глубиной вследствие начала развития конвекции. Наиболее сильное охлаждение происходит в северных районах средней части моря.

Вертикальное распределение плотности на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак отражает процессы водообмена между северной и средней частями моря — вдоль западного побережья из Северного Каспия в Средний переносятся опресненные воды (7,0—8,0 усл. ед.), а вдоль восточного побережья в северную часть моря поступают бо-

лее плотные воды (10,2—10,3 усл. ед.) из средней. В ноябре поле плотности соответствует пространственному распределению температуры воды и отражает проникновение более холодных вод из средней части моря в южную вдоль западного побережья и более теплых вод из южной части в среднюю.

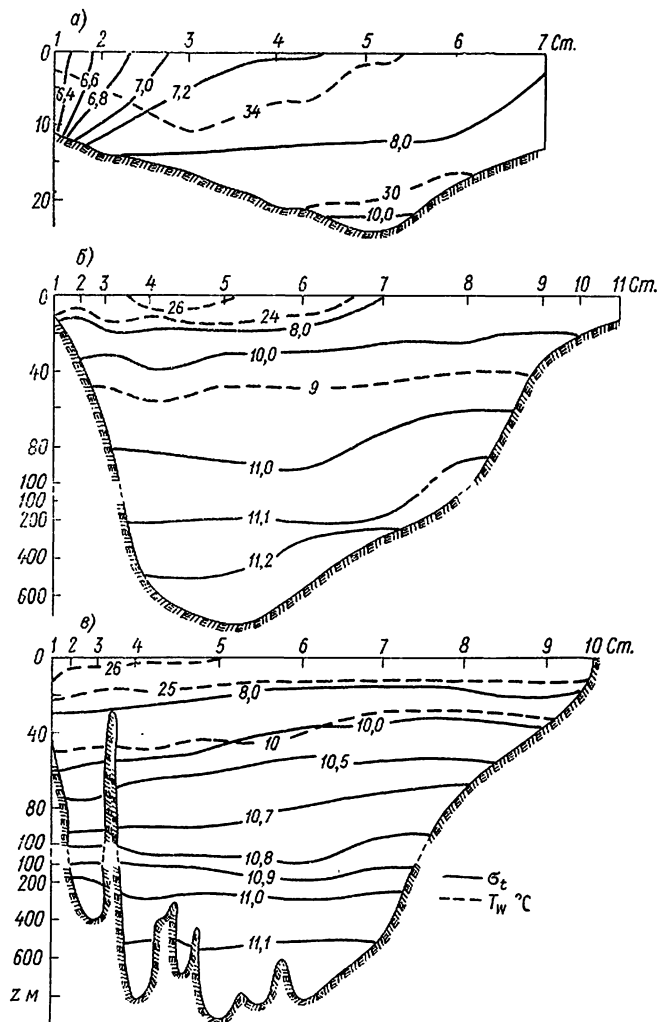


Рис. 6.6. Вертикальное распределение условной плотности  $\sigma_t$  (усл. ед.) и температуры воды  $T_w$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) по среднегодовым данным на разрезах в августе. а — о. Чечень — п-ов Мангышлак; б — Дивичи — Кендерли; в — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

В западной половине моря плотность воды изменяется на поверхности от 9,9 усл. ед. в Среднем Каспии (ст. 1—3 разреза Дивичи — Кендерли) до 9,5 усл. ед. в Южном Каспии (ст. 1 разреза о. Куринский Камень — о. Огурчинский). В восточной половине моря с юга на север плотность увеличивается от 9,8 до 10,6—10,7 усл. ед.

Для распределения плотности с глубиной в средней и южной частях моря характерна устойчивая стратификация с постепенным увеличением плотности в придонных слоях до 11,2 усл. ед.

В глубоководных районах средней части Каспия плотность повышается от 10,8—10,9 усл. ед. в поверхностном слое до 11,2 усл. ед. у дна, т. е. на 0,3—0,4 усл. ед.

В южной части плотность постепенно увеличивается от 10,6 усл. ед. на поверхности до 11,2 усл. ед. в придонном слое.

#### 6.4. Распределение плотности воды южнее 38° с. ш. (иранское побережье)

Плотность воды в малоизученных южных районах моря, прилегающих к иранскому побережью, характеризуется по данным гидрологических съемок, выполненных в декабре 1975 г., августе 1976 г., июле 1977 г., октябре—ноябре 1978 г. Съемки выполнялись на 40 океанографических

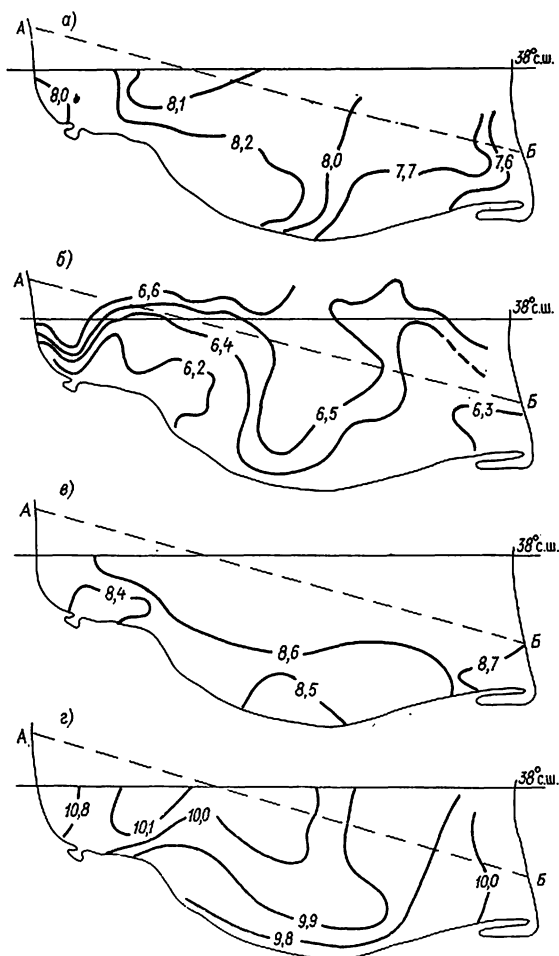


Рис. 6.7. Распределение условной плотности (усл. ед.) на поверхности у иранского побережья. а — июль 1977 г.; б — август 1977 г.; в — октябрь—ноябрь 1978 г.; г — декабрь 1975 г.

станциях, расположенных на продольных и поперечных разрезах.

За рассматриваемые годы изменения плотности составили от 6—7 в августе до 9,6—10,4 усл. ед. в декабре (рис. 6.7).

В распределении плотности по месяцам довольно четко проявляются сезонные изменения, соответствующие годовому ходу температуры. Зимой поле плотности характеризуется незначительными изменениями как в направлении с севера на юг, так и с запада на восток. В центральной части района плотность меняется от 10,0 до 9,8 усл. ед. и увеличивается с запада на восток. Во всей восточной части, за исключением прибрежных мелководий, плотность выше, чем в западной.

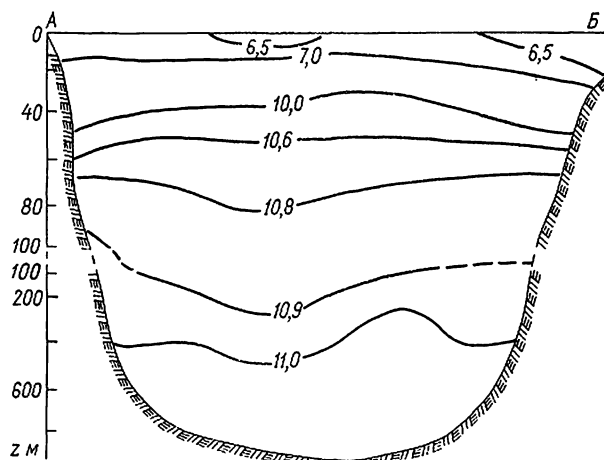


Рис. 6.8. Вертикальное распределение условной плотности (усл. ед.) на разрезе АБ у иранского побережья в августе 1976 г.

Горизонтальные градиенты плотности в южной части моря в августе выражены лишь на поверхности. Минимальные значения (менее 6,0 усл. ед.) отмечены на юго-западе, что связано с опресняющим влиянием речного стока. Максимальные значения плотности (6,5 усл. ед.) наблюдаются в открытой части моря.

К осени значения плотности в соответствии с понижением температуры воды увеличиваются. Плотность в основном меняется в широтном направлении, уменьшаясь от открытых к прибрежным районам, где отмечены значения в восточной части — 8,7, в юго-западной — 8,6 усл. ед.

В слое 15—45 м в западной части разреза и 25—45 м — в восточной его части в августе располагался пикноклин, значения плотности на его границах — 9,0 и 10,5 усл. ед. Ниже слоя пикноклина плотность увеличивалась до 11,0 усл. ед. у дна (рис. 6.8).

## 7. ВОДНЫЕ МАССЫ

### 7.1. Термохалинный анализ вод

С целью получения обобщенных представлений об основных показателях гидрологической структуры вод моря — температуре и солености — и для выделения водных масс выполнен термохалинный анализ вод Каспийского моря.

Для проведения термохалинного анализа использовался массив гидрологических наблюдений с 1930 по 1985 г. — всего около 28 тысяч станций. Акватория Каспийского моря подразделялась на 20-минутные трапеции, в которых для февраля и августа рассчитывались средние значения температуры и солености и их 90 %-ные доверительные интервалы. Относительно небольшое количество станций, их неравномерное распределение по акватории Каспия привело к необходимости интерполировать гидрологические данные. Для интерполяции значений температуры и солености в центры трапеций, где данных нет, с учетом статистической достоверности полученных средних значений температуры и солености применялась формула

$$T' = \frac{\sum_{i=1}^n T_i r_i W_i}{\sum_{i=1}^n r_i W_i}, \quad r_i = 1/(1 + R_i),$$

$$W_i = 1/(1 + d_i), \quad d_i = (t_{90} + \sigma_i)/\sqrt{m_i}, \quad (7.1)$$

где  $T'$  — интерполированное значение температуры или солености;  $r_i$  — весовой множитель, являющийся функцией расстояния  $R_i$  от центра трапеции, для которой проводятся вычисления, до центра трапеции, где имеются средние значения гидрологических характеристик;  $W_i$  — весовой множитель, зависящий от доверительного интервала  $d_i$  среднего значения температуры или солености  $T_i$ ;  $n$  — заданное количество близлежащих трапеций, по которым проводится интерполяция;  $t_{90}$  — критерий Стьюдента;  $\sigma_i$  — среднее квадратическое отклонение;  $m_i$  — количество станций в трапециях, по которым вычислялись средние значения.

Расчеты проводились при  $n = 4$  по 16 стандартным горизонтам. Для вычисления температуры и солености на дне применялась квадратическая экстраполяция с использованием трех придонных горизонтов.

Особенности вертикальной гидрологической структуры вод Каспийского моря определяются такими его чертами, как замкнутость, внутриматериковое положение, большая меридиональная протяженность и рельеф дна.

Внутриматериковое положение обуславливает значительную зависимость гидрологических условий от влияния таких внешних факторов, как атмосферные процессы и речной сток, вызывающих значительную сезонную изменчивость гидрологических условий. Меридиональная вытянутость Каспия более чем на  $10^\circ$  приводит к климатическим различиям разных частей моря, сильнее всего проявляющимся в зимний сезон. Наличие подводного Апшеронского порога препятствует глубинному во-

дообмену между Средним и Южным Каспием, способствует формированию в них своеобразных гидрологических структур. Замкнутость моря исключает адвекцию вод из других бассейнов.

Характер вертикального распределения температуры и солености в Среднем и Южном Каспии в основные сезоны года показан на рис. 7.1.

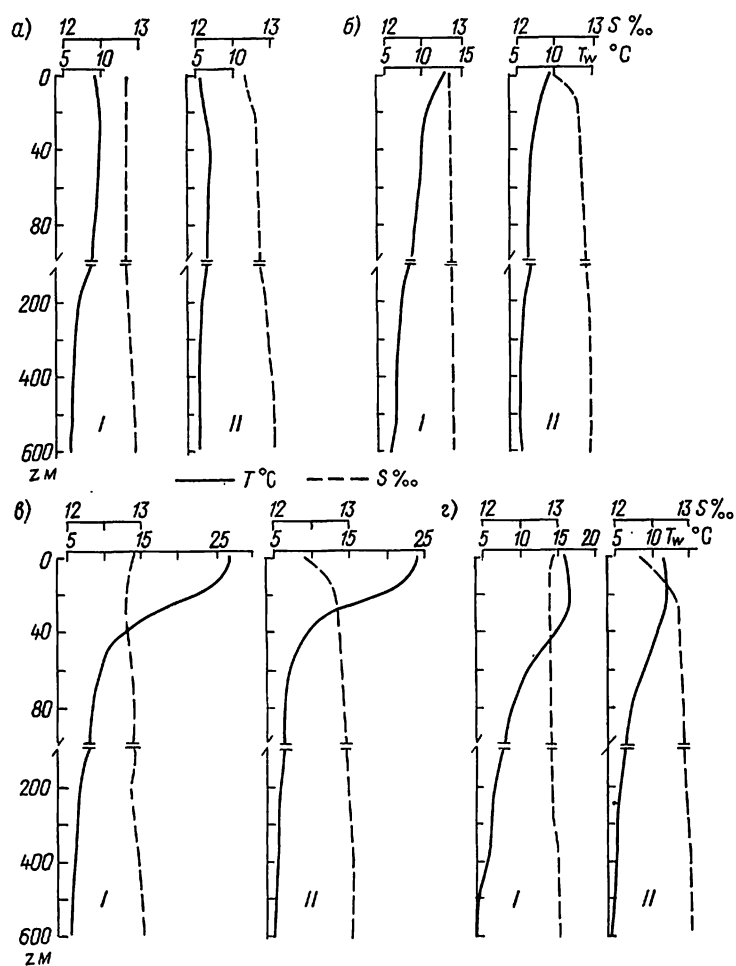


Рис. 7.1. Вертикальное распределение температуры воды  $T_w$  и солености  $S$  в Южном (I) и Среднем (II) Каспии.  
а — февраль; б — апрель; в — август; г — ноябрь.

Зимой вследствие интенсивного развития процессов конвективного перемешивания изменения температуры по вертикали весьма незначительные, особенно в средней части моря. При этом в верхнем слое воды — в Среднем Каспии до 50—70 м, в Южном — до 30—50 м — вертикальные градиенты температуры положительные. Это связано с активным развитием зимней вертикальной циркуляции и образованием на нижней границе ее распространения теплого промежуточного слоя. Глубже 75 м в Среднем и 50 м в Южном Каспии температура воды с глубиной незначительно понижается, ее вертикальные градиенты отрицательные. Среднее значение вертикальных изменений температуры зи-

мой составляет в средней части моря 0,5—1,5°C, а в южной — 3—4°C.

Летом вертикальный профиль температуры имеет трехслойный характер. В верхнем слое толщиной 10—15 м температура однородная в результате ветрового перемешивания. Ниже, примерно до горизонтов 30—50 м, располагается сезонный термоклин, в котором средние вертикальные градиенты температуры достигают 0,3—0,5°C на метр. Под термоклином, в глубинных слоях воды, температура, как и зимой, незначительно понижается ко дну. При этом летом в обеих частях моря она на 0,1—0,2°C ниже, чем зимой, что служит показателем влияния процессов конвекции, распространяющейся в толще воды. Вертикальные различия температуры летом достигают в средней части моря 18—19°C, а в южной 20—22°C.

Вертикальные профили температуры в переходные сезоны отражают процессы прогрева вод моря весной и их охлаждения осенью (рис. 7.1 б, г).

Распределение солёности в Каспийском море, за исключением северной части и предустьевых взморьев рек, отличается большой однородностью. С глубиной она незначительно увеличивается от поверхности до дна — на 0,5—0,6‰ в Среднем Каспии и на 0,1—0,2‰ — в Южном, достигая 13,0—13,1‰. В верхнем слое Среднего Каспия от зимы к лету солёность понижается на 0,2—0,3‰ за счет влияния речного стока, в Южном Каспии ее сезонные изменения незначительны. В течение всего года солёность в верхних слоях южной части моря на 0,2—0,5‰ больше, чем в средней (см. рис. 7.1).

Средние значения температуры и солёности в глубоководных частях моря приводятся в табл. 7.1. Как видно из таблицы, несмотря на интенсивный прогрев верхних слоев моря в теплый

Таблица 7.1

Средние значения температуры и солёности в глубоководных частях Каспийского моря

Месяц	Средний Каспий		Южный Каспий	
	$T_w$ °C	$S$ ‰	$T_w$ °C	$S$ ‰
Февраль	5,65	12,93	7,03	12,94
Апрель	5,60	12,91	6,96	12,89
Август	6,42	12,96	7,70	12,92
Ноябрь	6,00	12,95	7,03	12,97

сезон, средние значения температуры низкие, в чем также проявляется влияние зимней конвекции, формирующей температурный режим основной толщи вод моря. Вместе с тем по средним значениям температуры прослеживаются ее сезонные изменения — в августе она на 0,7°C выше, чем в феврале. В Южном Каспии в течение всего года температура на 1,0—1,4°C выше, чем в Среднем. Средние значения солёности подтверждают ее однородность, незначительные различия находятся в пределах точности расчетов.

По совокупности физико-химических и биологических характеристик в Каспийском море были выделены следующие водные массы: северокаспийская, верхняя каспийская, глубинные средне- и южнокаспийские [220]. Отметим, что классический метод выделения водных масс по  $T, S$ -кри-

вым в Каспийском море не работает, так как вертикальное распределение солёности в нем очень однородное. Поэтому для идентификации водных масс в Каспии использовались соотношения температуры и содержания кислорода —  $T, O_2$ -кривые. В настоящей работе этот анализ также был проведен на значительно более обширном материале. Пространственное распределение содержания кислорода получено аналогично температуре и солёности.

Северокаспийская водная масса, занимающая северную часть моря, имеет очень незначительный объем. Она формируется под влиянием обильного речного стока, распространяющегося в мелководном Северном Каспии. Южную границу северокаспийских вод условно выделяют по солёности 11‰. Температура этой водной массы имеет резко выраженный сезонный ход — от 0°C зимой до 25°C летом.

Основными условиями формирования верхней каспийской водной массы являются процессы зимнего охлаждения и перемешивания, летнего прогрева и различные динамические процессы, происходящие в верхнем слое моря. За нижнюю границу этой водной массы принимают среднюю глубину распространения зимней вертикальной циркуляции: до 150—200 м в Среднем Каспии и 50—100 м в Южном. На нижней границе этой водной массы происходит существенное понижение содержания кислорода. В летней модификации выделяется хорошо прогретый и перемешанный верхний слой толщиной до 20—30 м, ограниченный снизу резким термоклином.

Формирование глубинных вод происходит зимой в основном в результате плотностного стока холодных вод из северных районов моря, а также с восточного шельфа. Эти воды опускаются в глубинные слои Среднекаспийской котловины, а переливаясь через Апшеронский порог поступают и в Южнокаспийскую впадину. В суровые зимы участие в формировании этих вод принимает и зимняя вертикальная циркуляция.

Анализ  $T, O_2$ -кривых подтверждает объективность существования выделенных водных масс. На  $T, O_2$ -кривых для лета нижняя граница верхней каспийской водной массы четко выделяется по уменьшению содержания кислорода и градиентов температуры на горизонтах 150—200 м в Среднем Каспии и 75—100 м в Южном (рис. 7.2 а). На  $T, O_2$ -кривых для зимы граница между верхней и глубинными водными массами выражена менее отчетливо, но все же ее можно выделить по следующим признакам. Слой распространения зимней вертикальной циркуляции, определяющий верхнюю каспийскую водную массу, выделяется по теплой прослойке вод и характеризуется меньшими вертикальными изменениями содержания кислорода: в Среднем Каспии — до глубины 100 м, в Южном — до 50 м. Обобщенные характеристики водных масс приведены в табл. 7.2.

Указанные характеристики водных масс весьма близки к полученным ранее [220].

Дополнительную количественную информацию об основных гидрологических характеристиках вод Каспийского моря дает анализ статистических объемных  $T, S$ -диаграмм, позволяющий судить



о термохалинном разнообразии вод изучаемого бассейна [264].

Объемные  $T, S$ -диаграммы рассчитывались на основе вышеуказанного массива по классам, имеющим интервалы по температуре  $1^\circ\text{C}$  и солености

$0,2\%$ . При построении объемных  $T, S$ -диаграмм вся толща воды от поверхности до дна для каждой трапеции подразделялась на слои метровой толщины. Значения температуры и солености в этих слоях вычислялись при помощи линейной

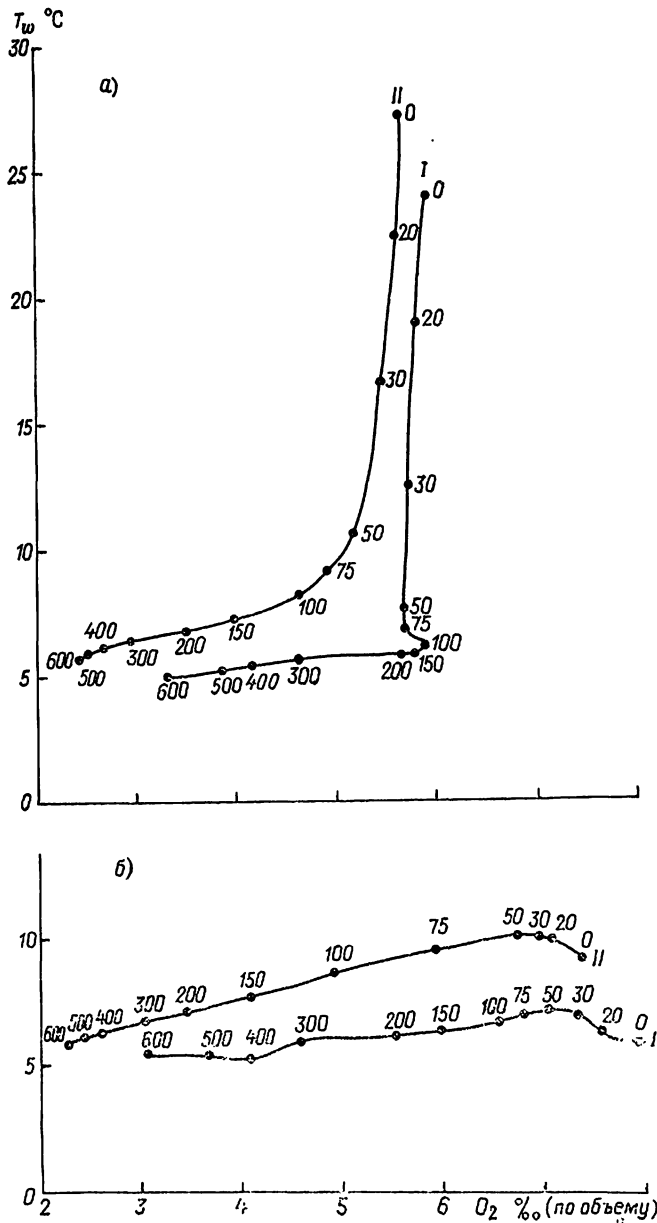


Рис. 7.2.  $T, O_2$ -кривые.  
а — август; б — февраль.  
I — Средний Каспий; II — Южный Каспий.

Таблица 7.2

$T, S, O_2$ -характеристики водных масс Каспийского моря

Водная масса	$T_w$ °C	$S$ ‰	$O_2$ (‰ по объему)
Северокаспийская:			
зима	0	} 0,2—11,0	8—10
лето	25		5—7
Верхняя каспийская:			
зима	4—10	} 12,6—13,0	7—8
лето	6—26		5—6
Глубинная среднекаспийская	4,5—5,5	12,8—13,0	3,5—5,5
Глубинная южнокаспийская	5,8—6,5	12,8—13,1	2,0—4,0

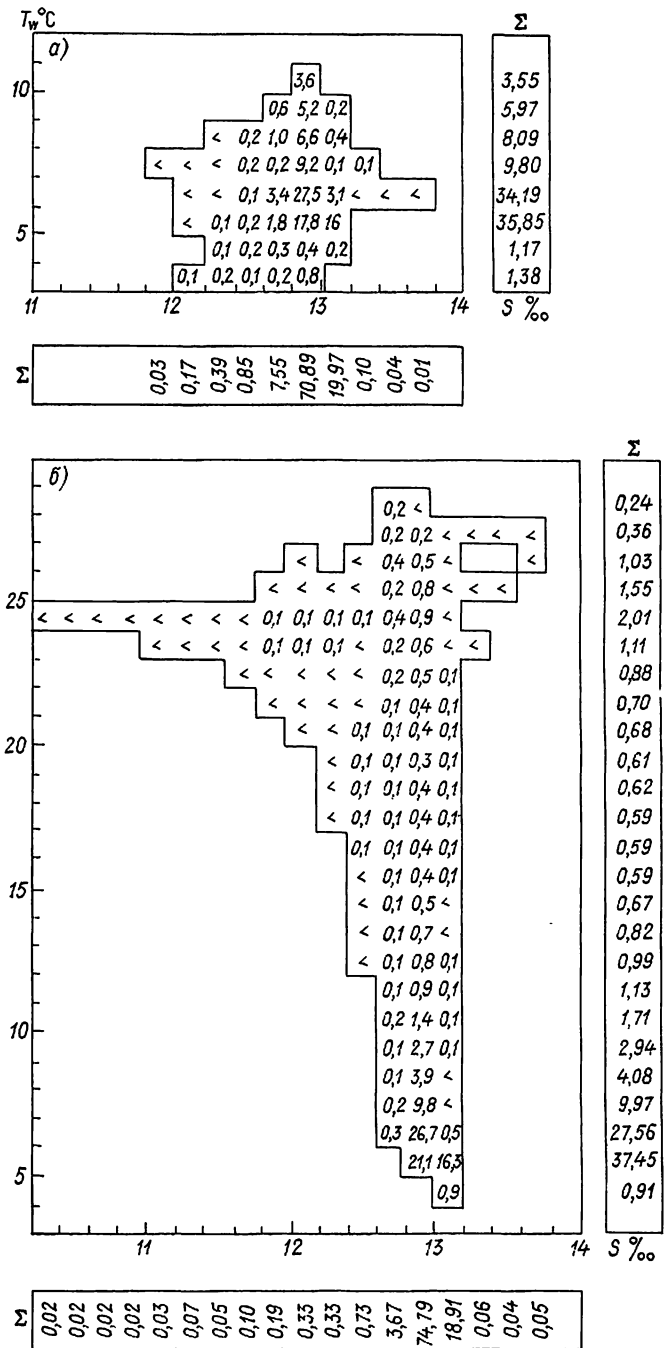


Рис. 7.3. Статистические объемные  $T, S$ -диаграммы.  
а — февраль; б — август. Знак «<>» означает, что объем воды здесь меньше  $0,1\%$ .

интерполяции между их значениями на стандартных горизонтах. В итоге проводился подсчет объемных единиц, имеющих  $T, S$ -соотношения данного класса. Объемная единица равна объему параллелепипеда метровой высоты с 20-минутным основанием.

На рис. 7.3 приведены объемные  $T, S$ -диаграммы для февраля и августа. На них указаны относительные объемы вод в процентах к общему

объему вод моря. Справа указано одномерное распределение объемов для температуры, внизу — для солености.  $T$ ,  $S$ -диаграммы ограничены снизу значением солености 11‰. Это объясняется тем, что воды с меньшей соленостью занимают всего около 1% общего объема вод Каспийского моря, и этот участок диаграммы не приводится.

Анализ объемных  $T$ ,  $S$ -диаграмм подтверждает, что соленость большей части вод Каспия изменяется в очень узких пределах — от 12,6 до 13,2‰, причем более 70% вод во все сезоны имеет соленость 12,8—13,0‰.

Воды с температурой 5—7°C занимают 70% всего объема моря в зимний сезон и около 65% летом. Распределение температуры воды летом отличается от зимнего наличием второй моды в диапазоне температур 23—27°C. На этот диапазон приходится около 6% всего объема вод, и формирование этой моды связано с летним прогревом верхнего слоя моря. Зимой эта мода исчезает в результате охлаждения и развития конвективного перемешивания.

Объемы указанных выше водных масс существенно различаются. Северокаспийская водная масса занимает меньше 1% всего объема моря. Объем верхней каспийской водной массы составляет около 30—35% объема моря. Большую его часть (64—69%) занимают глубинные водные массы.

## 7.2. Конвективное перемешивание

В замкнутом Каспийском море конвективное перемешивание играет первостепенную роль в формировании гидрологической структуры вод, вентиляции придонных слоев. Благодаря активно развитым процессам конвекции, охватывающим всю толщу вод моря, происходит интенсивный обмен между верхними и глубинными слоями, выравнивание градиентов гидрологических характеристик.

Ввиду большой меридиональной протяженности Каспийского моря и разнообразия гидрометеорологических условий в разных его частях в море наблюдаются три типа конвективного перемешивания: полярный, субполярный и субтропический [164]. Полярный тип характерен для северной части моря, где зимой происходит ледообразование. В большинстве районов средней и южной его частей конвекция протекает по субполярному типу — только за счет охлаждения поверхностных слоев воды. В мелководных районах, заливах у восточного берега Среднего и особенно Южного Каспия, где летом наблюдается осолонение поверхностного слоя вследствие сильного испарения, отмечается субтропический тип конвекции.

Конвективное перемешивание в период охлаждения — зимняя вертикальная циркуляция — развивается по всей акватории Каспия, но в разных районах имеет свои особенности. Оценка этого процесса была сделана с помощью расчета количества тепла  $q_t$  в джоулях, которое должно быть отдано 1 м<sup>2</sup> поверхности моря при условии распространения зимней вертикальной циркуляции до заданного горизонта [164]. Для расчетов были использованы материалы многолетних гидрологических наблюдений на стандартных поперечных раз-

резах через море, выполненных перед началом охлаждения в августе.

Расчеты показывают, что в мелководном Северном Каспии зимняя вертикальная циркуляция может доходить до дна очень быстро при охлаждении воды до температуры наибольшей плотности\*. В дальнейшем при замерзании моря увеличение плотности воды происходит за счет осолонения при ледообразовании.

В глубоководных частях моря к началу охлаждения верхний слой воды толщиной 10—20 м обычно хорошо перемешан и может быть быстро охвачен конвекцией. Теплоотдача в этом слое на всех разрезах происходит довольно равномерно. Значительная потеря тепла требуется для разрушения термоклина, сохраняющегося к началу осени на горизонтах 30—50 м. Ниже этого слоя процесс теплоотдачи снова протекает довольно равномерно, так как вертикальные градиенты гидрологических характеристик и устойчивость невелики.

Характерно, что у восточного берега моря условия для развития зимней вертикальной циркуляции более благоприятные, чем в других районах. В Среднем Каспии это связано с малыми вертикальными градиентами температуры в зоне апвеллинга, в Южном — с уменьшением вертикальных градиентов солености в верхнем слое за счет летнего испарения. В северо-западной части моря и вдоль западного берега Среднего Каспия, наоборот, развитие конвекции затрудняется вертикальной стратификацией температуры и солености, вызываемой интенсивным летним прогревом и распространением опресненных северокаспийских вод. В связи с этим значение теплоотдачи ( $q_t$ ), необходимое для перемешивания одного и того же слоя воды, в разных районах моря может различаться в два раза. В конкретном районе возможность развития конвекции в разные годы зависит от характера распределения гидрологических характеристик, наблюдаемого к началу охлаждения и способного ускорять или замедлять ход процесса.

В слое воды, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, наблюдаются однородное распределение температуры, солености, плотности воды, высокое содержание кислорода. Нижняя граница этого слоя четко выделяется по повышенным градиентам этих характеристик. Таким образом, зная вертикальное распределение гидрологических и гидрохимических параметров в конце периода охлаждения, можно довольно точно установить глубину распространения зимней вертикальной циркуляции в разных частях моря.

Исходя из этого, реальная глубина распространения конвективного перемешивания в Каспий-

\* Ввиду того что Каспийское море — солоноватый водоем ( $S < 24,7$ ‰), температура наибольшей плотности его воды ( $\theta$ ) выше температуры замерзания ( $\tau$ ), и при разной солености эти величины для Каспия равны:

$S$ ‰	$\tau$ °C	$\theta$ °C
1	-0,06	3,74
5	-0,29	2,80
10	-0,58	1,65
13	-0,75	0,96

(Океанологические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей, 1964).

ском море определялась путем анализа вертикального распределения условной плотности ( $\sigma_t$ ) и содержания кислорода по материалам зимних гидрологических съемок в феврале — начале марта

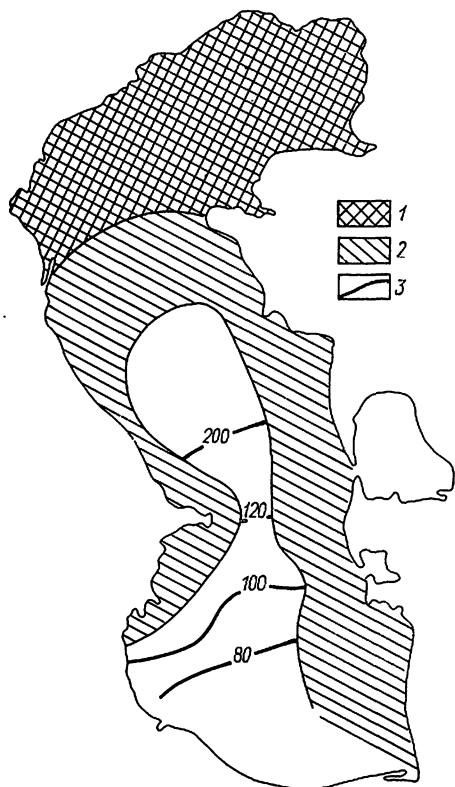


Рис. 7.4. Средняя глубина распространения зимней вертикальной циркуляции в Каспийском море.

1 — циркуляция доходит до дна и сопровождается образованием льда; 2 — циркуляция доходит до дна только за счет понижения температуры; 3 — глубина распространения зимней вертикальной циркуляции, м.

почти за 20-летний отрезок времени. За нижнюю границу конвекции принимался слой значительного возрастания плотности и уменьшения содержания кислорода.

В связи с тем что охлаждение моря уменьшается в направлении с севера на юг, глубина распространения зимней вертикальной циркуляции также уменьшается в этом направлении (рис. 7.4).

В мелководном Северном Каспии циркуляция доходит до дна весьма быстро (уже в ноябре — декабре) и сопровождается ледообразованием. В Среднем Каспии конвекция охватывает слой от 150—200 до 100—120 м, и, следовательно, в районах с меньшими глубинами во многие годы доходит до дна. В центральных районах южной части моря глубина распространения конвекции в среднем равна 80—100 м, а на самом юге, в иранских водах — 40—60 м [50].

По данным повторных наблюдений, проведенных на одних и тех же разрезах, наиболее интенсивное развитие зимней циркуляции в открытых районах Каспия происходит с декабря по февраль. У берегов, где охлаждение больше, конвекция происходит быстрее, чем в открытом море.

Анализ распределения гидрологических характеристик и содержания кислорода в разных районах моря показал, что в зависимости от суровости зимы глубина вертикальной циркуляции может изменяться в широких пределах, особенно в Среднем Каспии (рис. 7.5). На разрезе Дивичи — Кендерли в умеренные и мягкие зимы циркуляция распространяется до горизонтов 150—200 м, а в суровые зимы часто охватывает всю толщу вод, доходя до дна (1969, 1973 гг.).

Над Апшеронским порогом (разрез о. Жилой — м. Куули) в суровые и умеренные зимы конвекция доходит до дна (1969 г.) либо почти до дна (1973 г.). При меньшем охлаждении ее нижняя граница располагается на горизонте 100—110 м. Конвективному перемешиванию в этом районе спо-

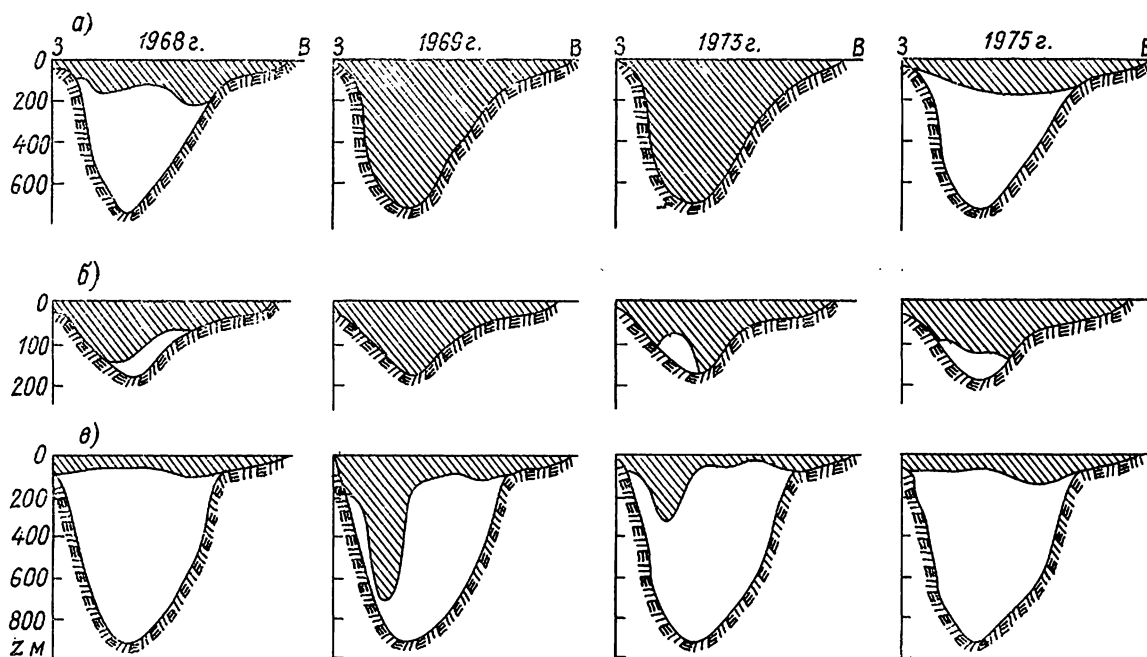


Рис. 7.5. Глубина распространения зимней вертикальной циркуляции (штриховка) в феврале в различные по суровости зимы на разрезах.

а — Дивичи — Кендерли; б — о. Жилой — м. Куули; в — о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

способствует активное развитие динамических процессов — волнения, течений, интенсивного водообмена.

В Южном Каспии на разрезе о. Куруинский Камень — о. Огурчинский глубина распространения зимней вертикальной циркуляции изменяется от 100—150 м в суровые и умеренные зимы до 70—80 м — в мягкие. Интересно, что в некоторые суровые зимы глубина конвекции в западной половине моря была существенно больше, чем в восточной. В феврале экстремально холодной зимы 1968-69 г. вблизи западного берега толщина однородного охлажденного слоя превышала 600 м (рис. 7.5). Вероятная причина этого явления заключается в адвекции в Южный Каспий вдоль западного берега более холодных вод из северных районов моря.

В мягкие и многие умеренные зимы (особенно в Южном Каспии) температура воды в слое, охваченном зимней вертикальной циркуляцией, остается выше, чем в нижележащих слоях. В суровые зимы в случае распространения конвекции до дна происходит выравнивание гидрологических характеристик во всей толще воды. В море возможны ситуации, когда при интенсивном охлаждении поверхностных вод на промежуточных горизонтах образуется теплый слой, характеризующий глубину проникновения конвекции к данному времени. При дальнейшем развитии перемешивания теплый промежуточный слой нивелируется.

Несмотря на то что зимняя вертикальная циркуляция не доходит до дна глубоководных впадин Среднего и Южного Каспия, придонные слои моря отличаются низкой температурой и наличием кислорода, что свидетельствует о хорошей вентиляции и быстром обновлении глубинных вод. Перемешивание и вентиляция придонных слоев Каспия также обуславливаются конвекцией и происходят за счет погружения вод с высокой плотностью, охлаждающихся на мелководьях — «шельфового эффекта». Подобное явление довольно широко распространено в морях полярных и умеренных широт. В результате охлаждения воды сначала достигают дна в мелководных районах, а затем вследствие большой плотности «стекают» по склонам дна и вдоль своих изопикнических поверхностей в области больших глубин. Возникающая при этом циркуляция способствует вентиляции придонных слоев. В качестве примеров можно упомянуть, что плотностной сток вод, охладившихся в мелководных районах, наблюдается в Карском и Баренцевом морях; он характерен для северных частей Адриатического и даже Красного морей. Адвекция вод с низкой температурой из северо-западной части Черного моря служит одной из главных причин образования холодного промежуточного слоя, наблюдаемого на всей его акватории.

В Каспийском море холодные воды с высокой плотностью формируются в обширном мелководном районе вблизи кромки льда в Северном Каспии и на северном склоне Среднекаспийской впадины. Сильное выхолаживание, а также осолонение при ледообразовании создают условия для образования здесь вод с такой плотностью, которая позволяет им погружаться до самых больших глубин Среднекаспийской впадины.

Материалы нескольких экспедиций кафедры океанологии МГУ, проведенных в районе форми-

рования вод высокой плотности, показали, что этот процесс происходит следующим образом. Поток теплых вод (5—6°C) из южных районов моря, имеющих соленость 12,9—13,0‰ и пониженное содержание кислорода, распространяется на север в восточной половине Среднего Каспия. В районе кромки льда они охлаждаются (а иногда и осолоняются) и приобретают высокую плотность ( $\sigma_t = 11,1 \dots 11,3$  усл. ед.). В промежуточных слоях Среднего Каспия  $\sigma_t = 10,9 \dots 11,0$ , а у дна 11,1—11,3 усл. ед. Таким образом, воды из северных районов могут стекать до дна Дербентской котловины.

Стекание вызывает компенсационный подток среднекаспийских вод в район кромки льда, где происходит их охлаждение и уплотнение, и тем самым создается своеобразная циркуляция. Именно такая циркуляция определяет существенную роль стекающих вод в вентиляции глубинных слоев моря несмотря на то, что объем вод, одновременно охлаждающихся в северных районах, сравнительно небольшой.

Выхолаживание вод зависит от суровости зимы и поэтому возможность плотностного стока в разные годы неодинакова. Однако сравнение условной плотности в районах образования холодных вод (разрез о. Чечень — п-ов Мангышлак) и их распространения (разрез Дивичи — Кендерли) показывает, что в феврале значения  $\sigma_t$  на разрезе о. Чечень — п-ов Мангышлак становятся несколько больше, чем на разрезе Дивичи — Кендерли не только в суровые и умеренные, но и в некоторые мягкие зимы. В мягкие зимы, когда кромка льда отодвигается к северу, плотность воды в мелководных районах повышается за счет интенсивного подтока более соленых среднекаспийских вод. В суровые зимы при интенсивном выхолаживании появляется возможность стекания вод с восточного шельфа моря, в частности из Казахского залива [223].

Формирование и вентиляция глубинных вод Южного Каспия происходят главным образом благодаря поступлению среднекаспийских вод через Апшеронский порог и опусканию их вдоль склона дна в глубинные слои южнокаспийской впадины. Так, распределение условной плотности на продольном разрезе по 51° в. д. в феврале 1965 г. показывает, что опускание среднекаспийских вод происходило до 500—600 м. Это подтверждается распределением кислорода, которое уменьшалось вдоль южного склона Апшеронского порога от 5 до 3—3,5‰ (по объему) у дна. Вместе с тем в центральной части Южного Каспия происходил компенсационный подъем глубинных вод, обедненных кислородом, и в промежуточных слоях 150—500 м наблюдался минимум кислорода — 2—2,5‰ (по объему) (рис. 7.6).

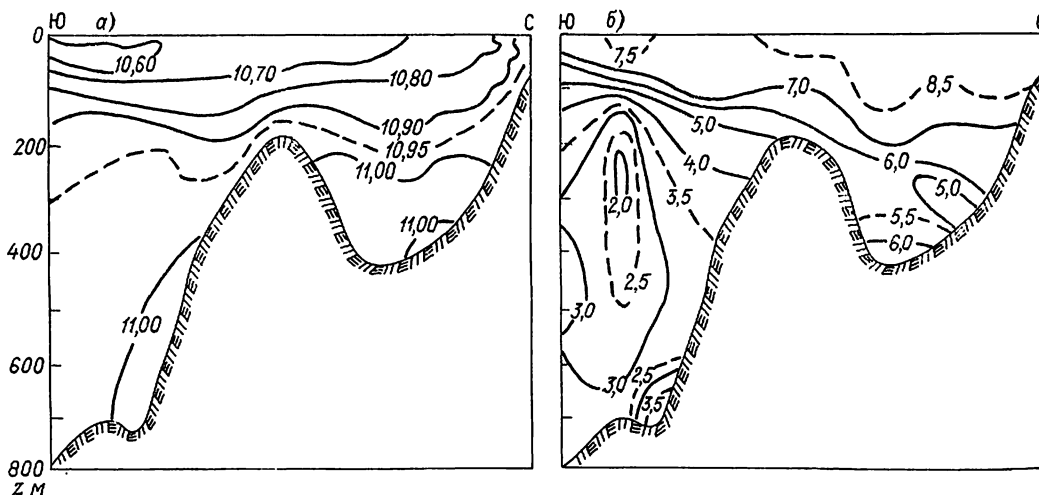
Кроме того, в Южном Каспии существует возможность плотностного стока осолоненных вод с восточного шельфа — из Туркменского залива и других районов. Летом на шельфе происходит осолонение вод до 13,2—13,4‰. Зимой при понижении температуры воды до 8—9°C плотность этих вод возрастает до 10,9—11,0 усл. ед., что позволяет им опускаться до значительных глубин. Это подтверждается довольно частыми случаями нахождения в глубинных слоях Южного Каспия вод

с соленостью более 13 ‰. Однако объем осолоненных вод и их роль в вентиляции глубинных слоев Южного Каспия гораздо меньше, чем вод, перебивающихся через Апшеронский порог.

Процесс плотностного стока вод из северных районов моря весьма наглядно прослеживается по

ланный в ГОИНе, показал, что в 1910—1930 гг. условий для опускания вод до дна Дербентской котловины не было, но уже в начале 40-х годов такая возможность появилась, а к началу 60-х годов плотность вод в районе охлаждения стала выше, чем в Среднекаспийской впадине. Анало-

Рис. 7.6. Распределение условной плотности (усл. ед.) (а) и содержания кислорода (% по объему) (б) в Каспийском море на меридиональном разрезе по 51° в.д. в январе — феврале 1965 г.



глубине залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t = 11,0$  усл. ед. в феврале (рис. 7.7). На рисунке видно, что при среднемноголетних условиях вполне возможно опускание вод такой плотности в Дербентскую котловину. В глубинных слоях над Апшеронским порогом эти воды поступают в Южный Каспий, где выделяются в слое от 400—700 м.

Согласно ориентировочным расчетам, время распространения вод с такой плотностью из северных районов моря в южные занимает около полугода. Это подтверждается и сезонными изменениями гидрологических характеристик в придонных слоях Среднего и Южного Каспия. Адвекция вод высокой плотности — эффективный фактор формирования и вентиляции придонных слоев Каспийского моря.

Плотность вод в северных районах моря и глубина их погружения зависят не только от температуры, но и от солености воды. Так, при температуре 1,5°C условная плотность воды соленостью 5 ‰ равна всего 4,4 усл. ед., соленостью 9 ‰ — 7,8 и 13 ‰ — 11,2 усл. ед. Как указывалось, воды с плотностью 11,2—11,3 усл. ед. могут погружаться на большие глубины, но уже воды с плотностью 7,8 усл. ед. глубоко опускаться не могут, так как в верхних слоях Среднего Каспия зимой плотность составляет 10—11 усл. ед. Поэтому многолетнее изменение солености в северных районах Каспия послужило причиной изменения условий перемешивания его вод.

За длительное время понижения уровня моря, сопровождавшегося уменьшением объема опресненных вод и повышением солености Северного Каспия, плотность вод, охлаждающихся зимой в северных районах, повысилась, глубина их погружения возросла и как следствие улучшилась вентиляция придонных слоев Среднего Каспия. В дальнейшем более благоприятными стали и условия перемешивания в южной части моря.

Анализ многолетних изменений вертикального распределения плотности в Среднем Каспии, сде-

гичные изменения распределения плотности отмечены в Южном Каспии и в районе Апшеронского порога [301].

Долговременные изменения глубины распространения конвективного перемешивания отражаются на условиях вентиляции придонных слоев

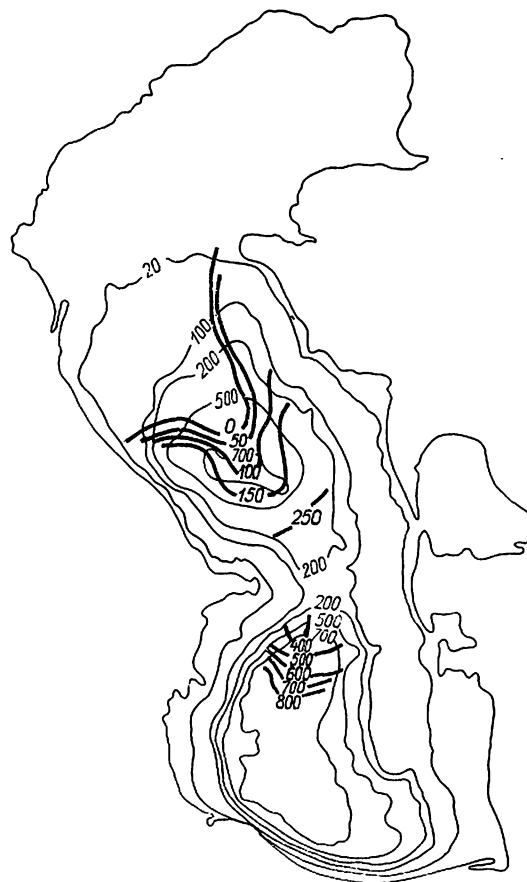


Рис. 7.7. Средняя глубина залегания (м) изопикнической поверхности  $\sigma_t = 11,0$  усл. ед. в Каспийском море в феврале.

моря. При относительно стабильном положении уровня Каспия, до начала 30-х годов, глубинные воды вентилировались слабо, в них наблюдалось присутствие сероводорода [50].

После резкого понижения уровня моря, в 50—60-х годах, когда конвекция стала проникать глубже, произошло улучшение вентиляции придонных слоев сначала Среднего, а затем Южного Каспия: сероводород исчез, появился кислород. Этот процесс продолжался в течение всего периода последнего понижения уровня, и в 70-х годах среднее содержание кислорода в толще вод Каспия по сравнению с 30-ми годами увеличилось на 1‰ (по объему). Вследствие улучшения аэрации глубинных вод активнее стали процессы фотосинтеза в море, о чем свидетельствует повышение насыщения вод кислородом.

Наблюдения последних лет показывают, что на современном этапе жизни моря (подъем уровня, увеличение стока Волги) условия перемешивания вод снова могут ухудшиться и приблизиться по ха-

рактеру к наблюдавшимся до понижения уровня в 30-х годах.

В придонных слоях Южного Каспия перемешивание вод возможно также за счет придонной конвекции, возбуждаемой потоком тепла от дна. Среднее его значение, по измерениям в Южном Каспии, равно  $0,0628 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , т. е. примерно такое же, как в океане. Существование придонной конвекции подтверждается наблюдавшимися случаями сверхadiaбатического повышения температуры воды на придонных горизонтах от  $0,02$  до  $0,2^\circ\text{C}$ .

Проведенная количественная оценка условий возникновения придонной конвекции показала, что в большинстве случаев толщина придонного конвективного слоя составляет  $100\text{—}200$  м. Хотя отрицательные градиенты условной плотности в этом слое очень малы, учитывая общую плотностную однородность глубинных слоев моря, они вполне достаточны для возникновения придонной конвекции в Южном Каспии [223].

## 8. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ

Каспийское море относится к морям с сезонным ледяным покровом и отличается большой пространственно-временной неоднородностью развития ледовых процессов. Разнообразие ледовых условий обусловлено его большой меридиональной протяженностью, а также различием климата в разных частях моря.

Значительное влияние ледяного покрова, образующегося у берегов и в открытых районах Каспия, на работу различных отраслей народного хозяйства, связанных с морем, диктует необходимость глубокого анализа ледовых условий. Приведенные в работе сведения о физико-механических свойствах льда являются основой для оценки возможных статистических и динамических нагрузок льда на морские гидротехнические сооружения.

Настоящая работа отличается от проведенных ранее исследований [60, 86, 113, 253, 270, 416] большим объемом использованных материалов и комплексностью изучения ледового режима Каспийского моря.

### 8.1. Основные этапы развития ледовых исследований на Каспийском море

В Северном Каспии ежегодно устанавливается мощный, устойчивый, труднопроходимый ледяной покров, отличающийся большой динамичностью. Он препятствует нормальному судоходству, способствует разрушению береговых гидротехнических сооружений, а при выносе его в Средний Каспий может наносить значительный ущерб нефтегазодобывающему хозяйству.

В прибрежных районах наиболее уязвимыми к воздействию льда оказываются мелкие суда рыболовецкого флота, осуществляющие осеннюю путину или подледный лов рыбы. В годы с ранним и резким похолоданием (во второй половине октября) при штилевой погоде на поверхности воды образуется тонкий прозрачный молодой лед — «резун» — толщиной 5—7 см. Под действием ветра поля «резуна» приходят в движение и как бритвой разрезают деревянные рыболовецкие суда и орудия лова (ноябрь 1941 г., октябрь 1949 г. и др.).

Не исключено отрицательное воздействие льда и в начале весенней путины. Оно отмечается в годы интенсивного проникновения холодного арктического воздуха на акваторию Каспия в марте, что приводит к резкому переохлаждению водных масс. «Весенний возврат холодов» сопровождается образованием тонкого льда, срезающего рыболовецкие сети и снасти.

На Волго-Каспийском канале при мощных подвижках и сжатиях льда разрушаются даже капитальные навигационные ограждения (зимы 1938-39, 1944-45, 1948-49 гг. и др.). Преждевременное снятие навигационных знаков на судоходных каналах приводит к частичному или полному прекращению навигации и влечет за собой большие убытки. Сле-

дует отметить, что в каналах и фарватерах аварии судов чаще происходят при поперечных ветрах. Суда, пробивающиеся через лед, «выжимаются» дрейфующими ледяными полями на бровку и подвергаются сильному напору льда, что приводит к серьезным авариям (декабрь 1940 г. — рыбницы, декабрь 1950 г. — теплоходы «Красный Каспий» и «Победа» и др.).

На Северном Каспии, где осуществляется тюлений промысел (в местах щенки и кормления детенышей), аварии зверобойных судов обуславливаются в основном динамикой льда — взломом припая и обширных ледяных полей с последующими процессами их сжатия, наслоения и торшения. Наиболее серьезные повреждения были в ноябре 1927 г. (дебаркадеры «Вера» и «Центросоюз» [320]), в феврале 1940 г. (парусные рыбницы), зимой 1941-42 г. (два рыбозавода), в феврале 1950 г. (несколько рыболовецких судов), в начале марта 1952 г. (срезаны и затоплены все зверобойные шхуны, зажаты во льдах ледокол «Серго Орджоникидзе»).

В суровые и ледовитые зимы очень часты аварии судов на подходах к нефтегавани и торговому порту Махачкала. В такие годы при ветрах северной четверти из Северного Каспия выносятся тяжелый плавучий лед (преимущественно ледяные поля и крупнобитый лед разных размеров и толщины), дрейфующий вдоль западного побережья Среднего Каспия. С поворотом ветра к восточным румбам лед уплотняется и создает ледовые перемычки, трудно преодолеваемые судами. В отдельные зимы тяжелый лед полностью блокирует подходы к бухте и нефтегавани (январь 1950 г., март 1951 г., февраль 1954, 1969 и 1972 гг.).

Очень большой ущерб нефтяной промышленности Дагестана и Азербайджана наносит тяжелый плавучий лед, дрейфующий к югу от Махачкалы [130]. Недостатки конструкций, малая прочность эстакад и их оснований в районе морских нефтепромыслов Изберга и Апшерона проявились при воздействии плавучего льда на эти сооружения в экстремально холодные зимы 1949-50, 1953-54, 1968-69 и 1971-72 гг. [8, 76, 130].

В суровые для восточного побережья зимы осложняется ледовая обстановка в Баутинской бухте, в Красноводском заливе и в портпункте Аладжа (декабрь 1944 г., январь 1949 г., февраль 1969 г.). В результате прекращается поток сухогрузов, нефтепродуктов и сырой нефти в Туркменистан и Казахстан. Народному хозяйству наносятся миллионные убытки [130, 417].

Негативному воздействию льда подвергаются и прибрежные районы юго-западной части Каспия, когда мощные вторжения арктического воздуха достигают южной части моря. Так, в конце декабря 1924 г. произошло резкое понижение температуры воздуха в районе Кизил-Агачского залива до  $-10^{\circ}\text{C}$  и до  $-15... -18^{\circ}\text{C}$  в начале января 1925 г. Морозы сохранялись до конца января [275]. Резкое переохлаждение водных масс мелководного



залива сопровождалось интенсивным ледообразованием с последующим укреплением льда. Чрезвычайно неблагоприятная обстановка вызвала массовую гибель водоплавающих птиц, зимовавших в заповеднике. Погибло много рогатого скота [133].

Исследованию ледового режима Каспийского моря большое внимание уделялось уже со второй половины XIX—начала XX в. Всего на море и в дельте Волги действовало свыше 60 прибрежных пунктов ледовых наблюдений. В настоящее время действует 30 пунктов.

Наблюдения за состоянием льда с воздуха (ледовая авиаразведка) в открытой части Северного Каспия начаты с зимы 1927-28 г. Они производились эпизодически и попутно силами авиаотряда Каспрыбпрома в местах зверобойного и рыбного промыслов. Отсутствовавшие с 1931 по 1934 г. авиационные наблюдения за состоянием льда возобновились в 1935 г. В военные годы ледовая авиаразведка, выполнявшаяся по специальным заданиям с участием инженеров-гидрологов, отличалась большей детализацией и качеством. Ледовая авиаразведка в послевоенные годы осуществлялась в основном на самолетах Астраханской авиабазы силами специалистов АЗГМО. В экстремально холодные зимы (1953-54, 1968-69 и 1971-72 гг.) для освещения ледовой обстановки у западного побережья Среднего Каспия авиаразведка выполнялась специалистами УГМС Азербайджана из Баку и Махачкалы (табл. 8.1). К концу 70-х годов частота производства ледовых авиаразведок значительно сократилась по сравнению с военными и послевоенными годами.

С зимы 1978-79 г. в практику оперативной работы АЗГМО введен новый вид информации —

данные ИСЗ. Прием спутниковой информации, ее дешифровка и использование в работе производятся согласно методическим указаниям, составленным в АЗГМО П. И. Бухарициным [60].

Экспедиционные работы в 1920—1945 гг. проводились сравнительно редко. В ледовые сезоны с 1927-28 по 1929-30 г. в Северном Каспии у кромки припая в зоне плавучего льда курсировал спасательный крейсер «Егор Сазонов», выполнявший контрольно-спасательные функции. Практически одновременно (с зимы 1927-28 г.) начались профильные наблюдения за толщиной и характером льда.

В 1934 г. под руководством ВНИРО была организована конно-санная экспедиция, возглавляемая Н. Н. Горским. Экспедиционной группой, прошедшей через западную окраину Уральской бороздины, собран материал о состоянии льда по маршруту и взято 11 образцов льда для определения его химического состава [129].

Зимой 1938-39 г. Центроморпроект НКМФ создана ледовая экспедиция под руководством Б. А. Аполлова в целях оценки силы воздействия льда на навигационные ограждения Волго-Каспийского канала и проектируемые на канале сооружения. В программу экспедиции входило определение физико-механических свойств льда (пределов прочности льда при сжатии, изгибе и разрыве, его удельного веса и температуры), а также описание особенностей ледяного покрова по трем маршрутам [10].

Первая послевоенная комплексная экспедиция, созданная ГОИНОм по запросу Миннефтепрома, работала с 1949 по 1952 г., базируясь в Баку, Махачкале и на л/к «Серго Орджоникидзе». В программу экспедиций входило изучение гидрометеоро-

Таблица 8.1

Количество ледовых авиаразведок и данных ИСЗ в характерные периоды

Периоды наблюдений, годы (п зим)	X	XI	XII	I	II	III	IV	За ледовый сезон
<b>Довоенный период</b>								
С 1927-28 по 1929-30 г. (3)	0	1	5	3	5	5	0	19
С 1930-31 по 1933-34 г. (4)	0	0	0	0	0	0	0	0
С 1934-35 по 1939-40 г. (7)	0	5	14	19	32	32	1	103
1940-41 г. (1)	0	0	0	0	0	0	0	0
За весь довоенный период	0	6	19	22	37	37	1	122
<b>Военный период</b>								
С 1941-42 по 1944-45 г. (4)	0	34	39	41	46	31	19	219
<b>Послевоенный период</b>								
С 1945-46 по 1959-60 г. (15)	9	69	82	78	96	93	30	457
С 1960-61 по 1978-79 г. (19)	2	23	74	81	112	81	17	390
С 1979-80 по 1987-88 г. (9)	1	4	10	14	23	24	4	80
За весь послевоенный период	12	96	166	173	231	198	51	927
Максимум за месяц (год)	4 (1949)	14 (1942)	14 (1945)	16 (1949)	32 (1954)	17 (1954)	8 (1942)	32 (1954)
Минимум за месяц (годы)	0 (31 зима)	0 (18 зима)	0 (8 зима)	0 (1938)	1 (1957)	1 (6 зима)	0 (31 зима)	—
Общее количество ледовых авиаразведок	12	136	224	236	314	266	71	1259
<b>Информация ИСЗ</b>								
С 1979-80 по 1987-88 г. (9)	1	4	23	48	54	62	10	202

## Экспедиционные наблюдения за физико-механическими свойствами льда Каспийского моря

Ведомство, организация	Руководитель работ (источник)	Район исследований	Период работ	Элементы наблюдений (количество станций)
ВНИРО, Каспийская экспедиция	Н. Н. Горский, В. С. Краснова	Северный Каспий	февраль 1934 г.	Соленость, химический состав (4)
Центроморпроект, Каспийская экспедиция	Б. А. Аполлов	Волго-Каспийский канал	декабрь 1938 — февраль 1939 г.	Плотность, прочность при сжатии и изгибе, температура льда
УГМС Азербайджана, ГОИН	Н. М. Мамай, В. Л. Цурников, Л. Е. Веселова	Махачкала, порт Гурьевская бороздина	март 1951 г. январь—апрель 1952 г.	Плотность (6) Плотность, соленость, текстура, температура льда, прочность при сжатии и изгибе, динамическая и статическая твердость, химический состав (22)
Институт географии АН Азербайджана	Л. В. Лукьянова, Н. В. Черепанов	Северный Каспий, прикромочная зона	февраль 1960 г., январь—март 1961 г., февраль 1962 г.	Плотность, соленость, текстура льда, прочность при сжатии и изгибе (15)
Каспморпуть	Б. А. Мамедов	Махачкала, порт Апшерон, порт Красноводск, порт Баутино, бухта Аладжа, порт	февраль 1954 г., февраль 1969 г. февраль 1954 г., февраль 1958 г., декабрь 1959 г., февраль 1969 г., февраль 1969 г.	Плотность, соленость, прочность льда при сжатии, изгибе и растяжении, упругие свойства
Институт географии АН Азербайджана	К. К. Гюль, Н. А. Ганиев	Махачкала Апшеронский залив	январь—февраль 1969 г.	Соленость льда
ВНИРО, Каспийское отделение и МГУ	С. Г. Орадовский, В. Е. Филонов	Северный Каспий	февраль 1969 г.	Химический состав и соленость льда (5)
Северо-Кавказское УГМС	Ф. И. Валлер	Взморье Волги, Гурьевская бороздина	март 1971 г.	Температура, соленость, текстура льда, прочность при изгибе (5)
То же	То же	Северный Каспий	январь—март 1972 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (39)
»	»	Северо-восточная часть моря	январь 1973 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (12)
»	»	Северный Каспий	декабрь 1973 г., январь—февраль 1974 г.	Хлорность, температура льда, прочность при изгибе (31)
»	»	Приустьевое взморье Волги	январь—февраль 1976 г.	Текстура, хлорность, температура льда (25)
»	»	То же	февраль 1980 г.	Текстура, хлорность льда (3)

рологического и ледового режимов Северного Каспия и прибрежных нефтеносных акваторий у западного побережья Среднего Каспия. Одной из важных задач экспедиции явилось инструментальное определение прочности льда при сжатии и изгибе, определение динамической твердости льда, его солености и плотности в целях оценки возможных нагрузок на морские гидротехнические сооружения. Объем выполненных работ отражен в табл. 8.2.

Повторение угрозы морским нефтепромысловым объектам Дагестана и Азербайджана, имевшее место зимой 1953-54 гг., привлекло к исследованиям льда Каспия не только подразделения Гидрометслужбы, но и Институт географии АН Азербайджана, а также Отдел экспедиции Каспморпути (Каспийское пароходство).

Ледовые экспедиции, организованные по инициативе директора Института географии АН Азербайджана

К. К. Гюля, базировались на теплоходе «Брянск» (февраль 1960 г.) и э/с «Бакуви» (январь—март 1961 г. и февраль 1962 г.). Основной задачей экспедиций, проводимых Л. В. Лукьяновой под методическим руководством ААНИИ, состояла в определении физических и механических свойств льда различной структуры, в оценке его плотности и солености и выявлении возможных нагрузок льда на гидротехнические сооружения. Объем выполненных работ указан в табл. 8.2.

В аномально холодные зимы (1953-54, 1958-59, 1968-69 гг.) экспедиционной группой Каспморпути под руководством Б. А. Мамедова исследовались физико-механические свойства льда в портах и портпунктах Баутино, Махачкала, Красноводск, Апшерон и Аладжа (табл. 8.2).

Зимой 1968-69 г. руководством УГМС Азербайджана создана экспедиция «Ледовый патруль» на гидрографическом судне «Гжатск». Она контро-

лировала состояние и дрейф плавучего льда в зоне его выноса в целях предупреждения угрозы, создаваемой нефтепромыслам Дагестана и Азербайджана.

В феврале 1969 г. в Северном Каспии по инициативе ВНИРО совместно с АЗГМО проводились экспедиционные работы в целях изучения биогенного и химического состава льда и подледной воды. Экспедиционная группа ВНИРО и МГУ, базировавшаяся на г/с ККФ, работала в зоне плавучего льда. Специалистами АЗГМО пробы льда и воды брались непосредственно с припая.

В феврале 1971 г. для изучения гидрохимического состава подледных вод и оценки их биопродуктивности была создана вторая экспедиция ВНИРО, высаженная на ледяное поле.

Астраханская зональная ГМО под руководством Ф. И. Валлера с 1969 по 1980 г. систематически проводила экспедиционные работы непосредственно на припая. Экспедиционная группа высаживалась на лед в координатах станций «вековых» разрезов и за их пределами.

Работами перечисленных выше экспедиций завершается цикл инструментальных определений физико-механических свойств и химического состава льда Каспия.

## 8.2. Особенности ледовых условий зимних навигаций на трассах и в портах Каспийского моря

Выбор ледовых трасс основан на трех критериях — кратчайшем пути плавания, достаточности глубин и особенности ледовой обстановки в суровые зимы. За начало трассы принимается место пересечения ее с кромкой льда в период макси-

мального развития ледяного покрова в наиболее суровые и ледовитые зимы. Согласно исследованиям [416], средняя протяженность пути во льдах при максимальном их распространении составляет для Астрахани 155 км, Астраханского рейда — 40 км, Гурьева — 200 км, Гурьевского рейда — 170 км, Баутино — 25 км, Махачкалы — 20 км, Аладжи — 20—25 км, Актау, Бекдаша и Красноводска по 10 км, п/п Апшеронский — 5 км.

Особенности ледяного покрова на трассах зимних плаваний зависят от характера зимы и состояния льда, а также положения трассы определенной протяженности. Значительную роль при плавании в плавучем льду играет его сплоченность, определяемая направлением и силой ветра. Изменения ее на трассах в типовые зимы весьма существенны (табл. 8.3). Сплоченность плавучего льда на трассах Северного Каспия увеличивается с установлением ветров южной четверти, обуславливающих перемещение плавучего льда от прикромочной зоны к границе припая. Сплоченный лед затрудняет плавание по трассам и работу рыболовецкого флота. Продолжительность ледового периода на важнейших судоходных трассах в типовые зимы приведена в табл. 8.4.

**Трасса на морской части Волго-Каспийского канала** в суровые зимы полностью покрыта припаяем с ноября по март. В умеренные зимы протяженность припая определяется гидрометеорологическими условиями, составляя 75—95 % общей протяженности трассы. Плавучий лед на трассе сплоченностью 7—10 баллов наблюдается только в мягкие зимы. Продолжительность ледового периода на трассе — от 50 сут в мягкие зимы до 100 сут в суровые.

**Трасса Астраханский рейд — траверс о. Чечень** характеризуется несколько меньшей продолжитель-

Таблица 8.3

Преобладающая сплоченность плавучего льда (баллов) на трассах Каспийского моря в типовые зимы, по [416]

Трасса	Зима	XII	I	II	III
Волго-Каспийский канал (морская часть)	Суровая	7—8	7—8	7—9	7—10
	Умеренная	1—3	1—3	2—4	7—8
	Мягкая	1—3	—	—	—
Астраханский рейд — Гурьевский рейд	Суровая	9—10	9—10	9—10	7—8
	Умеренная	9—10	9—10	9—10	7—8
	Мягкая	1—3	4—6	9—10	4—6
Астраханский рейд — Баутино	Суровая	1—3	9—10	9—10	9—10
	Умеренная	—	9—10	9—10	9—10
	Мягкая	—	9—10	7—8	—
Астраханский рейд — о. Чечень	Суровая	4—6	9—10	9—10	9—10
	Умеренная	4—6	9—10	9—10	7—8
	Мягкая	—	7—10	7—8	—
о. Чечень — Махачкала	Суровая	—	9—10	10	9—10
	Умеренная	—	нс	7—8	7—8
	Мягкая	—	нс	нс	нс
На подходах к порту Баутино	Суровая	—	припай	припай	5—7
	Умеренная	—	10	6—7	5—6
	Мягкая	—	—	—	—
На подходах к порту Аладжа	Суровая	—	5—10	10	—
	Умеренная	—	2	—	—
	Мягкая	—	—	—	—
На подходах к порту Бекдаш	Суровая	—	4—8	9—10	—
	Умеренная	—	3—4	4	—
	Мягкая	—	—	—	—

Продолжительность ледового периода (сут)  
на судоходных трассах Каспийского моря

Трасса	Протяжен- ность трассы, миль	Зима		
		суровая	умерен- ная	мягкая
Астрахань, море	70	100	95	60
Волго-Каспийский канал	72	100	95	50
(морская часть)				
Астраханский рейд — о. Чечень	30	100	80	40
Астраханский рейд — Гурьевский рейд	197	120	100	90
Астраханский рейд — Баутино	103	85	80	50
Гурьевский рейд — Баутино	159	100	90	75
Астрахань (Астрахан- ский рейд) — Махачкала	230	95	45	—

ностью ледового периода. До середины января (а в суровые зимы до конца марта) трасса покрыта припаем. Со взломом припая в конце марта на трассе преобладает сплоченный лед. Трасса освобождается ото льда в умеренные и суровые зимы к середине апреля. Продолжительность ледового периода на трассе — от 40 до 100 дней.

**Трасса Астраханский рейд — Гурьевский рейд** в суровые зимы с конца декабря до конца марта полностью покрыта припаем (в ноябре — на 30—50 %). Ледяной покров на трассе разрушается медленно. В первой декаде апреля лишь 50 % трассы покрыто плавучим льдом сплоченностью 7—9 баллов.

В умеренные зимы в ноябре  $\frac{2}{3}$  трассы покрыто льдом первичных форм. В декабре — январе преобладает серый и серо-белый лед. К концу января южная кромка припая проходит в 130—150 км от Гурьевского рейда. Южнее — трасса на протяжении 30—50 км проходит через плавучий лед. В конце февраля припай толщиной до 45 см разрушается и протяженность трассы в припае уменьшается. К началу апреля от Гурьевского рейда 20 миль трассы проходит через припай и около 60 миль — через плавучий лед. В мягкие зимы  $\frac{1}{3}$  трассы проходит через припай, на остальной ее части преобладает плавучий лед.

**Трасса Астраханский рейд — Баутино.** В суровые зимы в феврале припай покрывает почти всю трассу, расположенную в зоне повышенной динамичности плавучего льда. С установлением восточных и юго-восточных ветров происходит разрушение припая, усиливается дрейф плавучего льда, увеличивается его сплоченность и интенсивность сжатия. Количество льда на трассе начинает уменьшаться в марте. В апреле трасса полностью очищается ото льда.

При плавании по трассе в суровые зимы участок от Астраханского рейда до кромки, согласно [416], следует проходить южнее рекомендованного лодией пути для уменьшения его протяженности во льдах. Пройденный путь по трассе увеличивается при этом на 50 миль.

**Трасса Баутино — Гурьевский рейд** в суровые зимы почти вся покрыта припаем с конца ноября до конца марта. Толщина припая 50 см и более, на поверхности его преобладают гряды торосов. Вдоль кромки припая узкой полосой располагается плавучий лед толщиной 20—30 см, сплоченностью 6—9 баллов. В мягкие зимы трасса в южной части на  $\frac{1}{3}$  покрывается плавучим льдом.

**Трасса Астраханский рейд — Махачкала** в северной части моря совпадает с трассой от Волго-Каспийского канала до траверза о. Чечень. На участке от о. Чечень до Махачкалы в ноябре — декабре припай образуется редко и не представляет препятствия судоходству. В умеренные зимы в январе — феврале помимо местного льда вдоль побережья Астраханского полуострова появляется плавучий лед, дрейфующий с севера, достигающий устья р. Сулака. В суровые зимы на участке о. Чечень — Махачкала создается сложная ледовая обстановка, обусловленная выносом плавучего льда из Северного Каспия в район Махачкалы. Вдоль Астраханского полуострова образуется припай шириной 6—10 миль, за которым располагается полоса плавучего льда, дрейфующего с севера. При

юго-восточных ветрах плавучий лед прижимается к припаю или забивает Махачкалинскую бухту и подходы к ней. Сложная ледовая обстановка сохраняется до середины апреля. К концу апреля трасса освобождается ото льда.

При плавании по этой трассе в суровые зимы, при наличии полосы плавучего льда вдоль побережья от о. Чечень до Дербента и южнее, судам необходимо следовать восточнее рекомендованной лодией трассы [416].

В мягкие зимы плавание по трассе южнее о. Чечень осуществляется по чистой воде.

Трассы плавания в Среднем Каспии (южнее Махачкалы) и в южной части моря проходят в районах, преимущественно свободных ото льда. Встреча со льдом возможна лишь на подходах к портам и портпунктам. Поэтому плавание в этих районах моря следует осуществлять по рекомендованным лодией трассам [416].

Существенное значение в процессе работы флота имеет ледовая обстановка в основных портах и портпунктах Каспия.

**Порт Астрахань** занимает акваторию (от с. Карантинное до пос. Красные Баррикады) протяженностью 17 миль. Средняя продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха изменяется от 85 дней в мягкие зимы до 125 дней — в суровые. В умеренные предзимья (октябрь — декабрь) первый в сезоне лед образуется в среднем 8 декабря. Устойчивый лед устанавливается на 10—30 дней позже (табл. 8.5). Максимальная за зиму толщина льда, отмечаемая в середине февраля, изменяется от 20—30 см в теплые зимы до 40—50 см в суровые.

Начало разрушения льда отмечается в конце февраля в мягкие зимы и в середине марта в суровые.

Очищение ото льда акватории порта происходит во второй декаде марта после умеренных зим и во второй декаде апреля после суровых.

**Астраханский рейд** расположен в 40 милях к югу от дельты Волги и в 110 милях от Астрахани. Сроки начала ледообразования изменяются от 27 ноября в суровые предзимья до января — в мягкие. Припай устанавливается через 10—

20 дней, максимальная толщина его в феврале достигает 40—50 см. Сроки взлома припая изменяются от первой декады февраля в теплые зимы до первой декады марта в суровые. Полное очищение ото льда протекает с середины марта до середины апреля. Продолжительность ледового периода в отдельные зимы изменяется от 18 до 136 сут.

**Порт Гурьев** характеризуется наиболее суровыми для Каспия зимами. Первый в сезоне лед на акватории порта образуется 18 ноября в умеренные предзимья и в середине декабря — в теплые. Устойчивый ледяной покров устанавливается через 10—20 сут после начала ледообразования. Максимальная за зиму толщина льда, характерная для третьей декады февраля, достигает 95—100 см в суровые зимы, 50—60 — в умеренные и 20—50 — в мягкие. Начало разрушения ледяного покрова и взлом припая отмечаются в марте. Окончательное очищение акватории порта ото льда происходит в конце марта после мягких зим и в конце апреля — после суровых.

**Гурьевский рейд** располагается к юго-западу от дельты р. Урала в 30 милях от порта Гурьев, близ о. Большой Пешной. Начало ледообразования на рейде наступает примерно на неделю раньше, чем в Гурьевском порту. Устойчивый ледяной покров формируется через 7—8 дней в суровые зимы и 20—25 — в мягкие. Толщина льда в такие зимы составляет соответственно 65—70 и 30—35 см. Начало разрушения льда приходится на третью декаду февраля в теплые зимы и на вторую декаду марта в холодные. Взлом припая происходит в третьей декаде марта в мягкие зимы и в первой декаде апреля — в суровые. Окончательное очищение акватории рейда ото льда осуществляется в различные по суровости зимы в интервале с третьей декады марта по вторую декаду апреля. Продолжительность ледового сезона достигает около 145 дней в суровые зимы и 115 — в мягкие.

**Порт Баутино** находится в вершине Тюб-Караганского залива. Ледообразование в порту начинается в среднем 27 декабря. В аномальные по термическим условиям годы сроки ледообразования сдвигаются на третью декаду февраля в теплые предзимья (1983 г.) и на третью декаду ноября — в аномально холодные (1951 г.). Установление припая происходит в интервале с начала декабря (1950, 1953 гг.) до начала февраля (1976 г.). В аномально теплые предзимья припай в порту не образуется.

При устойчивых северо-восточных ветрах на акваторию Баутинской бухты может поступать плавучий лед из Мангышлакского залива толщиной до 60—80 см. Толщина «местного» льда в порту в экстремально холодные зимы превышает 75—80 см. Разрушение припая начинается во второй декаде февраля после мягких зим (1967 г.) и во второй декаде марта после суровых (1942 г.). Полное очищение ото льда в различные по суровости зимы отмечается во временном интервале с начала января (1944 г.) до начала апреля (1942 г.).

**Порт Актау** расположен в 27 милях к северу от м. Песчаного. Первый в сезоне местный лед появляется через 2—4 дня после установления отрицательных температур и носит неустойчивый ха-

рактер. Сроки начала ледообразования отмечаются с конца ноября (1962 г.) до начала февраля (1976 г.). Припай, образующийся в январе — феврале, лишь в суровые зимы при резком понижении температуры воздуха сохраняется от 2 до 7 дней. В теплые зимы ледообразование в порту не наблюдается (вероятность его 79 %). Очищение ото льда происходит одновременно с установлением положительных температур воздуха — с конца января в мягкие зимы до первой декады марта в суровые.

**Порт Махачкала** расположен на западном побережье Среднего Каспия примерно в 40 км к югу от устья р. Сулак. Он представляет искусственную гавань, образованную каменными молами. Вероятность образования в порту местного льда — 74 %. Первый за зиму лед появляется в конце ноября в суровые зимы (1953 г.), в конце февраля — в мягкие (1944 г.). Устойчивый лед в бухте устанавливается лишь в суровые и умеренные зимы в диапазоне от третьей декады декабря до середины февраля. В суровые и умеренные зимы в район порта распространяется с севера тяжелый плавучий лед и на подходах к порту и в порту создаются тяжелые ледовые условия, препятствующие нормальной работе флота или временно прекращающие навигацию. При мощных выносах плавучего льда из Северного Каспия и последующем установлении восточных и юго-восточных ветров на подходах к порту и нефтегавани создаются труднопреодолеваемые судами перемычки сплошного набивного льда толщиной до трех метров (зимы 1953-54, 1968-69, 1971-72 гг.).

Очищение акватории порта ото льда происходит в среднем к концу февраля. В суровые ледовитые зимы плавучий лед сохраняется до конца второй декады апреля (1954 г.).

**Портпункт Апшеронский** расположен севернее дамбы, соединяющей Апшеронский полуостров с о. Артема. Образование устойчивого льда на акватории портпункта не наблюдается. В экстремально холодные зимы на его акватории появляется плавучий лед, выносимый из более северных районов западного побережья. При сжатиях плавучий лед смерзается и зона «сморози» оказывается труднопроходимой для судов любого класса (зимы 1928-29, 1953-54, 1971-72 гг.). С установлением юго-восточных ветров плавучий лед выносится в открытое море и акватория портпункта очищается.

**Порт Бекдаш** расположен на восточном побережье Среднего Каспия, севернее входа в зал. Кара-Богаз-Гол. Бухта значительно врезана в берег и отделена от моря островами и грядами. Лед на акватории порта образуется не ежегодно (вероятность его  $P = 59\%$ ). Первое появление льда приходится на вторую декаду декабря — середину февраля. Ледяной покров местного происхождения в виде заберегов от 5 до 60 м сохраняется от 5 до 60 дней. Акватория порта очищается ото льда в начале февраля. Лед местного происхождения не представляет препятствия судоходству.

**Порт Красноводск** расположен в бух. Муравьева в Красноводском заливе. Ледообразование в бухте начинается через 1—2 дня после устойчивого перехода температуры воздуха к отрицательным значениям, чаще в первой декаде января.

В суровые зимы лед может сохраняться в порту до двух месяцев. Припай, образующийся в такие зимы (1968-69, 1971-72 гг.) во второй половине января, наблюдается в течение месяца. В различные по суровости зимы бухта очищается ото льда в конце января (умеренные зимы) — в середине марта (в суровые зимы, 1954 г.).

Порт Аладжа расположен у западного берега Туркменского залива. Акватория порта редко покрывается льдом. Вероятность его образования 15%. Ледяной покров неустойчив, преобладает неподвижный лед толщиной до 20—25 см. В экстремально холодные зимы ледяной покров в порту сохраняется около двух месяцев.

Таким образом, характер ледовых условий на Каспии определяется термическими и динамическими факторами, зависящими от особенностей атмосферных процессов, развивающихся над его акваторией. В начале формирования ледяного покрова решающими являются термические факторы, обуславливающие процесс развития ледяного покрова и рост его толщины на акватории моря. Во второй половине ледового сезона существенные поправки в ледовые условия моря вносят динамические факторы (ветер, волнение, изменение уровня). Они обуславливают взлом припая, подвижки, наслоения и торосообразование в одних районах и разрежение льда — в других, т. е. способствует перераспределению льда на акватории моря.

Степень неустойчивости ледяного покрова, выражаемая коэффициентом динамичности льда, т. е. отношением площади плавучего льда к общей площади льда, достигает максимума в периоды становления льда и его разрушения. Качественные изменения ледяного покрова в течение зимы прослеживаются по вариациям площадей и объемов припая, а также плавучего льда различных возрастных видов (изменения по толщине) и форм (неоднородность размеров льдин). В течение зимы наблюдается переход от ниласового льда (максимум 100% — в октябре) и серого (максимум 40% — в декабре) к серо-белому и белому льду (частоты от 42,8% в январе до 66,7% — в марте).

Границы устойчивого припая проходят примерно по 2-метровой изобате. Областью интенсивных динамических деформаций ледяного покрова является Уральская бороздина, на акватории которой формируется слоистый лед толщиной до 1,5—2 м.

Общая площадь льда, площадь припая и их объем изменяются во времени с максимумом значений в феврале. Интенсивность приращения площадей и объемов льда в предзимья и уменьшения их в конце зимы определяются гидрометеорологическими условиями (термическими и динамическими факторами).

При типизации степени ледовитости моря (по максимальным за зиму значениям площадей и объемов льда) выделено пять типовых сезонов для общепринятой и девять — для детальной типизации (средняя ледовитость, относительно малая и большая, малая и большая, аномально малая и большая, экстремально малая и большая).

В экстремально холодные и ледовитые зимы площадь льда превышает 90 тыс. км<sup>2</sup>, площадь припая — 75 тыс. км<sup>2</sup>, а объем льда — более 40—

50 км<sup>3</sup>. В экстремально теплые зимы значения площадей и объемов в 2—2,5 раза меньше указанных. Доля припая в общем объеме льда при максимальном развитии ледовых процессов превышает 90% в ледовитые зимы и менее 50—70% — в теплые малоледовитые зимы. Периодичность зим с большой ледовитостью составляет 2—3 года. Вероятность зим с экстремально большой ледовитостью — около 8%.

В экстремально ледовитые зимы (при соответствующих гидрометеорологических условиях) осуществляется вынос плавучего льда из Северного Каспия в Средний. В результате к западному побережью Среднего Каспия поступает от 2 до 6 км<sup>3</sup> льда, площадь распространения которого достигает 5000—1200 км<sup>2</sup>.

### 8.3. Методика исследований

Ледовые условия Каспийского моря характеризуются большой сложностью и изменчивостью. Это затрудняет их исследование и приводит к необходимости отыскания надежных критериев для оценки суровости зим и ледовитости моря, показателей для всех физико-географических районов моря в целом.

В качестве основных гидрометеорологических показателей холодного полугодия в настоящей работе рассматривается тепловое состояние воздушных масс и подстилающей водной поверхности за весь период образования, развития и разрушения ледяного покрова.

Ледовый период охватывает три естественно-синоптических сезона: осень, чаще именуемую предзимьем, с октября по декабрь; зиму — с января по март и весну — с конца марта по май [200]. Каждый сезон характеризуется определенным типом атмосферных процессов у поверхности земли и в тропосфере и своеобразием развития ледовых явлений.

Наряду с адвекцией тепла и холода ветер играет решающую роль в динамике ледяного покрова. Под действием ветра происходят взлом припая, процессы сжатия, торошения и дрейфа плавучего льда. Все это приводит к перераспределению льда на акватории моря и к резкому изменению ледовой обстановки. Характер переноса воздушных масс над морем и влияние моря на их трансформацию отражены в работах А. А. Мадатзаде [257, 259] и С. Д. Кошинского [230].

Ледовитость Северного Каспия (где лед образуется ежегодно, а положение кромки льда контролируется данными ледовой авиаразведки и материалами ИСЗ) характеризуется границами распространения льда, его площадью ( $S_i$ ), объемом ( $V_i = S_i H_i$ ) и мощностью  $M_i = \rho_i V_i = \rho_i S_i H_i$ .

Вертикальные размеры льда (в зоне его формирования и роста под влиянием теплообмена) определяются по формуле  $H_i = f(\sum(-T))$ . В открытых районах Северного Каспия ледяной покров под действием ветра подвергается динамическим деформациям (взлом, подвижки, торошение, образование надвигов и подсовов). В результате формируется более мощный слоистый лед, достигающий толщины 100—150 см и более. Оценка мощности такого льда определяется косвенным



способом [61]. Следует отметить, что без учета толщины ровного и деформированного (наслоенного) льда сведения о ледовитости, выраженные объемом льда, можно считать несколько заниженными по сравнению с реальными значениями. Это ограничивает возможность получения надежных зависимостей ледовитости ( $S_i, V_i, M_i$ ) от определяющих ее гидрометеорологических факторов.

В средней части моря, где ледяной покров образуется в бухтах, заливах и в слабо изрезанной прибрежной зоне, аномальные ледовые условия в отдельные зимы оцениваются продолжительностью ледового периода и числом дней со льдом.

В отличие от предшествующих обобщений [60, 66, 77, 210], в настоящей работе ледяной покров рассматривается как объект, подвергаемый воздействиям внешних сил, деформация которого зависит от особенностей структуры льда, наличия в ней дефектов и от изменчивости самой структуры под влиянием внешних сил [305, 437]. Поэтому значительное внимание уделяется описанию текстуры льда, отражающей внешние признаки его структуры, и анализу материалов экспериментальных наблюдений за механическими свойствами льда (прочностью при сжатии, изгибе и растяжении).

Введение нового раздела «Температура льда» связано с необходимостью изучения термических деформаций ледяного покрова («термический метаморфизм» и др.) при резких изменениях температуры внешней среды и образования на его нижней границе иных структурных видов [436, 437]. Сделана попытка увязать механические свойства льда с особенностями его структуры и теплового состояния. Данные о временных сопротивлениях льда при сжатии и изгибе, полученные экспериментальным путем в натуральных условиях, уточнялись в соответствии с методическими указаниями и рекомендациями ААНИИ [46, 271].

В работе произведены систематизация, обобщение и последующий анализ материалов гидрометеорологических и ледовых наблюдений с 1924 по 1985 г.

Оценка суровости предзимий (октябрь—декабрь), зим (январь—март) и холодного полугодия в целом (октябрь—март) была сделана по трем показателям:

1) критерию аномальности ( $K'$ ), выраженному отношением аномалий сезонных температур воздуха ( $A_T$ ) к их среднеквадратическому отклонению ( $\sigma_t$ ):

$$K' = \frac{1}{N} \left( \frac{A_T}{\sigma_t} \right)^2. \quad (8.1)$$

Расчеты велись для шести физико-географических районов моря: северо-западному (по 5 ГМС), северо-восточному (по 5 ГМС), западному и восточному побережьям Среднего Каспия (по 4 и 5 ГМС соответственно) и южной части моря (по 3 и 5 ГМС);

2) сумме градусо-дней мороза  $\sum (-\bar{T})$ , подсчитанной по среднесуточным температурам воздуха для тех же ГМС и осредненной по шести физико-географическим районам за предзимье  $\sum_{\text{X}} (-\bar{T})$ ,

зиме  $\sum_{\text{III}} (-\bar{T})$  и холодное полугодие в целом  $\sum_{\text{X}} (-\bar{T})$ ;

3) направлению  $\alpha^\circ$  и интенсивности ( $v_a$ ) переноса воздушных масс, рассмотренным по семи репрезентативным ГМС (Астрахань, Форт-Шевченко, Махачкала, Остров Артема, Бекдаш, Астара и Огурчинский остров). Характеристики переноса  $v_{C-Y}(x)$ ,  $v_{B-Z}(y)$  выражались проекциями сумм скоростей ветра на меридиан (С—Ю) и параллель (В—З):

$$v_{C-Y}(x) = v_a \cos \alpha; \quad v_{B-Z}(y) = v_a \sin \alpha. \quad (8.2)$$

Направление результирующего переноса оценивалось углом  $\alpha$  по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \sin \alpha / \cos \alpha = \sum v_{C-Y}(x) / \sum v_{B-Z}(y). \quad (8.3)$$

Знак «+» соответствует направлениям с С на Ю и с В на З; знак «—» — направлениям с Ю на С и с З на В.

Средняя скорость результирующего переноса ( $v_a$ ) рассчитывалась по сумме проекций однонаправленных векторов по формуле

$$v_a = \frac{|a|}{N} = \frac{1}{N} \left( \sum v_{C-Y}(x) \right)^2 + \left( \sum v_{B-Z}(y) \right)^2. \quad (8.4)$$

Ледовитость Северного Каспия выражалась общей площадью ( $S_i$ ) и объемом льда ( $V_i$ ). Площадь льда определялась в АЗГМО по данным ледовой авиаразведки за 1950—1985 гг. путем планиметрирования районов моря, покрытых припаем ( $S_{\text{прп}}$ ), а также зон плавучего льда различной сплоченности ( $\Gamma$ ) и возрастных видов.

Общая площадь льда находилась по формуле

$$S_{\text{общ}} = \sum S_{\text{прп}} + \sum (S_{\text{пл}} \cdot 0,1\Gamma). \quad (8.5)$$

Определение объема льда ( $V_i = S_i H_i$ ) за 1961—1985 гг. производилось с учетом толщины ровного припая ( $H_i$ ) по данным наблюдений ГМС и вертикальных размеров плавучего льда согласно грациям, принятым в [292]. Оценка толщины белого ровного льда в открытом море корректировалась по наблюдениям на ГМС или согласно графикам связи  $H_i = f(\sum (-T))$ , приведенным в Атласе льдов [23].

При расчетах мощности льда  $M_i = \rho_i V_i$  по его объему была принята средняя плотность  $\rho_i = 90 \text{ кг/м}^3$ , при значениях плотности льда в Северном Каспии  $\rho_i = 88 \dots 92 \text{ кг/м}^3$ .

Для района западного побережья Среднего Каспия площадь и объем плавучего льда, выносимого из северной части моря, определялись путем поквadrатного вычисления их значений. Площадь квадратов размером  $10 \times 10'$  находилась по графику зависимости  $M_i = f(\varphi^\circ)$ , построенному для  $\varphi = 42 \dots 47^\circ \text{ с. ш.}$  на основе Океанографических таблиц [292]. Для каждого квадрата определялась площадь покрытия (относительная площадь  $OS_i = 0,1; 0,2; \dots; 1,0$ ) и сплоченность льда, на которую вводился коэффициент (0,1  $\Gamma$ ). Истинная площадь плавучего льда вычислялась для каждого квадрата ( $i$ ) согласно выражению  $S_i = OS_i \times 0,1 \Gamma \text{ км}^2$ , а объем льда в нем с учетом толщины — по произведению  $V_i = S_i H_i = OS_i \cdot 0,1 \Gamma H_i$ . Об-



щие площадь и объем выносимого льда, слагаемые из их значений в  $n$  отдельных квадратах, определялись по формулам

$$S_{\text{общ}} = \sum_1^n OS_n \cdot 0,1\Gamma_n M_n; \quad (8.6)$$

$$V_{\text{общ}} = \sum_1^n OS_n \cdot 0,1\Gamma_n M_n H_{in}. \quad (8.7)$$

Достаточно точный, но чрезвычайно кропотливый метод поквдратного определения площадей и объемов льда апробирован только для трех экстремально холодных зим 1953-54, 1959-60, 1968-69 гг.

Выводу аналитических зависимостей ледовитости Северного Каспия ( $S_i, V_i$ ) от обуславливающих ее факторов предшествовал подбор наиболее репрезентативных аргументов. Он выполнен по программе многофакторного взаимокорреляционного анализа, разработанной Ц. З. Басилашвили [29]. В результате пошагового просеивания исходных рядов 20 лет (годы определения объемов льда), 30 лет (ряды оценки площадей льда) и 56 лет (исходные ряды гидрометеорологической информации) выделено 17 аргументов, представленных основными показателями:  $\sum(-\bar{T})$ ;  $K' = AT/\sigma_t$  и проекциями ветра на меридиан ( $v_m$ ) и параллель ( $v_n$ ) по ряду ГМС.

В качестве предиктантов рассматривались общая площадь ледяного покрова ( $S_i^{X-XII}, S_i^{I-III}, S_i^{X-III}$ ) и объем льда ( $V_i^{X-XII}, V_i^{I-III}, V_i^{X-III}$ ).

Разработанная Ц. З. Басилашвили программа определения многофакторных зависимостей [29, 30], позволила (после выделения ложных и дублирующих аргументов) рассчитать линейные и нелинейные зависимости ледовитости моря от основных режимобразующих факторов. Для расчета площадей ( $S_i$ ) и объемов льда ( $V_i$ ) длина исходных рядов составила соответственно 30 и 20 лет.

Особенности дрейфа плавучего льда в зоне его формирования (Северный Каспий) и выноса к югу (западное побережье Среднего Каспия) отражались не только на розах дрейфа, но и на характере эллипсоидов рассеивания векторов дрейфа.

Расчет режимных характеристик дрейфа и его максимальных скоростей выполнен в соответствии с методическими указаниями и рекомендациями ААНИИ [127, 132]. В процессе расчета вектора дрейфа рассматривались как случайные величины  $w_s$ , подчиненные нормальному (круговому) или эллиптическому закону распределения. Они определялись рядом параметров:

— средним модулем случайных факторов

$$w_s = \frac{1}{n} \sum_1^n w_s; \quad (8.8)$$

— среднеквадратическим отклонением  $\sigma_s$ ;

— составляющими проекциями векторов дрейфа на осях  $OX$  и  $OY$

$$w_x = \frac{1}{n} \sum_1^n w_s \sin \alpha;$$

$$w_y = \frac{1}{n} \sum_1^n w_s \cos \alpha$$

и их среднеквадратическими отклонениями  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$ .

Основными показателями рассеивания векторов дрейфа согласно [127, 132] приняты:

— модуль среднего результирующего вектора дрейфа

$$w_r = \sqrt{w_x^2 + w_y^2}; \quad (8.10)$$

— направление модуля  $w_r$

$$\text{tg } \theta_r = w_x/w_y; \quad (8.11)$$

— среднеквадратическое отклонение векторов

$$\sigma_x^2 = \left( \sum_1^n w_x^2 \right) / n - w_x^2;$$

$$\sigma_y^2 = \left( \sum_1^n w_y^2 \right) / n - w_y^2; \quad (8.12)$$

— коэффициент корреляции ( $r_{xy}$ ) связи между составляющими дрейфа  $w_x$  и  $w_y$

$$r_{xy} = \frac{1}{\sigma_x \sigma_y} \left( \frac{\sum w_x w_y}{n} - w_x \times w_y \right); \quad (8.13)$$

— параметр эллиптического рассеивания

$$L = 2\sigma_x \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2} / (\sigma_x^2 + \sigma_y^2); \quad (8.14)$$

— степень эллиптичности рассеивания векторов дрейфа

$$l = \sqrt{1 - L^2}; \quad (8.15)$$

— направление большой оси эллипса рассеивания ( $\beta$ ) векторов дрейфа, вычисляемое по формуле

$$\text{tg } (2\beta) = 2\sigma_x \sigma_y r / (\sigma_x^2 - \sigma_y^2); \quad (8.16)$$

— параметр ( $q, \lambda$ ) климатической устойчивости дрейфа:

$$q = w_r/w_s; \quad (8.17)$$

$$\lambda = w_r/\sigma. \quad (8.18)$$

Оси координат совпадают с касательными на параллель ( $OX$ ) и меридиан ( $OY$ ). Углы направления векторов отсчитываются по часовой стрелке от положительного направления оси  $OY$  (или от местного меридиана).

Повторяемость направлений дрейфа по румбам ( $P_k$ ) и средняя скорость в каждом румбе ( $w_k$ ) вычислялись с помощью номограмм, приведенных в [132], по входным параметрам:

$$\lambda = w_r/\sigma; \quad Q_k = Q_r + (k - 1) \cdot 45. \quad (8.19)$$

Здесь  $Q_k$  — направление среднего результирующего вектора относительно биссектрисы каждого  $k$ -го румба (С-1, СЗ-2, З-3, ЮЗ-4, Ю-5, ЮВ-6, В-7, СВ-8).

При выводе закона рассеивания векторов дрейфа для районов с различными гидрометеорологическими условиями направление осей  $OX$  и  $OY$  принято в виде касательных к меридиану  $OY$  и параллели  $OX$ .

Для оценки максимальных скоростей дрейфа льда ( $w_{\text{макс}}$ ) строились эллипсоиды рассеивания с полуосями  $\sigma_\xi$  и  $\sigma_\eta$ :

$$\sigma_\xi = \sqrt{\sigma_x^2 \sin^2 \beta + r\sigma_x \sigma_y \sin(2\beta) + \sigma_y^2 \cos^2 \beta};$$

$$\sigma_\eta = \sqrt{\sigma_x^2 \cos^2 \beta + r\sigma_x \sigma_y \sin(2\beta) + \sigma_y^2 \sin^2 \beta}. \quad (8.20)$$

Расчеты элементов (показателей) эллипсоидов рассеивания дрейфа льда по восьми пунктам (и ГМС) велись на ЭВМ АЗГУ по программе, составленной на языке ФОРТРАН А. А. Набиевым, контрольные расчеты делались в БО ЗакНИГМИ Л. Е. Веселовой.

Отдельные режимные характеристики льда (взлом, подвижки, сжатия, торошения) составлены по наблюдениям за дрейфом льда, прекращенным практически на всех ГМС Каспия в 1972 г.

Для описания процессов перераспределения зон припая и плавучего льда использованы информация ИСЗ, данные ледовой авиаразведки, различные справочные пособия [23, 164, 296, 385, 386] и литературные обобщения [23, 60, 66, 77, 210, 416].

Характеристика ледовых условий при осуществлении зимней навигации по основным судоходным трассам, в портах и портпунктах Каспийского моря дана для трех типовых зим — теплой, холодной и умеренной.

Методы исследования физико-механических свойств льда, выполненные подразделениями ГУГМС и другими ведомствами, следующие.

**Текстура льда.** Первые визуальные описания текстуры льда сделаны в ледовой экспедиции ГОИНа в январе—марте 1952 г. Описание ее делалось по характерным слоям плоскости распила льдины. Отмечались оптические характеристики льда (прозрачный, полупрозрачный, матовый), наличие сферических включений (пузырьков воздуха, ячеек и полостей), заполнение рассолом (много, мало), их размеры и ориентация. Фиксировалось присутствие посторонних включений во льду.

Подобные визуальные наблюдения текстуры льда экспериментальных кернов производились при экспедиционных работах АЗГМО в 1971—1980 гг. Количество включений оценивалось по 3-балльной шкале.

Во время экспедиции Института географии АН Азербайджана в феврале 1961 г. сотрудником ААНИИ Н. В. Черепановым произведены наблюдения структуры и текстуры «шлифов» льда с помощью специальной фотоустановки [252, 436]. Определялись оптическая ориентация кристаллов, формы межкристаллических прослоек и воздушных включений. Давалась общая оценка льда по комплексу его текстуры (монокристаллический, слоистый, конгломерат). Во время других экспедиций делалось лишь визуальное описание текстуры льда.

Определение физико-механических свойств льда в экспедициях, руководимых Б. А. Аполловым [10], Б. А. Мамедовым [265] и Н. А. Ганиевым делалось без учета его текстуры.

**Плотность льда.** Методика определения плотности льда ( $\rho_i$ ) в районе Волго-Каспийского канала Б. А. Аполловым [10], а также в портах и портпунктах Б. А. Мамедовым [226] не изложена. Можно предположить, что измерения  $\rho_i$  производились с помощью плотномера Шулейкина. Данные о плотности льдов экспедицией ГОИНа в январе—марте 1952 г. и ИГ АН Азербайджана в 1961 г. получены по результатам измерения  $\rho_i$  методом гидростатического взвешивания, изложенным в статье [89].

**Температура льда.** Наблюдения за температурой льда в районе Волго-Каспийского канала зимой 1938-39 гг. велись на трех участках с помощью

термопар на горизонтах 5, 15 и 25 см в 7, 13 и 19 ч.

Экспедицией ГОИНа с 5 по 20 марта 1952 г. измерялась температура на поверхности льда под снегом (толщиной 5—10 см) и на горизонтах 14 и 20 см с помощью савиновских термометров, вмонтированных в лед.

При экспедиционных работах АЗГМО измерения температуры льда выполнялись с помощью ртутного термометра в момент изъятия керна из ледяного покрова. С 26 по 23 марта 1972 г. в районе о. Искусственного осуществлялись одно- и двухсрочные измерения температуры льда савиновскими термометрами, вмонтированными в лед.

**Прочность льда при сжатии ( $\sigma_{сж}$ )** определялась с помощью гидравлического пресса. Испытаниям подвергались образцы льда кубической формы размерами  $5 \times 5 \times 5$  и  $7 \times 7 \times 7$  см. Разрушающее усилие прикладывалось параллельно поверхности льда (боковое сжатие) и перпендикулярно ей (продольное сжатие). Значение  $\sigma_{сж}$  отдельных образцов льда вычислялось по формуле

$$\sigma_{сж} = P_1/s_0 = P_1/ab, \quad (8.21)$$

где  $P_1 = Ns_n$  — разрушающая нагрузка;  $s_0$  — площадь поперечного сечения образца с размерами сторон  $a$  и  $b$ , см;  $N$  — показания манометра;  $s_n$  — площадь поршня.

**Прочность льда при изгибе ( $\sigma_{изг}$ )** измерялась двумя способами: с помощью гидравлического пресса [10, 434] и полевой испытательной машины ПИМ-100 [67, 80].

В первом случае испытанию подвергались образцы льда в виде балочек длиной  $l$ , несколько превышающей длину пролета станка ( $L$ ), шириной  $b$  и высотой  $h$ . Прочность ледяных балочек при изгибе вычислялась по формуле

$$\sigma_{изг. бал} = \frac{3}{2} \frac{P_2 L}{bh^2}, \quad (8.22)$$

где  $P_2 = Ns_n$  — разрушающая нагрузка, определяемая по показаниям манометра ( $N$ ) и площади поршня ( $s_n$ ).

Во втором случае испытывались на прочность пластины льда, выпиливаемые из ледяного керна, с внутренним диаметром подставки 15,5 см и диаметром упорного цилиндра машины, равным 1 см [67].

Временное сопротивление (прочность) (МПа) пластин при изгибе вычислялось по формуле

$$\sigma_{изг. пл} = \frac{3P_3}{2\pi m h_i} \left[ m + (m-1) \ln \frac{r}{r_0} - (n-1) \frac{z_0}{4r^2} \right], \quad (8.23)$$

где  $P_3$  — разрушающая нагрузка;  $m=3$  — величина, обратная коэффициенту Пуассона;  $h_i$  — толщина пластины (см);  $r$  — радиус пластины ( $2r = 15,5$  см);  $r_0$  — радиус распределения нагрузки ( $2r_0 = 1$  см). После подстановки приведенных цифровых данных в формулу (8.23) расчеты велись по упрощенной формуле:

$$\sigma_{изг. пл} = 2,23P_3/h_i^2. \quad (8.24)$$

Согласно исследованиям В. В. Лаврова [238], результаты расчетов прочности льда при изгибе по формуле (8.24) почти в 1,5 раза больше значе-

ний  $\sigma_{изг}$  балочек. Для перехода от  $\sigma_{изг. пл}$  к  $\sigma_{изг. бал}$  вводится коэффициент  $k = 0,65$  и конечные расчеты  $\sigma_{изг}$  осуществляются в соответствии с выражением

$$\sigma_{изг. бал} = 0,65\sigma_{изг. пл} \quad (8.25)$$

Предел прочности льда при растяжении ( $\sigma_{рст}$ ) определялся Б. А. Мамедовым только для портов Махачкала, Апшерон, Баутино и Красноводск по образцам сечением  $5 \times 5$  см и длиной 20 см [265, 266].

Динамическая твердость льда ( $\sigma_{дт}$ ) определялась в Северном Каспии с помощью усовершенствованной установки Дементьева непосредственно на ледяном покрове зимой 1951-52 г. [435]. Значение дробящей силы  $F$  равнялось отношению полной энергии удара  $v = mgh$  к пути  $\Delta h$ , на котором производится работа по дроблению льда. С учетом параметров прибора динамическая твердость льда вычислялась по формуле

$$\sigma_{дт} = 0,1m/(1,57\Delta h), \quad (8.26)$$

где  $m$  — масса цилиндрического груза;  $\Delta h$  — путь груза, на котором производились работы по дроблению льда (вдавливанию датчика в лед).

#### 8.4. Ледовые условия

Каспийское море относится к морям с сезонным покровом. По характеру развития ледовых процессов всю акваторию Каспия можно разделить на пять частей:

1) акватории, ежегодно покрываемые устойчивым льдом ( $P = 100\%$ ), расположенные севернее дугообразной линии, выпуклой к северо-востоку, соединяющей о. Чечень и северную оконечность о. Кулалы. В этом районе навигация без проводки ледоколов затруднена, а в суровые зимы невозможна (рис. 8.1);

2) акватории, практически ежегодно ( $P \geq 82\%$ ) покрываемые плавучим или неустойчивым неподвижным льдом, позволяющим поддерживать ледокольную навигацию. Южной границей этой области служит дугообразная линия, выпуклая к северо-востоку, соединяющая северо-восточное побережье Аграханского полуострова и юго-западный берег п-ова Мангышлак;

3) акватории шельфа западного побережья, а также прибрежные районы, бухты и заливы восточного побережья Среднего Каспия, включая мелководный Красноводский залив. Здесь наблюдается образование местного льда ( $P \geq 50\%$ , табл. 8.5) или поступление из Северного Каспия более мощного плавучего льда, распространяющегося к югу вдоль западного побережья ( $P$  от 10 до 55%) и вдоль п-ова Мангышлак к зал. Александр-Бай ( $P = 35...45\%$ ) (табл. 8.5);

4) мелководные прибрежные акватории и заливы Южного Каспия, где даже кратковременное ледообразование в экстремально холодные зимы приравнивается к опасным и стихийным явлениям ( $P < 25\%$ );

5) открытые глубоководные акватории за пределами морского шельфа, где лед никогда не образуется и не встречается (табл. 8.5).

#### 8.4.1. Процессы начала ледообразования и развития ледяного покрова

Сроки начала ледообразования на Каспии зависят от атмосферных процессов в преддзимье, обусловленных сезонной перестройкой барических полей на высотах и у поверхности земли.

Раннее ледообразование на Каспийском море связано с активизацией арктического максимума к началу октября. В такие годы на высоте поверх-



Рис. 8.1. Вероятность ледообразования (наличие льда) и схема дрейфа плавучего льда.

1 — изолинии вероятности, %; 2 — направление генерального дрейфа; 3 — преобладающее направление дрейфа.

ности 500 гПа над Скандинавией и севером европейской части Союза располагается антициклон, гребень которого ориентирован на Балканский полуостров. Над Западной Сибирью (или Уральским хребтом) находится глубокий высотный циклон. Ложбина его ориентирована на запад Казахстана и Малую Азию. Наличие ложбины, ориентированной с северных районов Атлантики на Англию и Италию, обуславливает вынос теплого воздуха с южных районов Средиземного моря на север Скандинавии по западной периферии гребня. В тыл другой, более глубокой ложбины, ориентированной с Таймыра на запад Казахстана и Малую Азию, холодный воздух устремляется с северо-востока на юго-запад.

При указанном высотном барическом поле у поверхности земли над арктическими морями зарождаются ядра, смещающиеся по полярной и

Таблица 8.5

## Вероятность наступления ледовых явлений у побережья Каспийского моря, по [77, 113]

Станция (район)	Ледообразование	Устойчивый снег	Неподвижный лед	Полное замерзание	Устойчивое замерзание	Появление приносного льда	Исходный ряд (л лет)
<b>Северный Каспий</b>							
Большой Пешной	100	100	100	100	100	0	50
Остров Укатный (Жесткий)	100	100	100	100	93	0	14
Искусственный остров	100	95	100	91	76	0	37
Остров Чистой Банки	100	84	100	100	72	6	20
Остров Кулалы, бухта	100	95	100	100	81	9	18
Остров Кулалы, море	92	80	80	70	11	8	48
Остров Тюлений	100	64	100	97	61	6	45
Форт-Шевченко, бухта	95	56	87	58	11	33	59
Форт-Шевченко, море	82	0	80	9	0	53	59
<b>Западное побережье Среднего Каспия</b>							
Махачкала, бухта	74	11	36	23	0	43	58
Махачкала, море	72	8	26	9	0	55	58
Изберг	56	13	10	3	0	33	25
Дербент	57	13	9	2	0	11	58
Низовая Пристань (Сиазань)	68	9	(23)	7	0	9	31
<b>Восточное побережье Среднего Каспия</b>							
Шевченко (Актау)	85	5	85	0	0	0	22
Кендерли, бухта	65	35	65	50	10	35	21
Кендерли, залив	65	0	55	30	0	45	28
Бекдаш	40	4	40	0	0	22	45
Кара-Богаз-Гол	33	0	20	0	0	9	52
Красноводск	64	9	64	27	0	16	61
<b>Южный Каспий</b>							
Устье р. Куры	10	0	10	2	0	0	52
Остров Сара	8	0	8	2	0	0	52
Астара	2	0	2	0	0	0	52
Аладжа	25	0	25	8	0	0	18
Огурчинский остров	14	0	14	0	0	0	38
Гасан-Кули	4	0	4	0	0	0	45

ультраполярной осям на Нижнюю Волгу, Украину и Казахстан [200, 259].

Распространение на Каспий холодных арктических воздушных масс (АВМ) сопровождается усилением северных ветров и резким понижением температуры воздуха до  $-5 \dots -7^\circ\text{C}$ . В случае сохранения морозов через 1—2 дня лед образуется на мелководьях обычно в середине или в первой декаде октября. Процесс ледообразования начинается либо с северо-восточной части моря (8 октября 1924 г. у Жилой Косы), либо с северо-западной (13 октября 1939 г. у Бирючьей Косы, 18 октября 1949 г. — на мелководных приустьевых участках Волги), либо вдоль всего северного побережья одновременно.

Вероятность ледообразования в Северном Каспии во второй декаде октября менее 7%, а в третьей декаде — 10—22% [109, 113]. Лед раннего ледообразования в виде сала и заберегов неустойчив и с наступлением потепления, подвергаясь тепловым и динамическим воздействиям (ветер, волнение), быстро разрушается. Однако даже кратковременное экстремально раннее (в октябре) ледообразование в каналах и на мелководьях представляет стихийное явление, приводящее к повреждению деревянного рыболовецкого флота и орудий лова (18 октября 1949 г.). При повторных похолоданиях ледообразование

наступает в сроки, близкие к норме, и носит более устойчивый характер.

**В годы, когда ледообразование начинается в конце октября — начале ноября**, как правило, высотный глубокий циклон располагается над Средним Уралом (севернее  $55^\circ$  с. ш.), ложбина его ориентирована на Нижнюю Волгу. Высотный гребень над Западной Европой направлен с запада Средиземного моря на Данию и Исландию. При таком барическом поле обеспечивается достаточно сильный перенос холодного воздуха со Скандинавии через центральные районы европейской части Союза на Нижнюю Волгу. В случае вторжения АВМ со Скандинавии по полярной оси очаги холода стационарируют в северо-западной части моря. Ледообразование, начинающееся на взморье Волги, к концу октября распространяется на северо-восточные мелководные акватории (1944, 1951, 1976 гг.).

В случае мощных затоков холодного арктического воздуха на акваторию моря и распространения его к югу возможно интенсивное охлаждение водных масс до температуры замерзания в закрытых мелководных бухтах и заливах восточного побережья моря. Оно сопровождается экстремально ранним началом ледообразования (в конце октября — начале ноября) в заливе Александр-Бай (28 октября 1953 г.), в бух. Кендерли (26 ок-

Сроки начала ледообразования (первого появления льда) и установления устойчивого льда по опорным ГМС

Станция (район)	Первый лед					Устойчивый лед					Длина ряда, г. лет
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	дата	год	дата		год	дата	дата	год	
<b>Северный Каспий</b>											
Большой Пешной	21 XI	17 X	1976	24 XII	1965	29 XI	17 X	1976	24 XII	1961, 1965	53
Остров Укатный (Жесткий)	16 XI	30 X	1953	3 XII	1960, 1962	30 XI	15 XI	1952	1 I	1962	13
Искусственный остров	23 XI	30 X	1976	9 I	1981	18 XII	14 XI	1941	14 I	1975	37
Остров Тюлений	9 XII	31 X	1976	13 I	1981	31 XII	26 XI	1959	8 II	1976	42
Остров Кулалы, култук	3 XII	7 XI	1953	14 I	1938	10 XII	14 XI	1952	(4 I)	1940	17
Форт-Шевченко, бухта	26 XII	22 XI	1951	6 III	1983	29 XII	1 XII	1959	(5 II)	1976	59
Форт-Шевченко, море	10 I	4 XII	1931	7 III	1983	20 I	15 XII	по [113]	(24 II)	1930	59
<b>Средний и Южный Каспий</b>											
Махачкала, бухта	15 I	28 XI	1953	26 II	1945	17 I	21 XII	1953	(14 II)	1929	55
Махачкала, море	18 I	3 XII	1931	29 II	1984	20 I	23 XII	1953	(14 II)	1974	58
Изберг	26 I	23 XI	1953	18 II	1982	(24 I)	8 I	1977	(16 II)	1964	35
Дербент	28 I	18 XII	1946	28 II	1932	(4 II)	22 I	1942	(26 II)	1964	58
Низовая Пристань	6 I	18 XII	1946	24 II	1945	(8 I)	4 I	1954	(28 I)	1950	48
Актау (Шевченко)	4 I	27 XI	1962	18 II	1982	(8 I)	3 I	1977	(14 I)	1972	22
Кендерли, бухта	7 XII	26 X	1953	8 II	1968	12 XII	22 XI	1950	(1 II)	1943, 1954	34
Бекдаш	7 I	14 XI	1952	17 II	1976	—	24 XII	1976	(20 I)	1972	36
Красноводск	5 I	14 XI	1952	16 II	1976	—	30 XI	1944	(20 I)	1972	61
Огурчинский остров	12 I	18 XII	1950	29 I	1977	не было					32

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

тября 1953 г.) и в Красноводском заливе (14 ноября 1952 г.).

Образование льда в Северном Каспии в сроки, близкие к норме (в течение ноября, табл. 8.6), происходит при любых направлениях вторжения холодного воздуха (по полярным или ультраполярным осям). В ноябре наблюдаются случаи понижения температуры воздуха до отрицательных значений при прояснениях ночью. Сильному ночному выхолаживанию воды на мелководье, сопровождаемому кратковременным образованием начальных видов льда (ледяные иглы, сало), способствует установление ясной погоды со слабым ветром при температуре воды, близкой к «точке замерзания».

В средние по суровости («нормальные») предзимья ледообразование в Северном Каспии начинается в первой половине ноября с мелководных северо-восточных районов побережья (Жилая Коса — 9 ноября, Забурунь — 11 ноября), распространяясь к третьей декаде ноября на предустьевое взморье Волги (Искусственный остров — 23 ноября, Белинский банк — 25 ноября), а к концу ноября — на все мелководные районы, ограниченные 2—3-метровыми изобатами. В течение декабря менее интенсивно развивающийся процесс ледообразования охватывает мористые районы Северного Каспия (Остров Тюлений — 9 декабря, Остров Кулалы — 13 декабря).

К югу от 44° с. ш. в умеренные предзимья ледообразование у восточного побережья Среднего Каспия начинается в декабре, т. е. на месяц раньше, чем у западного берега, где местный лед образуется лишь в январе.

В теплые предзимья в декабре на высоте поверхности 500 гПа располагается обширная об-

ласть пониженного давления, а высотный циклон находится над северными (арктическими) морями. В умеренных широтах устанавливается устойчивый западно-восточный перенос, а над Каспием — юго-западный. В такие годы ледообразование в Северном Каспии происходит лишь в первой половине декабря (Остров Жесткий (Укатный) — 3 декабря 1960 и 1962 г.).

В аномально и экстремально теплые предзимья в декабре планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) располагается квазишироотно над умеренными широтами. Глубокая ложбина над Средней Волгой обуславливает юго-западный перенос воздушных масс над Средним Каспием. При таком высотном переносе у поверхности земли формируются местные ядра и гребни, перемещающиеся из районов Западной Европы через Черное море на Нижнюю Волгу. Над Каспием устанавливается ясная погода со слабыми ветрами, сопровождаемая ночным радиационным выхолаживанием и понижением температуры воздуха до отрицательных значений. Охлаждение водных масс при подобных ситуациях протекает медленно, и процесс ледообразования вдоль всего мелководного северного побережья происходит лишь во второй половине декабря (Забурунь — 17 декабря 1940 г., Остров Чистой Банки — 20 декабря 1970 г., Жилая Коса — 24 декабря 1928 г., Пешной — 24 декабря 1965 г.).

На мористых участках Северного Каспия в экстремально теплые зимы (1980, 1981 гг.) ледообразование может задерживаться до первой половины января (см. табл. 8.6). Вероятность появления начальных видов льда в январе составляет лишь 5—7%. В северной части, к югу от параллели 44° с. ш., в теплые зимы кратковременное появля-

ние в начале марта первого льда происходит при весеннем возврате холодов, обусловленном поступлением АВМ на акваторию Каспия.

В Среднем Каспии вероятность ледообразования изменяется от 33—40 до 85 %, имея тенденцию понижения с севера на юг (см. табл. 8.5). В районах побережья с интенсивным внутригодовым теплообменом (Дербент, Кара-Богаз-Гол) вероятность ледообразования несколько ниже (55—60 %), чем на смежных участках побережья (65—85 %). В закрытом мелководном Краснодарском заливе, теплообмен которого с водными массами глубоководных районов ослаблен, вероятность ледообразования более высокая (64 %), чем в расположенных севернее участках побережья (Бекдаш — 40 %).

Гидрометеорологические и ледовые условия у западного и восточного побережья Среднего Каспия различные, не совпадают и сроки ледообразования. В умеренные зимы образование льда в восточных заливах Александр-Бай (26 ноября) и Кендерли (7 декабря) начинается в конце ноября — первой половине декабря. До середины января процесс ледообразования распространяется на большую часть побережья Среднего Каспия. Исключения составляют приглубые участки западного побережья от Изберга до Дербента, где лед образуется в третьей декаде января.

В экстремально холодные предзимья, обусловленные глубокими затоками АВМ на акваторию Каспия и как следствие резким переохлаждением водных масс, у восточного побережья первый лед образуется в конце октября (Кендерли — 26 октября 1953 г., Александр-Бай — 28 октября 1953 г.). На участке от устья р. Сулака до Изберга экстремально раннее ледообразование отмечалось 23—28 ноября 1953 г. В Краснодарском заливе

ледяной покров ранее середины ноября не образуется. На открытых участках побережья — от Дербента до Низовой Пристань, у прол. Кара-Богаз-Гол и в Туркменском заливе — даже в холодные предзимья (1946, 1948, 1952 гг.) ледообразование начинается лишь во второй половине декабря (см. табл. 8.6).

В умеренно теплые зимы (1963-64, 1967-68, 1975-76 гг.) ледообразование в закрытых бухтах и заливах Среднего Каспия начинается в первой половине февраля. У открытых западных берегов Среднего Каспия, наряду с местным ледообразованием, в конце февраля — начале марта может наблюдаться малой мощности плавучий лед, вынесенный из северных районов моря.

Диапазон колебания сроков начала ледообразования в прибрежных районах Северного и Среднего Каспия в экстремально холодные и теплые зимы составляет 1,5—3 мес (см. табл. 8.6).

Процесс развития ледяного покрова на Каспии продолжается с момента начала ледообразования до наибольшего распространения льда по площади и достижения им максимальных вертикальных размеров.

Промежуток времени между датами первого появления льда и полного замерзания назван «периодом становления льда» [177]. Характер развития ледовых процессов в этот период и его продолжительность зависят от гидрометеорологических условий предзимья. В средние по суровости морозов зимы продолжительность периода становления льда составляет 15—25 дней в северо-восточной и 20—40 дней в северо-западной частях моря.

Устойчивый ледяной покров, сохраняющийся больше месяца, образуется в среднем через одну-две недели после начала ледообразования. В холодные предзимья при активных воздействиях

Таблица 8.7

Сроки первого образования и устойчивого установления припая

Станция (район)	Первый припай					Устойчивый припай				
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние	
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год
<b>Северный Каспий</b>										
Большой Пешной	22 XI	17 X	1976	24 XII	1965	27 XI	17 X	1976	11 I	1981
Остров Укатный (Жесткий)	24 XI	30 X	1953	16 XII	1951	6 XII	15 XI	1952	2 I	1961
Искусственный остров	16 XII	5 XI	1976	26 I	1981	26 XII	19 XI	1952	14 I	1968
Остров Тюлений	21 XII	12 XI	1957	4 II	1966	12 I	9 XII	1945	8 II	1976
Остров Кулалы, култук	8 XII	8 XI	1953	(6 I)	1940	13 XII	14 XI	1952	нс	—
Форт-Шевченко, бухта	30 XII	1 XII	1950, 1953	6 II	1976	6 I	4 XII	1944	6 II	1976
Форт-Шевченко, море	20 I	28 XII	1932	(1 III)	1939	30 I	28 I	1950	(1 II)	1951
<b>Средний и Южный Каспий</b>										
Махачкала, бухта	(12 I)	9 XII	1927	15 II	1932	—	не было	—	—	—
Махачкала, море	22 I	4 XII	1932	26 III	1974	—	не было	—	—	—
Изберг	3 II	4 I	1954	22 II	1969	—	не было	—	—	—
Дербент	11 II	23 I	1942	5 III	1954	—	не было	—	—	—
Низовая Пристань	18 I	22 XII	1946	24 II	1945	—	28 I	1954	—	—
Актау (Шевченко)	15 XII	(28 X)	1953	4 II	1967	27 XII	30 XI	1944	(27 I)	1951
Кендерли, бухта	13 XII	28 X	1953	1 II	1943	31 I	22 XI	1950	1 II	1943, 1954
Бекдаш	3 I	14 XI	1952	30 I	1951	—	24 XII	1976	(20 I)	1972
Красноводск	6 I	14 XI	1952	18 II	1976	—	1 XII	1944	(13 I)	1950
Огурчинский остров	(8 I)	18 XII	1950	1 II	1977	—	не было	—	—	—

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

Сроки первого и окончательного замерзания

Станция (район)	Первое замерзание					Окончательное (устойчивое) замерзание				
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние	
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год
<b>Северный Каспий</b>										
Большой Пешной	29 XI	19 X	1976	24 XII	1939, 1965	7 XII	8 XI	1942, 1976	12 I	1981
Остров Укатный (Жесткий)	28 XI	9 XI	1958	16 XII	1951	18 XII	25 VI	1953	2 I	1961
Искусственный остров	28 XII	23 XI	1956	25 II	1981	8 I	7 XII	1954	(14 I)	1968, 1982
Остров Тюлений	28 XII	21 XI	1957	27 II	1981	15 I	15 XII	1975	(5 II)	1949, 1951
Остров Кулалы, култук	19 XII	10 XI	1953	11 I	1940	25 XII	14 XI	1952	11 I	1940
Форт-Шевченко, бухта	7 I	9 XII	1927	14 II	1971	10 I	18 XII	1947	(28 I)	1927
Форт-Шевченко, море	(19 I)	6 I	1942, 1964	17 II	1967	—	не было	—	—	—
<b>Средний и Южный Каспий</b>										
Махачкала, бухта	(8 I)	3 XII	1927	8 II	1929	—	не было	—	—	—
Махачкала, море	26 I	5 XII	1931	16 II	1943	—	не было	—	—	—
Изберг	—	—	—	16 II	1954	—	не было	—	—	—
Дербент	—	—	—	10 II	1929	—	не было	—	—	—
Низовая Пристань	—	21 I	1954	4 II	1950	—	не было	—	—	—
Актау (Шевченко)	11 I	19 XII	1948	25 II	1952	—	не было	—	—	—
Кендерли, бухта	(30 XII)	27 XI	1935	1 II	1943	13 I	29 XI	1950	1 II	1942, 1950
Бекдаш	—	16 I	1977	16 II	1969	—	не было	—	—	—
Красноводск	(5 I)	7 XI	1952	1 II	1954	—	не было	—	—	—
Огурчинский остров	—	2 I	1957	14 I	1950	—	не было	—	—	—

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

АВМ на акваторию моря, обуславливающих сильные и устойчивые морозы, промежуток времени между началом ледообразования и полным замерзанием сокращается до 2—3 дней.

В экстремально холодные предзимья с сильными и продолжительными морозами вдоль побережья сразу устанавливается устойчивый ледяной покров (Остров Укатный — 23 ноября 1955 г., Карайский банк — 22 ноября 1959 г., Пешной — 17 октября 1976 г.). Последующие похолодания приводят к укреплению ледяного покрова, формированию у побережья устойчивого припая и полному замерзанию в аномально ранние сроки.

Исключительно интенсивное развитие ледовых процессов на мелководье Северного Каспия протекало в экстремально холодное предзимье 1953 г. [77]. Процесс ледообразования начался в конце октября (Остров Укатный — 30 октября). В первой половине ноября неподвижным льдом было покрыто все мелководное побережье Северного Каспия (табл. 8.6, 8.7), к третьей декаде ноября отмечалось полное замерзание акваторий с глубинами до 3—5 м (табл. 8.8).

В теплые предзимья при чередовании волн холода и тепла охлаждение водных масс протекает менее активно. Сроки начала ледообразования даже у мелководного северо-восточного побережья сдвигаются на конец ноября (Жилая Коса — 23 ноября 1928 г.). На остальных акваториях Северного Каспия первый в сезоне лед образуется лишь в декабре. Смена периодов с чистой водой и льдом происходит до полного замерзания от 5 до 10 раз. Так, в октябре — декабре 1929 г. в районе Жилой

Косы повторные ледообразования отмечены 7 раз, а в районе о. Жилого — 10 раз [77]. Неустойчивыми по состоянию льда были предзимья 1943, 1947, 1966, 1977 и 1980 гг. В течение этих предзимий наблюдалось от 4 до 10 периодов со льдом. Устойчивый припай формируется только в январе (табл. 8.7). При последующих похолоданиях наступает полное замерзание.

Ранние и поздние сроки полного и окончательного замерзания в Северном Каспии в различные по термическим условиям предзимья отмечаются в широком диапазоне — от второй половины октября до второй половины января (табл. 8.7).

В экстремально теплые предзимья начало ледообразования у побережья Северного Каспия может задерживаться до первой половины января. В такие годы (1965, 1981 гг.) в открытых районах моря с глубинами более 3—5 м наблюдается лишь неустойчивый лед, вынесенный с мелководья.

В зимы с неустойчивым ледяным покровом период укрепления и становления льда увеличивается до 1,5—2 месяцев. К югу от параллели 44° с. ш. в теплые зимы понятие «становление льда» теряет смысл, так как на всей прибрежной акватории преобладает лишь плавучий лед.

Своеобразно протекает процесс ледообразования в открытых районах Северного Каспия с общей направленностью от мелководного побережья к сравнительно глубоководным центральным районам Северного Каспия.

В умеренные зимы в октябре неподвижный лед устанавливается лишь узкой полосой. В суровые зимы граница льда распространяется до изобаты



1—2 м. В ноябре граница льда проходит либо в незначительном удалении от побережья (умеренные зимы) либо до 2-метровой изобаты (в суровые зимы).

Первое полное замерзание в мелководном северо-восточном районе в умеренные зимы наступает до начала декабря. Устойчивое замерзание

мерзания акватории Северного Каспия не наблюдается. Границы распространения припая отражены в работе [23] и схематически представлены на рис. 8.2.

В декабре в умеренные зимы граница припая близка к положению изобаты 3 м. Общая граница льда несколько сдвинута мористее за счет зоны

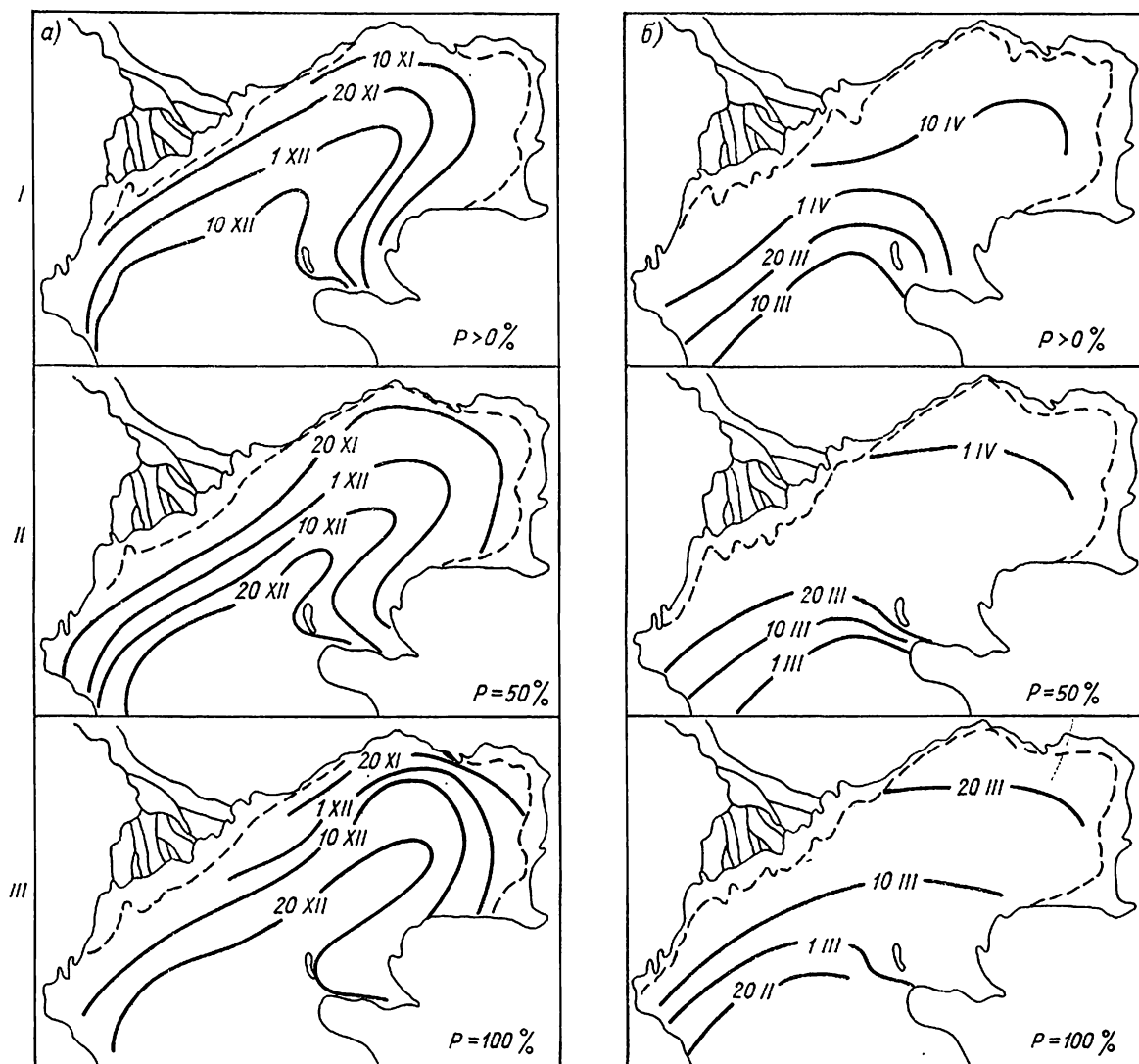


Рис. 8.2. Изохроны начала ледообразования (а) и окончательного очищения ото льда (б), границы

наступает на 10 дней позже (табл. 8.8). В экстремально холодные зимы (1941-42, 1953-54 гг.) припай (полное замерзание) в Северном Каспии устанавливается вслед за началом ледообразования.

В такие годы период становления льда не превышает 5—10 дней. В экстремально теплые зимы процесс замерзания в Северном Каспии запаздывает на 20—25 дней.

Устойчивое замерзание на северо-восточном мелководье обычно отмечается не позже, чем через 5—10 дней после первого замерзания. В теплые зимы разрыв в сроках замерзания увеличивается до 15—20 дней и более. Оно наступает во второй половине декабря (1936, 1942 гг.) или даже в начале января (1939, 1943 гг.). В экстремально теплые зимы (1947-48, 1980-81 гг.) устойчивого за-

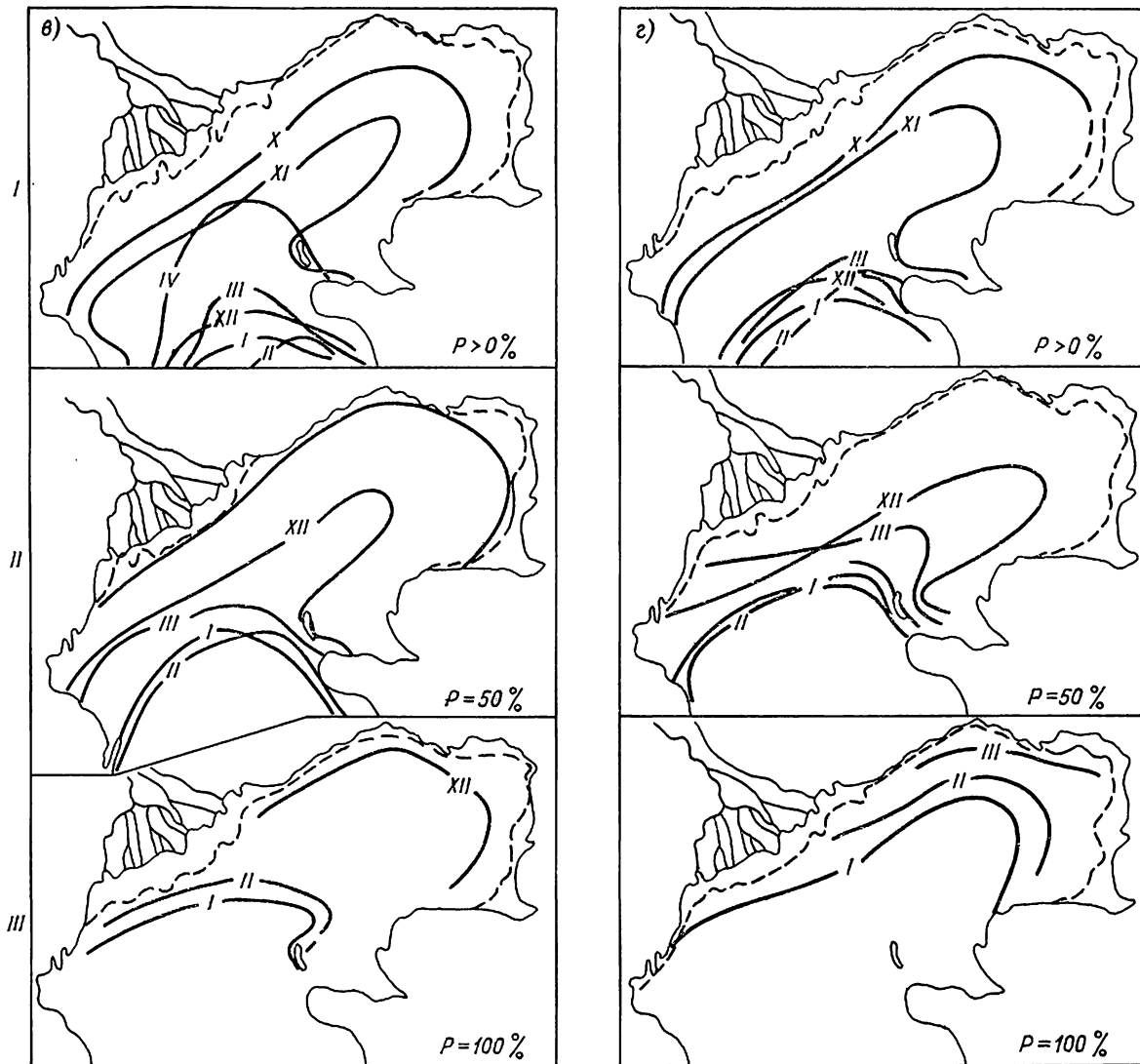
плавающего льда, образующегося при взломе припая. В суровые зимы граница припая подходит до глубин 7—10 м. Зона плавающего льда располагается значительно мористее. В теплые предзимья молодой лед образуется лишь вблизи северо-восточного побережья.

В январе—феврале кромки припая и плавающего льда занимают наиболее южное положение. В умеренные зимы южная граница припая подходит к свалу глубин (10—15 м). Здесь процесс ледообразования замедляется за счет внутриводного теплообмена и адвекции теплых вод из восточных районов Среднего Каспия. В холодные и экстремально холодные зимы перемещение границы неподвижного льда к югу от позиции максимального распространения на глубинах 10—15 м и более происходит за счет скрепления плавающего льда и вновь

образующегося и быстро укрепляющегося моллика. В теплые зимы граница припая проходит вдоль 3-метровой изобаты, а плавучий лед распространяется к югу до глубины 5 м.

Интенсивность развития процессов ледообразования в северной части моря в типовые зимы иллюстрируется положением границ распространения

балансом на поверхности льда и процессами контактного теплообмена льда с более теплой подстилающей водной массой. Процесс разрушения льда весной активизируется под влиянием динамических факторов — тангенциального давления ветра на поверхность льда, изменения уровня моря и волнения. Он начинается с прикомочной зоны льда



распространения льда (в) и припая (г) в суровые (I), умеренные (II) и мягкие (III) зимы.

льда и изохрон начала ледообразования в типовые зимы.

#### 8.4.2. Разрушение ледяного покрова и очищение моря ото льда

Сроки начала и интенсивность ослабления и разрушения льда обуславливаются общей ледовитостью моря — мощностью ( $M_i = S_i H_{ip_i}$ ) образовавшегося льда и особенностями гидрологических условий к началу ослабления в процессе таяния и разрушения льда. Совокупность воздействия перечисленных факторов обуславливает неоднородность процессов разрушения льда в различных районах моря и большую их многолетнюю изменчивость.

Ослабление структуры льда (и ледяного покрова в целом) обуславливается радиационным

в открытых районах моря, где активизируется теплообмен с более теплыми водными массами.

Первая подвижка (взлом) припая в умеренные зимы начинается в январе с бухт и заливов Среднего Каспия. В Северном Каспии взлом припая к югу от  $45^\circ$  с. ш. также наблюдается в январе, у северного побережья моря он протекает с середины февраля до середины марта (табл. 8.9).

В зимы с неустойчивыми морозами и слабым ледяным покровом (1955, 1956, 1976 гг. и др.) под действием ветра, волнения и нагонной волны происходят взлом и разрушение неокрепшего припая даже в ноябре. В последующую часть ледового сезона при очередных мощных вторжениях холодных АВМ на акваторию Северного Каспия припая может вновь устанавливаться за счет смерзания ледяных полей, находящихся в сжатом состоянии,

Сроки взлома и разрушения припая

Станция (район)	Первая подвижка (взлом) припая					Окончательное разрушение припая					Длина впады, в лет
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год	
<b>Северный Каспий</b>											
Большой Пешной	1 III	1 XI	1976	6 IV	1964, 1966	30 III	8 III	1966	13 IV	1960, 1966	40
Остров Укатный (Жесткий)	16 III	15 II	1955	4 IV	1964	29 III	4 III	1962	15 IV	1954	14
Искусственный остров	13 II	2 XII	1956	20 III	1969, 1972	12 III	26 II	1966	28 III	1969	24
Остров Тюлений	(3 I)	13 XI	1952	28 II	1947, 1980	8 III	2 II	1962	30 III	1954	39
Остров Кулалы, култук	19 I	15 XI	1953	28 III	1943	18 III	8 II	1944	18 IV	1954	13
Форт-Шевченко, бухта	24 I	12 XII	1927	27 II	1976	4 III	9 XII	1954	2 IV	1928	39
Форт-Шевченко, море	29 I	7 I	1942	20 II	1967	17 II	11 I	1947, 1963	30 III	1929	8
<b>Средний и Южный Каспий</b>											
Махачкала, бухта	21 I	11 XII	1928	13 II	1929	нс	—	—	—	—	9
Махачкала, море	26 I	6 XII	1932	16 II	1943	20 II	10 I	1935	1 IV	1956	11
Изберг	—	—	—	8 II	1954	—	1 I	1972	16 III	1969	1
Дербент	—	—	—	11 II	1929	—	3 II	1937	31 III	1929	1
Низовая Пристань	—	21 I	1954	17 II	1950	—	13 II	1947	18 III	1954	3
Актау (Шевченко)	—	20 XII	1949	1 III	1954	—	29 XI	1957	28 III	1956	4
Кендерли, бухта	9 I	1 XII	1935, 1950	3 III	1943	15 II	22 XII	1957	23 III	1937	14
Бекдаш	—	17 I	1977	19 II	1969	—	27 XII	1952	6 III	1947	3
Красноводск	9 I	8 XI	1952	3 III	1954	25 I	9 XII	1954	10 III	1954	18
Огурчинский остров	—	6 I	1957	17 I	1950	—	4 II	1958	23 II	1951	2

Примечание. Даты ледовых фаз, заключенные в скобки, получены по [113].

или скрепления их вновь образующимся молодым льдом. В такие годы даже у северного побережья моря за зиму наблюдается от двух до четырех случаев взлома припая [77, 113]. К югу от 45° с. ш. бывает 6—10 случаев взлома припая за зиму.

В восточной части Среднего Каспия в суровые зимы (1928-29, 1949-50, 1953-54, 1968-69 гг.) взлом припая задерживается до второй половины января у открытых берегов (Кара-Богаз-Гол — 28 января 1977 г.) и до начала марта в закрытых бухтах и заливах (Красноводск — 3 марта 1954, Кендерли, бухта — 3 марта 1943 г., Актау — 1 марта 1954 г.).

У западного побережья Среднего Каспия образовавшийся в прибрежной зоне припая или смерзшиеся ледяные поля взламываются в середине февраля (Махачкала, море — 16 февраля 1943 г., Изберг — 8 февраля 1954 г., Дербент — 11 февраля 1929 г., Низовая Пристань — 17 февраля 1950 г.).

**Окончательное разрушение припая** в умеренные зимы к северу от 45° с. ш. происходит в основном во второй половине марта. Южнее 45° с. ш. оно осуществляется с середины февраля до середины марта (табл. 8.8).

В теплые зимы (1940-41, 1943-44, 1961-62, 1965-66 гг.) припая окончательно разрушается примерно на 15—30 дней раньше средних сроков — с конца февраля до середины марта. В экстремально холодные зимы (1927-28, 1941-42, 1953-54, 1968-69 гг.) разрушающийся припая сохраняется в основном до конца марта — середины апреля или несколько позже (Жилая Коса — 27 апреля 1928 г.).

В аномально теплые предзимья при смене морозов устойчивыми оттепелями происходит интенсивное термическое разрушение неокрепшего молодого льда, усиливается воздействием ветра. Под влиянием термодинамических факторов в начале ледового сезона очищаются ото льда не только мористые, но и прибрежные мелководные районы Северного Каспия. Первое очищение ото льда часто происходит при интенсивных оттепелях после начала ледообразования в октябре (Забурунье — 31 октября 1947 г., Брянская Коса — 31 октября 1951 г., Остров Чистой Банки — 30 октября 1952 г., Искусственный остров — 30 октября 1976 г.) или в начале ноября (Жилая Коса — 3 ноября 1927 г., Каспийск (Лагань) — 8 ноября 1946 г., Остров Укатный — 3 ноября 1956 г.).

Открытые побережья, бухты и заливы Среднего и Южного Каспия при резких и устойчивых оттепелях также могут очищаться ото льда в ноябре—декабре.

В холодные зимы первое очищение ото льда задерживается до февраля—марта на Среднем Каспии и до конца марта — начала апреля в северной части моря (табл. 8.10).

**Окончательное очищение ото льда** в умеренные зимы начинается в конце января — начале февраля с юго-восточного побережья моря, последовательно распространяясь к северу. В феврале ото льда очищаются бухты и заливы восточного побережья Среднего Каспия, в начале марта — все западное побережье средней части моря. В Северном Каспии процесс очищения ото льда протекает в марте.

Сроки первого и окончательного очищения ото льда

Станция (район)	Первое очищение ото льда					Окончательное очищение ото льда					Длина ряда, лет
	Средние	Ранние		Поздние		Средние	Ранние		Поздние		
		дата	год	дата	год		дата	год	дата	год	
<b>Северный Каспий</b>											
Большой Пешной	11 II	3 XI	1943, 1948	16 IV	1964, 1965	2 IV	8 III	1966	20 IV	1949	41
Остров Укатный (Жесткий)	7 II	3 XI	1956	6 IV	1951, 1952	31 III	9 III	1962	20 IV	1954	12
Искусственный остров	9 I	31 X	1976	2 IV	1972	25 III	2 III	1944	16 IV	1954	34
Остров Тюлений	18 XII	1 XI	1976	7 IV	1951	15 III	12 II	1966	11 IV	1969	39
Остров Кулалы, култук	7 II	20 XI	1941	5 IV	1949	20 III	17 II	1944	16 IV	1942	16
Форт-Шевченко, бухта	27 I	12 XII	1924	1 XI	1928	10 III	7 I	1944	5 IV	1942	59
Форт-Шевченко, море	6 I	3 XII	1916	16 III	1939	28 II	3 I	1959	6 IV	1912	49
<b>Средний и Южный Каспий</b>											
Махачкала, бухта	23 I	2 XII	1957	19 III	1932	27 II	20 I	1971	20 IV	1954	43
Махачкала, море	25 I	7 XII	1931	25 III	1923	2 III	14 I	1935	20 IV	1955	36
Изберг	11 II	12 I	1957	25 III	1976	4 III	23 I	1957	21 IV	1969	16
Дербент	6 II	19 XII	1946	23 III	1976	3 III	12 I	1957	12 IV	1969	23
Низовая Пристань	5 II	1 I	1946	11 III	1972	19 II	16 I	1935	30 III	1942	14
Актау (Шевченко)	—	24 XII	1936	2 II	1977	7 II	28 XII	1970	3 III	1969	16
Кендерли, бухта	16 XII	30 X	1953	24 III	1943	26 II	28 XI	1937	1 IV	1954	27
Бекдаш	10 I	27 XII	1952	3 III	1951	6 II	27 XII	1948, 1952	6 III	1974	18
Красноводск	17 I	24 XI	1952	2 III	1954	31 I	9 XII	1954	11 III	1954	38
Огурчинский остров	—	24 XII	1950	26 II	1951	15 II	29 I	1946	23 III	1951	5

В начале апреля ото льда очищается северо-восточное побережье моря (табл. 8.10).

В теплые зимы (1934-35, 1945-46, 1956-57 гг.) к концу января бухты и заливы Среднего Каспия окончательно очищаются ото льда. Акватория Северного Каспия к югу от 45° с. ш. полностью освобождается ото льда в середине февраля (16—17 февраля 1944 г.). К северу от 45° с. ш. очищение ото льда завершается в середине марта (табл. 8.10).

В холодные зимы процесс окончательного очищения ото льда у восточного побережья Среднего Каспия задерживается до конца марта (Огурчинский остров — 23 марта 1951 г.) — начала апреля (Кендерли, бухта и залив — 1 апреля 1936, 1954 гг.). Западное побережье Среднего Каспия в годы мощных выносов «тяжелого» плавучего льда из Северного Каспия (1954, 1969 гг.) полностью очищается ото льда лишь во второй декаде апреля (табл. 8.10).

В аномально холодные зимы акватория Северного Каспия последовательно освобождается ото льда в течение апреля. В первой половине апреля ото льда очищаются прибрежные районы к югу от 45° с. ш. У северного побережья Каспия ледяной покров сохраняется до третьей декады апреля (Пешной — 20 апреля 1949 г., Жилая Коса — 29 апреля 1928 г.).

#### 8.4.3. Ледовитость моря

Ледовитость Каспийского моря в различные по термическим условиям холодные полугодия определяется не только площадью и объемом образовавшегося льда, но и особенностями его развития — границами распространения ледяного покрова, преобладанием тех или иных форм и возрастных видов

льда, устойчивостью его распределения по акватории и сохранением во времени.

Характер ледовых условий каждой зимы, изменение общей площади льда в течение ледового сезона определяются действием двух факторов — термического и динамического. Преобладающее значение имеет термический фактор, обуславливающий в периоды резких или длительных похолоданий распространение процессов ледообразования по акватории моря, а также ослабление (в середине зимы) или разрушение (в конце зимы) ледяного покрова при значительных и устойчивых оттепелях.

Существенные коррективы в состоянии ледяного покрова вносит динамический фактор (ветер, волнение, течение). Под механическим воздействием ветра совершается взлом неподвижного льда, в результате которого резко уменьшается площадь припая и увеличивается площадь плавучего льда. Интенсивность изменения площади неподвижного льда (припая) отражена в табл. 8.11, где указана вероятность приращения припая или уменьшения его площади по декадам в течение всего ледового сезона, приведены средние и максимальные значения приращения (рис. 8.3).

В зависимости от особенностей атмосферных процессов, развивающихся над морем, от степени аномальности термических условий в предзимье и зимой, над Каспием формируется своеобразная для каждого года ледовая обстановка.

В нормальные по термическим условиям предзимья процесс ледообразования в Северном Каспии начинается с мелководных прибрежных участков во второй половине ноября (рис. 8.2). К концу ноября неподвижным льдом покрывается все мелководье, ограниченное 3-метровой изобатой. Интенсивность его приращения в конце ноября

Вероятность ( $P \%$ ) и интенсивность  $\Delta S_i$  ( $\text{км}^2/\text{сут}$ ) изменения площади припая (по декадам)

Месяц	Декада	$+\Delta S_i \text{ км}^2/\text{сут}$				$P \%$ $\Delta S_i = 0$	$-\Delta S_i \text{ км}^2/\text{сут}$				n лет
		P %	$+\Delta S_i$				P %	$-\Delta S_i$			
			средн.	макс.	год			средн.	макс.	год	
Ноябрь	3	100,0	—	1 620	1953	—	—	—	—	—	1
	1	33,3	253	3 395	1953	—	66,7	472	583	1958	6
	2	77,8	1364	3 326	1966	—	22,2	382	833	1975	19
Декабрь	3	70,6	2329	6 590	1944	—	29,4	672	2 749	1960	27
	1	75,0	2352	8 800	1975	—	25,0	489	1 079	1964	30
	2	73,9	2158	13 594	1962	—	26,1	512	1 927	1950	33
Январь	3	57,2	2078	8 680	1976-77	—	42,8	870	2 765	1967-68	38
	1	76,5	1484	4 401	1876	—	23,5	1930	3 886	1967	44
	2	71,9	1161	3 301	1968	—	28,1	1078	2 360	1971	43
Февраль	3	31,3	970	3 256	1984	—	48,7	(746)	4 230	1967	49
	1	41,6	559	2 814	1976	2,6	55,8	1551	7 873	1966	48
	2	33,3	1709	3 215	1961	6,1	60,6	1888	15 827	1973	43
Март	3	24,2	1710	3 636	1939	3,0	72,8	1127	6 160	1961	43
	1	6,4	276	430	1950	—	93,6	1214	6 016	1984	41
	2	9,1	—	4 828	1950	—	90,9	2198	5 146	1971	32
Апрель	3	—	—	—	—	—	100,0	2509	4 598	1960	18
	1	—	—	—	—	—	100,0	3534	4 812	1954	12
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Максимум		—	2532	13 594	1962	—	—	3534	15 827	1973	—

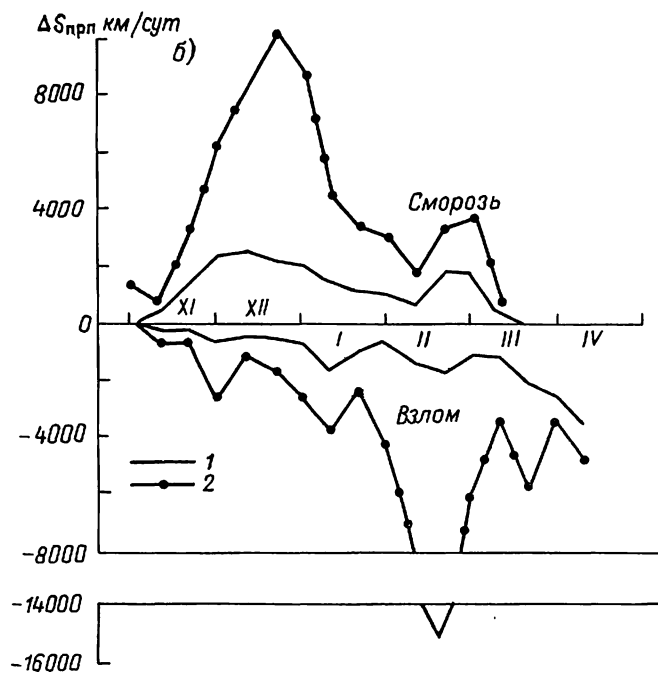
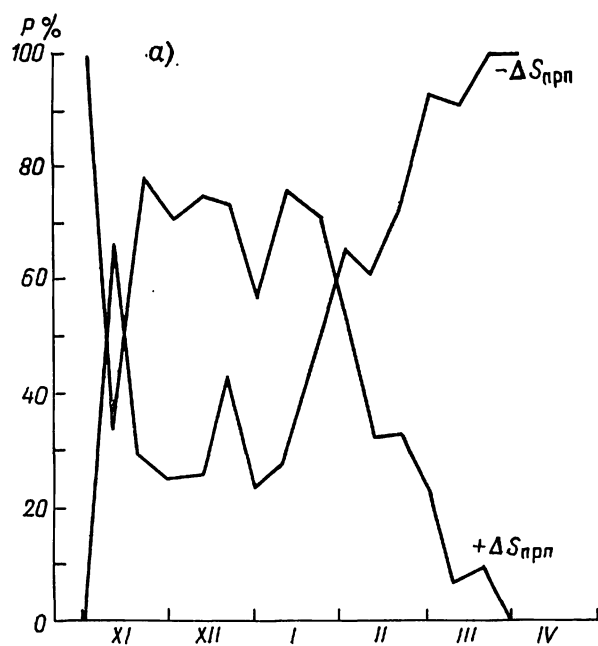


Рис. 8.3. Показатели интенсивности приращения припая в ледовый сезон. а — вероятность приращения ( $+\Delta S_{\text{прип}}$ ) и убывания припая ( $-\Delta S_{\text{прип}}$ ); б — значения среднего (1) и максимального (2) приращения и убывания площади припая.

В среднем составляет 1300—1400 км<sup>2</sup>/сут, а в отдельные зимы достигает 3000—3500 км<sup>2</sup>/сут (1953-54, 1954-55, 1957-58 гг.).

В течение декабря с усилением морозов льдом покрываются более мористые участки, а площадь припая увеличивается в среднем до 2000—2500 км<sup>2</sup>. В периоды сильных и устойчивых морозов интенсивность увеличения площади припая (ниласовый лед) достигает в отдельные сутки 8000—10 000 км<sup>2</sup>/сут и более. В умеренные зимы к концу декабря общая площадь льда составляет в среднем около 57 000 км<sup>2</sup>, при этом 80—90 % ее занимает припай (табл. 8.12).

В январе продолжается распространение и укрепление ледяного покрова. Однако интенсивность его приращения по сравнению с декабрем снижается до 1000—1500 км<sup>2</sup>/сут. Отмеченное ослабление объясняется выходом процесса ледообразования на открытые участки моря, где он определяется не только контактным теплообменом на границе вода—воздух, но и влиянием более свободного внутриводного теплообмена с прогретыми глубинными водными массами Среднего Каспия.

Молодой лед раннего ледообразования в октябре может распространяться на площади от 8900 км<sup>2</sup> (1950 г.) до 22 100 км<sup>2</sup> (1965 г.). Однако он быстро разрушается с повышением температуры воздуха в периоды оттепелей, а также под действием ветра и волнения. Повторное образование более устойчивого ледяного покрова происходит через 15—30 дней после первого очищения. В такие зимы ледяной покров в конце декабря охватывает почти все прибрежные и мористые районы Северного Каспия. В экстремально холодное предзимье 1953 г. граница распространения плавучего

льда в декабре приблизилась к параллели 44° с. ш., а кромка припая располагалась к северу от линии, соединяющей о. Чечень и м. Тюб-Караган. Площадь льда в конце декабря 1953 г. достигла 90 550 км<sup>2</sup> при норме около 60 690 км<sup>2</sup>, 90 % ее составлял припай (табл. 8.11, 8.12).

Временная изменчивость общей площади льда, площадей припая и плавучего льда по декадам в течение ледового сезона (от начала ледообразования до максимального развития льда и периода разрушения) отражена на рис. 8.4 для характерных в ледовом отношении зим в сравнении со средне-многолетними. Наибольшего внимания заслуживают три сезона, исключительно неблагоприятные в ледовом отношении.

Экстремальная по суровости и ледовитости зима 1953-54 г. отличалась исключительно ранней и устойчивой активизацией арктического максимума, ранним установлением отрицательных аномалий температуры воздуха в сентябре и устойчивых морозов в октябре, непрерывным чередованием глубоких вторжений холодного арктического воздуха (АВ) на Каспийское море. В результате над акваторией моря в течение всей зимы сохранились отрицательные аномалии температуры воздуха ( $-A_T$ ). Первый максимум отрицательных аномалий температуры у северного побережья моря в ноябре превысил  $-6^{\circ}\text{C}$ , а второй — абсолютный экстремум среднемесячной температуры — достиг в феврале  $-13,3^{\circ}\text{C}$  в Гурьеве и  $-12,6^{\circ}\text{C}$  в Астрахани. Преобладающими были ветры северной четверти.

При столь необычном развитии атмосферных процессов образовавшийся в конце октября ледяной покров начал интенсивно увеличиваться по площади, достигнув в конце ноября экстремальных

Таблица 8.12

Площади льда ( $S_i$  км<sup>2</sup>) в Северном Каспии за 1950—1985 гг.

Месяц	Декада	Общая площадь льда					Площадь припая					Площадь плавучего льда					г лет
		средн.	макс.	год	мин.	год	средн.	макс.	год	мин.	год	средн.	макс.	год	мин.	год	
Октябрь	3	14 182	22 160	1965	—	—	12 636	13 720	1953	—	—	—	7 730	1976	—	—	5
Ноябрь	1	12 875	35 056	1953	—	—	11 322	25 110	1953	—	—	—	3 156	1953	—	—	
	2	12 197	21 520	1975	—	—	10 126	27 700	1948	—	—	6 229	14 020	1975	1500	1943	
	3	28 149	86 095	1953	715	1970	24 893	84 645	1953	715	1970	8 192	20 540	1976	938	1960	
	1—3	19 038	48 753	1953	—	—	—	—	—	—	—	6 300	14 020	1975	нс	—	
Декабрь	1	33 153	76 869	1969	1 070	1975	26 516	75 166	1959	1 070	1975	11 324	30 590	1963	400	1939	21
	2	46 959	80 234	1959	13 240	1964	38 288	78 660	1959	10 000	1972	7 118	31 170	1978	282	1950	
	3	57 202	90 550	1953	14 715	1982	51 202	86 670	1953	715	1982	11 990	51 710	1971	360	1966	
	1—3	47 957	90 055	1953	14 715	1982	—	—	—	—	—	11 676	51 710	1971	1423	1956	
Январь	1	63 989	86 110	1954	19 510	1976	56 384	81 000	1954	7 150	1982	11 517	30 000	1982	214	1963	30
	2	68 532	91 808	1954	40 280	1984	59 141	85 050	1954	6 080	1984	11 686	37 460	1975	962	1959	
	3	70 401	93 860	1964	47 200	1981	63 588	87 300	1954	8 680	1981	10 196	39 380	1983	1075	1972	
	1—3	66 304	87 545	1977	30 666	1974	—	—	—	—	—	10 936	39 380	1983	1212	1978	
Февраль	1	67 144	103 516	1954	21 100	1983	63 228	87 780	1954	8 070	1981	10 980	29 420	1981	1200	1951	34
	2	65 858	100 356	1954	38 270	1981	62 351	85 470	1954	7 150	1981	11 203	34 850	1979	2098	1959	
	3	61 590	102 081	1954	16 999	1958	56 020	84 315	1954	1 620	1983	12 798	47 060	1981	656	1960	
	1—3	69 694	92 982	1954	38 160	1983	—	—	—	—	—	11 770	35 868	1981	1967	1960	
Март	1	61 351	91 305	1954	12 410	1966	51 982	83 100	1964	2 185	1958	9 464	31 230	1983	352	1958	34
	2	48 949	92 567	1954	3 147	1962	45 098	80 850	1954	715	1962	10 887	42 860	1984	874	1957	
	3	35 874	83 650	1954	12 300	1977	33 441	84 320	1969	—	—	11 404	36 000	1982	787	1958	
	1—3	49 451	88 915	1969	3 555	1958	—	—	—	—	—	12 569	27 930	1979	1500	1976	
Апрель	1	26 282	68 300	1954	—	—	27 833	57 400	1954	—	—	12 995	52 150	1969	360	1975	34
	2	16 035	42 480	1954	—	—	18 900	1 890	1954	—	—	10 139	23 580	1954	—	—	
	3	7 802	17 688	1954	—	—	—	—	—	—	—	4 202	5 240	1964	—	—	
	1—3	19 388	45 725	1969	—	—	—	—	—	—	—	11 344	45 724	1969	—	—	

Примечание. Средние показатели вычислены по значениям  $S_i$  в экстремально и аномально холодные зимы.

за многолетний ряд размеров. Общая площадь льда и припая несколько превысила 80 000 км<sup>2</sup>.

В течение всего ледового сезона до середины марта при последовательном перемещении к югу границы льда, но относительно стабильной его площади происходило непрерывное увеличение мощности льда за счет нарастания толщины ( $H_i$ ). Экстремум  $H_i$  в середине февраля был несколько более 50 см в западных районах Северного Кас-

уменилась с 94 320 км<sup>2</sup> в конце марта до 34 300 км<sup>2</sup> к середине апреля.

Резкий контраст ледовитости в начале и в конце ледового сезона отмечен в холодном полугодии 1971-72 г. Позднее ледообразование (в середине декабря) в экстремально теплое предзимье сменилось в начале января бурным развитием ледовых процессов на акватории всего Северного Каспия, последовавшего за установлением исключи-

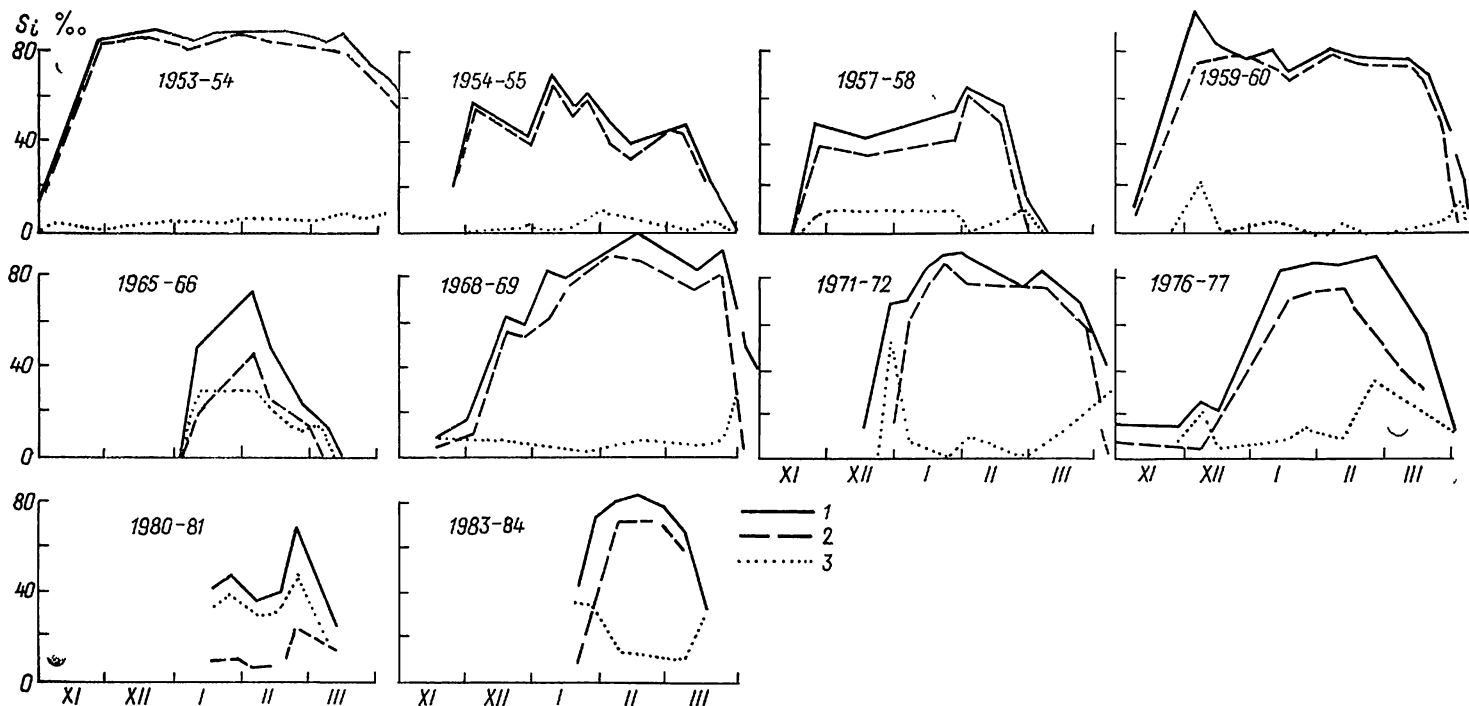


Рис. 8.4. Изменение площади льда Северного Каспия в периоды развития и разрушения ледяного покрова в различные зимы. 1 — общая площадь льда; 2 — площадь припая; 3 — площадь плавучего льда.

пия и 75 см — в восточных. Площадь припая в течение всей зимы составляла 90 % общей площади льда, достигнув в начале февраля 87 780 км<sup>2</sup>. При максимальной за зиму общей площади льда (достигшей в феврале 103 516 км<sup>2</sup>) и экстремально большой толщине льда можно считать, что в первой декаде февраля 1954 г. наблюдалась экстремальная в многолетнем ряду мощность льда Каспийского моря и наибольшая его ледовитость (рис. 8.4).

В холодном полугодии 1968-69 г. ледовые процессы протекали не столь бурно, как в 1953-54 г. В предзимье (октябрь—декабрь) преобладали незначительные аномалии температуры воздуха. Максимальные их значения (несколько ниже  $-7 \dots -8^\circ\text{C}$ ) наблюдались в феврале. Очаг отрицательных аномалий температуры располагался у восточного побережья, что обусловило неравномерное формирование и развитие ледяного покрова по сравнению с противоположным берегом. Общая площадь льда, последовательно повышаясь, составила к концу декабря лишь 59 880 км<sup>2</sup>. Наибольшего развития ледяной покров достиг в середине февраля, когда льдом покрылась почти вся акватория Северного Каспия ( $S_{\text{общ}} = 90 080 \text{ км}^2$ ), и часть плавучих льдов была вынесена в Средний Каспий. Процесс разрушения ледяного покрова, начавшийся в конце марта, протекал исключительно активно. В результате общая площадь льда

только сильных и устойчивых морозов. Максимум общей площади льда в начале февраля составил 91 140 км<sup>2</sup>. Разрушение ледяного покрова в марте протекало так же активно, как и его развитие (рис. 8.4).

Как явствует из рис. 8.4, каждый из рассмотренных сезонов характеризовался небольшой (1971-72 г.), средней (1968-69 г.) и экстремально большой (1953-54 г.) ледовитостью в начале ледового сезона и аномально большой ледовитостью во второй его половине (в январе—апреле).

В средние (нормальные) по суровости зимы общая площадь льда даже в период наибольшего развития, в конце января—начале февраля, не превышает 71 000 км<sup>2</sup>. Площадь припая, как и общая площадь льда, характеризуется явно выраженной сезонной изменчивостью с максимумом в середине зимы (табл. 8.12). Закономерного распределения площади плавучего льда в течение ледового сезона не наблюдаются (рис. 8.4).

В годы с кратковременными заточками холодного воздуха на акваторию моря и чередованием в течение предзимья и зимы волн холода и потеплений наблюдаются неоднократные появления и исчезновение льда, а следовательно, и резкие колебания его площади. Примером ледовых сезонов с неустойчивым состоянием ледяного покрова служат аномально теплые полугодия 1956-66, 1980—81, 1982-83 гг. Как правило, в такие годы площадь



Таблица 8.13

Осредненный коэффициент динамичности  $K_{дин}$   
в течение ледового сезона

X	XI	XII	I	II	III	IV
0,09	0,16	0,21	0,28	0,18	0,32	0,75

плавучего льда оказывается больше площади припая на протяжении всего ледового сезона (рис. 8.4).

Степень неустойчивости ледяного покрова можно выразить безразмерным «коэффициентом динамичности льда»:

$$K_{дин} = S_{пл}/S_{общ}, \quad (8.27)$$

который равен отношению площади плавучего льда ( $S_{пл}$ ) к общей площади льда ( $S_{общ}$ ). Коэффициент динамичности резко возрастает в период разрушения льда (0,75) и бывает достаточно высоким в зимы с неустойчивым ледяным покровом. Максимальное его значение ( $K_{дин} = 1$ ) характерно для периода становления льда осенью или активного его разрушения весной, когда почти вся акватория моря оказывается покрытой плавающим льдом (табл. 8.13).

До оценки мощности ледяного покрова  $M_i = \rho_i S_i H_i$ , определяемой его объемом  $V_i = S_i H_i$ ,

следует остановиться на особенностях вертикального развития льда.

Толщина льда Каспия характеризуется большой неоднородностью по акватории моря, покрытой льдом, значительной изменчивостью  $H_i$  в течение зимы и от года к году.

Наибольшей толщины ровный припай достигает в северо-восточном районе моря, где толщина льда в отдельные зимы может составлять 80—100 см и несколько более (1936-37, 1950-51, 1953-54 гг.), в то время как в северо-западных участках моря максимальная толщина ровного припая не превышает 50—65 см (табл. 8.14) и по направлению к югу постепенно уменьшается. В закрытых бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия максимальная толщина льда составляет в зал. Александр-Бай (46 см), в бух. Кендерли (42 см), в Красноводском заливе (30 см). У западного побережья Среднего Каспия толщина льда, образовавшегося на месте («местный лед»), не превышает 25 см у Махачкалы, 20 см у Дербента и 10 см у Низовой Пристанн.

Определенную роль в неравномерности нарастания и распределения толщины ледяного покрова играют атмосферные процессы холодного полугодия, обуславливающие контактный теплообмен на поверхности льда. При устойчивом меридиональном переносе воздушных масс как в западном, так и в восточном районах Северного Каспия

Таблица 8.14

Толщина припая ( $H_i$  см) у побережья Каспийского моря (по декадам)

Станция, $n$ лет	Характеристика	XII			I			II			III			Абс. макс. (год)
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Большой Пешной, $n = 50$	Средн.	16	23	32	38	47	52	56	59	60	59	59	45	— 96 (1951) 120 (1956)
	Макс.	33	41	60	75	78	76	86	88	96	96	96	85	
	Год			1948	нс	1930	1945	1970	1947	1951	1960	1953	1982	
Жилая Коса, $n = 12$	Средн.	17	23	35	41	48	53	59	60	62	64	60	58	— 97 (1928, 1931)
	Макс.	27	54	68	72	75	77	88	94	95	96	96	86	
	Год	нс	нс	нс	нс	нс	нс	1937	нс	1932	1931	1928	1960	
Искусственный остров, $n = 35$	Средн.	0	4	7	22	30	34	42	48	46	—	—	—	— 56 (1932, 1943) 75 (1954)
	Макс.		15	18	28	39	52	54	56	56	54	35		
	Год		нс	нс	1939	1950	1947	1942	1932	1932	1928	1932		
Остров Укатный (Жесткий), $n = 14$	Средн.		12	18	23	28	30	31	32	30	—	—	—	— 60 (1954, 1959)
	Макс.	28	36	43	46	47	53	54	56	60	60	56	30	
	Год	нс	нс	нс	нс	нс	1963	1960	1956	1954	1959	1951	1952	
Остров Чистой Банки, $n = 19$ , по [113]	Средн.	7	10	13	15	22	25	29	33	34	32	26	—	70 (1950)
	Макс.	23	23	26	28	42	56	69	70	69	67	59	58	
	Год													
Остров Кулалы, бухта, $n = 42$ , по [113]	Средн.	18	19	22	23	27	30	35	42	42	42	42	42	76 (1972)
	Макс.	27	41	51	57	62	68	76	75	64	57	49	43	
	Год													
Форт-Шевченко, $n = 56$ , по [113]	Средн.	11	17	18	18	20	25	29	33	34	33	33	33	84 (нс)
	Макс.	20	40	42	44	46	51	65	73	84	77	65	56	
	Год													
Остров Тюлений, $n = 41$	Средн.	0	8	11	14	15	16	18	19	15	15	11	—	58 (1972)
	Макс.	—	14	20	20	23	40	53	53	53	49	53	—	
	Год	—	—	1950	1979	1943	1954	1972	1954	1954	1969	1954	—	
Махачкала, $n = 56$	Средн.	6	4	5	9	12	13	12	17	12	—	—	—	24 (1954), 45 (1933)
	Макс.	17	16	—	10	15	15	24	20	18	20	—	—	
	Год	—	—	—	1931	1932	1969	1954	1969	1929	1928	—	—	
Изберг, $n = 31$	Средн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Макс.	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—	
	Год	—	—	—	—	—	1954	—	—	—	—	—	—	
Александр-Бай, $n = 24$	Средн.	5	8	21	22	28	16	10	7	—	—	—	—	46 (1949)
	Макс.	10	18	40	46	40	40	28	22	18	—	24	—	
	Год	1944	1944	1948	1949	1949	1949	1949	1947	1947	—	1951	—	

толщина льда превышает норму (или достигает максимальных значений) при сравнительно небольшом различии в обоих районах (зимы 1941-42, 1949-50, 1953-54 гг.). В случае широтного восточно-западного переноса воздушных масс (в годы активизации сибирского максимума) наблюдаются резкие контрасты в толщине льда между западным и восточными районами моря, что является следствием тепляющего влияния моря и трансформации

Изменчивость осредненной толщины льда для отдельных пунктов северного побережья Каспия от декады к декаде показана на рис. 8.6.

Максимальная толщина льда обычно бывает в феврале. Однако в зависимости от гидрометеорологических условий зимы в отдельные годы максимум  $H_i$  может смещаться в сторону более ранних или поздних сроков. Как следует из временного хода  $H_i$  (табл. 8.14), в аномально теплые

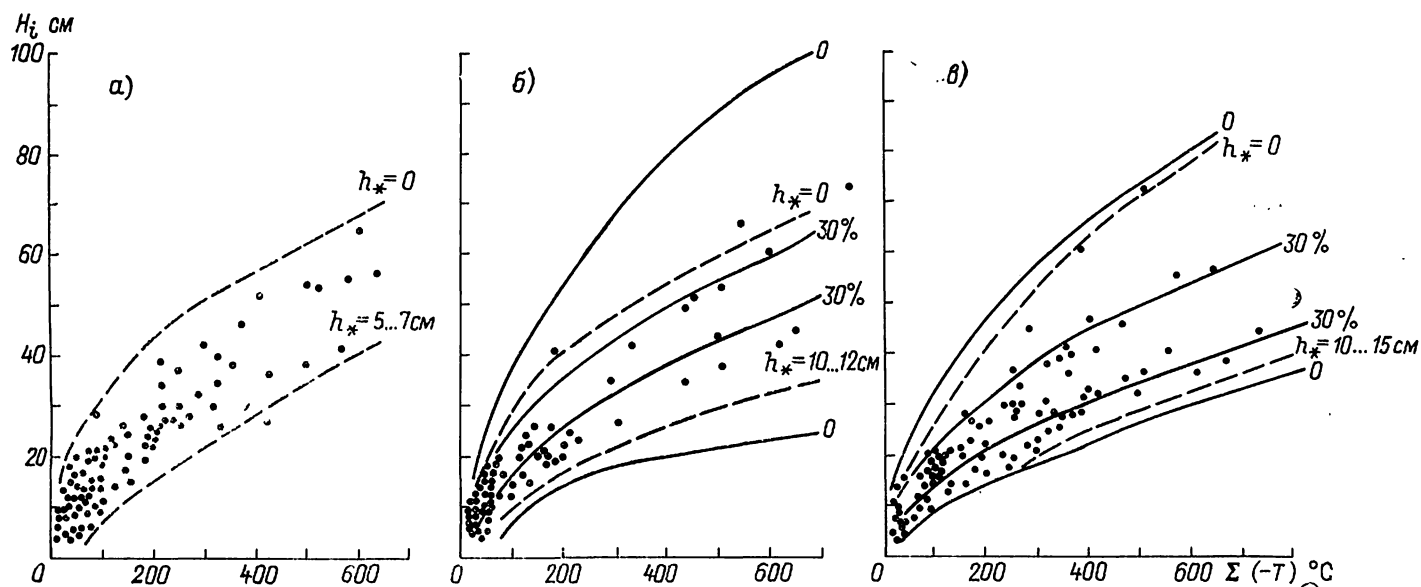


Рис. 8.5. Зависимость толщины льда от суммы градусо-дней мороза с учетом высоты снежного покрова ( $h_*$ ).  
а — Искусственный остров; б — Остров Тюлений; в — Остров Кулалы.

воздушных масс. Так, зимой 1936-37 г. максимальная толщина ровного припая у северо-восточного побережья достигла 87 см, у северо-западного — не превышала 40 см. В ледовый сезон 1950-51 г. абсолютный экстремум толщины ровного припая ( $H_i = 102$  см) зафиксирован также у северо-восточного побережья; у противоположного берега толщина льда изменялась в пределах 50—55 см.

Интенсивное нарастание толщины льда происходит первые 20—30 дней с момента ледообразования, когда значения  $H_i$  увеличиваются на 10—15 см за декаду. В дальнейшем приращение льда замедляется. Интенсивность нарастания толщины ровного припая (бесснежного и покрытого снегом) в течение зимы отражена на графиках зависимости толщины льда от суммы градусо-дней мороза. Они построены для трех станций — Остров Кулалы, Искусственный остров и Остров Тюлений (рис. 8.5). На поле графиков  $H_i = f(\Sigma(-T))$  серия кривых соответствует различной толщине льда при заданной  $\Sigma(-T)$ , вычисленной за период с 1932 по 1975 г. [61]. Распределение точек дано по материалам наблюдений с 1950 по 1982 г. Верхняя оконтуривающая кривая соответствует нарастанию гладкого припая, нижняя — приращению заснеженного льда с высотой снежного покрова до 8—12 см. Как следует из расположения кривых связи  $H_i = f(\Sigma(-T))$ , интенсивность приращения толщины припая в ледовый сезон ослабевает не только с увеличением его вертикальных размеров (а следовательно, и в результате замедления внутриледного теплообмена), но и с увеличением степени заснеженности льда.

зимы при чередовании волн холода с продолжительными оттепелями припая не получает за ледовый сезон достаточного вертикального развития и максимум  $H_i$  отмечается в декабре. Вероятность ранних максимумов не превышает 6,9—8,7%. Зимой 1977-78 г. максимум  $H_i = 30$  см у о. Пешного пришелся на 25 декабря. Столь же ранние сроки установления максимумов  $H_i = 21...34$  см отмечены у о. Кулалы в декабре 1952 г. и у о. Чистой Банки в 1959 г.

В аномально холодные полугодия с затяжными морозами ледяной покров продолжает нарастать по толщине до середины или до конца марта. Поздним (11—13 марта) было наступление максимума  $H_i$  зимой 1953-54 г. в районе Белинского банка ( $H_i = 51$  см), Гурьева ( $H_i = 76$  см) и у о. Кулалы ( $H_i = 54$  см). Зимой 1951-52 г. установление белых льдов ( $H_i \geq 30$  см) на взморье Волги задержалось до конца марта.

Пространственное распределение абсолютных экстремумов толщины ровного припая в исключительно ледовитые зимы отражено на картах справочного пособия [113].

Для открытых районов Северного Каспия оценка вертикальных размеров припая и плавучего льда на отдельных этапах ледового сезона дается по возрастным видам льда. Распределение частоты появления возрастных видов и форм плавучего льда ( $P\%$ ) в течение зимы по декадам и осредненные их значения по месяцам и периодам ледового сезона приведены в табл. 8.15.

Результаты обобщения и анализа показали, что при раннем ледообразовании (в октябре — начале

ноября) вдоль открытого побережья Северного Каспия формируются лишь начальные виды льда и нилас ( $P = 100\%$ ). В течение зимы происходят два параллельных процесса. С одной стороны, при каждом похолодании практически всю зиму не прекращается образование ниласового льда (табл. 8.15). Максимальная его частота (18,7%) приходится на третью декаду января. В дальнейшем вероятность образования ниласа уменьшается. С другой стороны, в течение всего ледового сезона отмечается непрерывный переход одних возрастных видов в другие по схеме: нилас — серый — серо-белый — белый лед.

Серо-белый лед (толщиной 15—30 см) устанавливается в начале декабря ( $P = 27,3\%$ ). Максимальная повторяемость серых льдов (17,6%) приходится на конец декабря, серо-белых — на первую декаду февраля ( $P = 13,2\%$ ). Припай в мористых участках может переходить в стадию белого льда толщиной  $H_i = 30$  см только в третьей декаде декабря. Вероятность появления припая в декабре не превышает 7,3%. По характеру распределения частот белого льда видно, что наибольшая его повторяемость (14,5—15,3%) характерна для февраля (табл. 8.15).

Распределение частоты появления возрастных видов плавучего льда свидетельствует об определенной закономерности их развития в течение ледового сезона и зависимости от толщины припая. В начале предзимья (октябрь—ноябрь) образуется тонкий ниласовый лед в виде склянки (ледообразование в безветренную погоду) или блинчатых образований (процесс появления льда связан с ветром). Повторяемость ниласа последовательно уменьшается со 100% в октябре до 36% в конце

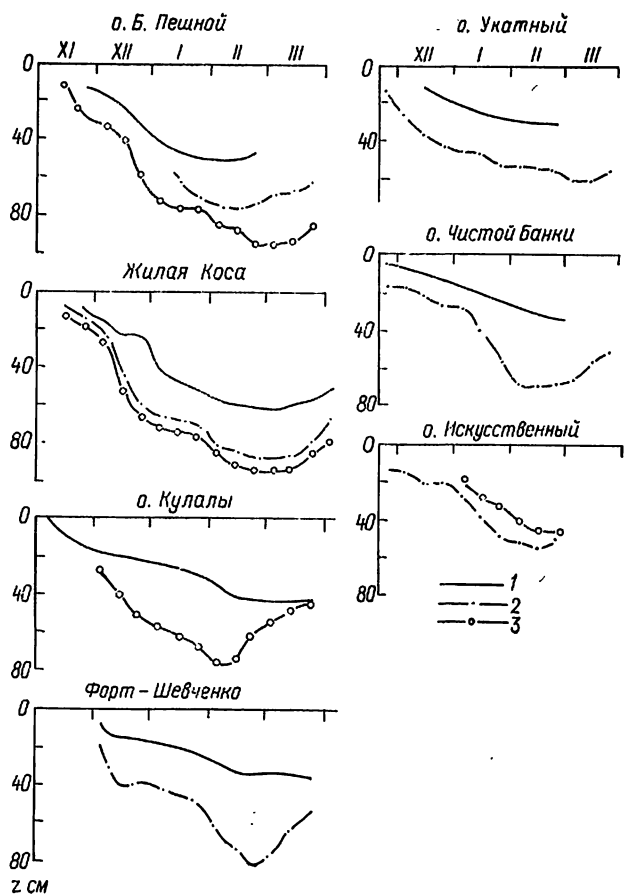


Рис. 8.6. Изменение средних и экстремальных значений толщины припая в течение ледового сезона в мягкие (1), умеренные (2) и холодные (3) зимы.

Таблица 8.15

Повторяемость ( $P\%$ ) различных возрастных видов припая и плавучего льда в открытом море (за зимы с 1960-61 по 1984-85 г.)

Месяц (период)	Декада	Припай					Плавучий лед				
		нилас	серый	серо-белый	белый	$n$ лет	нилас	серый	серо-белый	белый	$n$ лет
Октябрь	3	100,0	—	—	—	1	100,0	—	—	—	1
Ноябрь	1	100,0	—	—	—	2	100,0	—	—	—	3
	2	71,5	28,5	—	—	7	80,0	20,0	—	—	5
	3	40,0	60,0	—	—	5	77,8	22,2	—	—	9
Декабрь	1—3	64,3	35,7	—	—	—	82,4	17,6	—	—	17
	1	45,4	27,3	27,3	—	11	66,6	16,7	16,7	—	12
	2	40,0	46,7	13,3	—	15	71,4	28,6	—	—	14
	3	16,6	41,6	36,5	7,3	41	35,7	39,3	25,0	—	28
Январь	1—3	28,6	34,3	29,8	7,3	—	51,9	31,5	16,6	—	54
	1	10,7	35,7	42,9	10,7	28	38,9	38,9	22,2	—	18
	2	2,5	22,5	45,5	30,0	40	20,0	47,5	32,5	—	40
	3	16,7	24,1	31,4	27,8	54	34,4	37,5	21,9	6,2	32
Февраль	1—3	10,6	26,2	38,6	24,6	—	28,9	42,3	26,6	2,2	90
	1	4,2	16,6	39,6	39,6	48	27,0	21,6	37,9	13,5	37
	2	2,4	9,5	40,5	47,6	42	13,2	31,6	42,0	13,2	38
	3	2,4	19,5	36,6	41,5	41	24,2	24,2	37,5	15,1	33
Март	1—3	3,0	15,3	38,9	42,8	—	21,3	25,9	38,9	13,9	108
	1	7,9	18,4	28,2	44,5	38	15,4	23,1	46,1	15,4	26
	2	0,0	14,8	29,6	55,6	27	10,7	17,9	50,0	21,4	28
	3	6,2	12,5	31,3	50,0	16	0,0	36,8	36,8	26,4	19
Апрель	1—3	4,9	16,0	29,6	49,5	—	8,3	25,0	45,9	20,8	73
	1	—	—	33,3	66,7	3	8,4	25,0	33,3	33,3	12
	2	—	—	—	—	—	0,0	80,0	20,0	—	5
	1—2	—	—	—	—	—	5,9	41,2	29,4	23,5	17
X—XII	—	32,9	39,1	24,4	3,6	82	59,7	29,8	10,5	0,0	72
I—III	—	6,2	19,3	36,5	38,0	337	19,5	31,8	36,2	12,5	287
X—III	—	11,4	21,2	34,2	21,2	419	27,7	30,9	31,4	10,0	359

декабря. К середине ноября вследствие нарастания склянка переходит в стадию серого и серо-белого льда, вероятность чего к середине января возрастает до 47,5 % (табл. 8.15). В аномально холодные зимы толщина плавучего льда, как и припая, достигает 20—30 см в начале декабря ( $P = 16,7\%$ ).

Плавучий лед толщиной более 30 см чаще всего образуется в результате взлома припая, реже является следствием воздействия термических факторов — приращения толщины ледяных полей и крупнобитого льда за счет процессов теплообмена в толще льда и на его границах. Вероятность появления белого льда последовательно увеличивается с 6 % в конце декабря до 33 % в начале апреля.

Вероятность появления ниласового льда систематически уменьшается от начала ледообразования (октябрь — 100 %) до момента интенсивного разрушения льда (март — 9,4 %). Большая вероятность появления серого льда отмечается в период предзимья, максимум (40,1 %) приходится на середину декабря. Вероятность появления серо-белого льда с декабря по апрель колеблется в незначительных пределах. Белый лед, устанавливаясь только в декабре ( $P = 4,5\%$ ), становится преобладающим во второй половине ледового сезона. Вероятность его образования в феврале, марте и апреле соответственно составляет 42,8; 49,5 и 66,7 %.

Среди плавучего льда ниласовый лед в форме склянки, блинчатого и битого льда наблюдается в течение всей зимы. Вероятность его образования в предзимье понижается от октября ( $P = 100\%$ ) к декабрю ( $P = 28,6\%$ ). Рост повторяемости ниласового льда во второй половине зимы можно объяснить либо повторными ледообразованиями при весеннем возврате холодов, либо увеличением площади мелкобитого льда округлой формы (образующегося в результате дробления плавучего льда), принимаемого за блинчатый лед.

Высокая повторяемость ниласового льда в предзимье и в середине зимы является либо следствием разрушения неустойчивого припая, образующегося позже нормальных сроков, либо следствием обра-

зования в период ранних похолоданий обширных площадей ниласового льда за пределами припая.

Серый и серо-белый плавучий лед чаще наблюдается в форме крупнобитых образований и ледяных полей, оказывающихся более устойчивыми к механическому разрушению под действием ветра и волнения. Вероятность появления крупнобитого серого льда значительна до окончательного установления припая (конец декабря,  $P = 21,4\%$ ) и в конце зимы, когда происходят интенсивный взлом припая и дробление плавучего льда (апрель,  $P = 40,0\%$ , табл. 8.16).

Серо-белый и белый, более мощный плавучий лед, наблюдается в основном в виде ледяных полей, вероятность появления которых увеличивается от начала декабря (41,7 %) до конца марта (89,5 %). Белый лед толщиной более 30 см сохраняется в течение зимы в форме крупнобитого льда и ледяных полей. Сравнительно высокая повторяемость мелко- и крупнобитого льда (до 25—50 %) свидетельствует о непрерывных динамических деформациях (дроблении) ледяного покрова в течение зимы (табл. 8.16).

Как отмечалось выше, в начальный период развития ледяного покрова быстрое перемещение границы молодого льда, увеличение площади и толщины припая обуславливаются термическими факторами. Числовым показателем последних служит сумма градусо-дней мороза. Зависимость общей площади льда и площади припая от  $\sum(-T)$  для предзимья оказалась явно выраженной ( $r = 0,66$ ).

Во второй половине ледового сезона усиливается влияние на ледяной покров динамических факторов, обуславливающих взлом припая, сжатия и разрежения льда, а также процессы наслоения и торосообразования. В таких случаях связь площади льда с термическими условиями нарушается.

Установившийся к середине зимы ледяной покров под действием касательного напряжения ветра, волнения и подъема уровня в прикромочной зоне подвергается взлому и последующим за ним процессам сжатия плавучего льда на одних участках и разрежения — на других.

Таблица 8.16

Повторяемость ( $P\%$ ) различных форм плавучего льда для открытой части Северного Каспия по декадам и в целом за предзимье (октябрь—декабрь), зиму (январь—март) и холодное полугодие (октябрь—март)

Месяц	Декада	Склянка, блинчатый лед	Мелкобитый лед	Крупнобитый лед	Ледяные поля	Число случаев	Месяц (период)	Декада	Склянка, блинчатый лед	Мелкобитый лед	Крупнобитый лед	Ледяные поля	Число случаев
Октябрь							Февраль	1	16,7	2,7	10,8	70,3	37
Ноябрь	3	100,0				3		2	7,9	13,2	5,2	73,7	38
	1	66,7			33,3	5		3	15,1	0,0	6,1	78,8	33
	2	60,0			40,0	9		1—3	13,0	5,6	7,4	74,0	108
	3	44,4		11,1	44,5		Март	1	7,7	7,7	3,8	80,8	26
Декабрь	1—3	52,9		5,9	41,2	12		2	7,1	0,0	7,1	85,6	28
	1	8,3	25,0	25,0	41,7	14		3	0,0	0,0	10,5	89,5	19
	2	21,4	7,1	14,3	57,2	28		1—3	4,2	2,8	6,9	86,1	73
	3	14,3	3,6	21,4	60,7	54	Апрель	1	8,3	8,3	16,6	66,8	12
Январь	1—3	14,8	11,1	22,2	51,9	18		2	0,0	20,0	40,0	40,0	5
	1	16,7	0,0	5,6	77,7	40		3					
	2	7,5	2,5	12,5	77,5	32		1—2	5,9	11,8	23,5	58,8	17
	3	12,5	9,4	12,5	65,6	90	X—XII	—	25,0	8,3	18,1	46,8	72
	1—3	11,1	4,4	11,1	73,4		I—III	—	9,8	4,9	9,4	75,9	287
							X—III	—	12,8	5,6	11,1	70,5	359

На северо-западе Каспия взлом припая происходит при восточных и юго-восточных ветрах силой 4—5 баллов и более. В районе Уральской бороздины неустойчивый припай взламывается при северных и северо-восточных ветрах, превышающих 4—5 баллов.

Наиболее сложным является процесс сжатия льда, сопровождаемый образованием (в результате надвигов и подсовов) зон наслоений близ границы припая и в ледяных полях. Наслоенный

Анализ снимков ИСЗ «Метеор» за 1980—1983 гг. [61] позволил выделить в Северном Каспии зоны устойчивого припая (ранее называемые рыбаками «уторой»). Граница его прослеживается не только по возрастным видам льда, но и по положению заприпайных полыней, фактически не фиксируемых при ледовой авиаразведке.

При устойчивом и сильном ветре северо-восточной четверти (более 10 м/с) на взморье Волги образуется заприпайная полынья, вытянутая с юго-

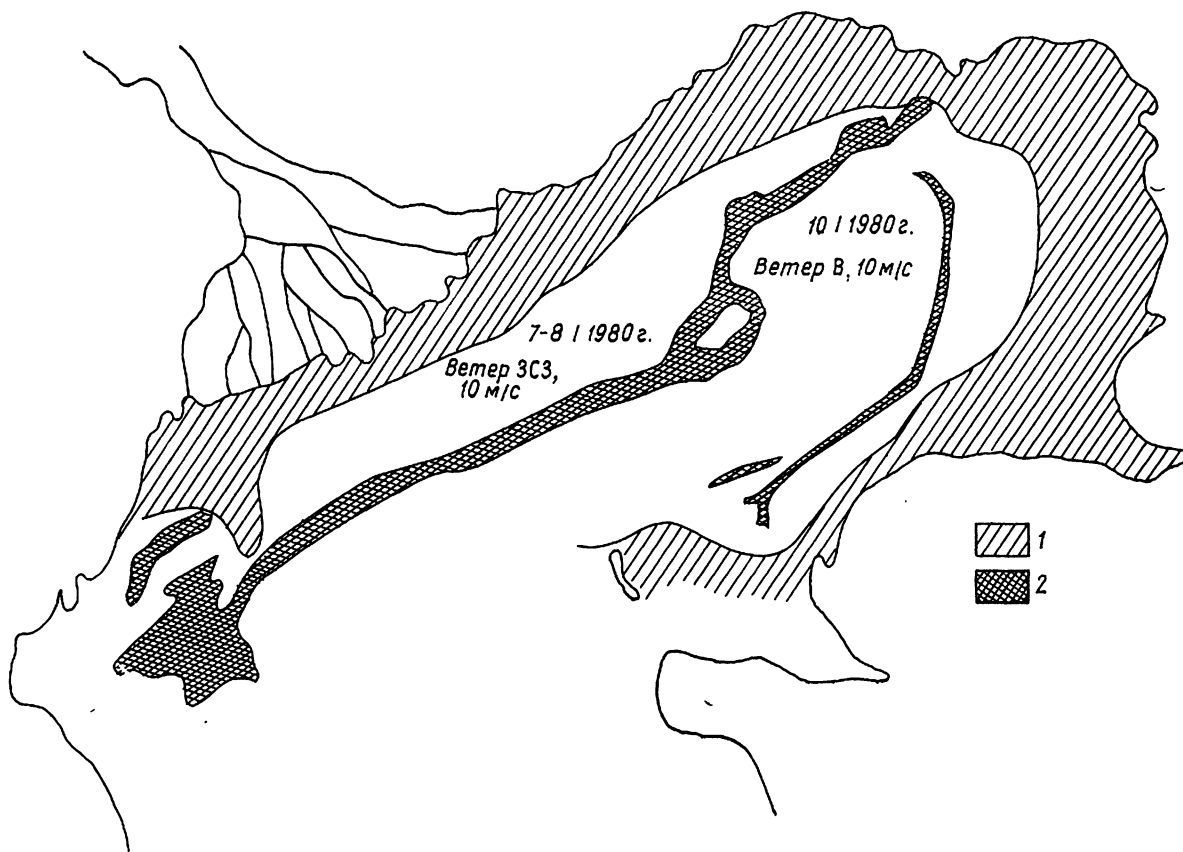


Рис. 8.7. Положение зон устойчивого припая (1) и заприпайных полыней (2), по [68].

лед имеет почти ровную поверхность с незначительным возвышением к середине зоны. Обычно зоны наслоений представляют собой длинные и широкие полосы, параллельные кромке припая и перпендикулярные к преобладающему зимой направлению ветра. К концу января зоны наслоенного льда достигают о. Тюленьего, а в отдельные зимы — опускаются южнее. У кромки плавучего льда также происходит интенсивное наслоение ледяных полей и крупнобитого льда. В результате их смерзания образуется слоистый лед толщиной до 1,5—2 м и более.

Резкое уменьшение площадей припая и плавучего льда происходит даже при сильных морозах, сопровождаемых штормовыми ветрами, вследствие наслоений и образования торосов.

Наиболее устойчивым к динамическому воздействию (разрушению) оказывается припай, образующийся на мелководье, ограниченном 1—2-метровой изобатой, при первом сильном похолодании в ноябре — начале декабря. За его пределами располагается менее прочный припай позднего образования, легко разрушающийся под действием ветра.

запада на северо-восток, шириной от нескольких сот метров до 10 миль, протяженностью 50—100 миль и более [60]. В случае изменения северо-восточного ветра на юго-восточный ледовая обстановка резко меняется. Сильный и устойчивый «нажимный» ветер вызывает сжатие и торошение плавучего льда, образовавшегося при взломе припая. Заприпайная полынья на взморье Волги «закрывается», а к югу от Уральской бороздины создается вторая, менее обширная полынья. Схема расположения полыней, зафиксированных ИСЗ в январе 1980 г., представлена на (рис. 8.7).

Следствием торосообразования является установление на границе устойчивого (и в зоне неустойчивого) припая гряд торосов, перпендикулярных направлению ветра, вызвавшего торошение. В средние по ледовитости зимы зона повышенной торосистости занимает более обширную акваторию, расположенную за пределами устойчивого припая. В суровые зимы припай оказывается более устойчивым, поэтому степень торосистости и ширина зон торосов оказываются меньше, чем в мягкие зимы (рис. 8.8).

Для активного торосообразования характерно как возникновение гряд торосов, так и появление стамух, сидящих на грунте (рис. 8.9), что сильно увеличивает общую мощность ледяного покрова и сказывается на его объеме. Стамухи возвышаются над поверхностью льда на 2—4, а местами — на 6 м и более.

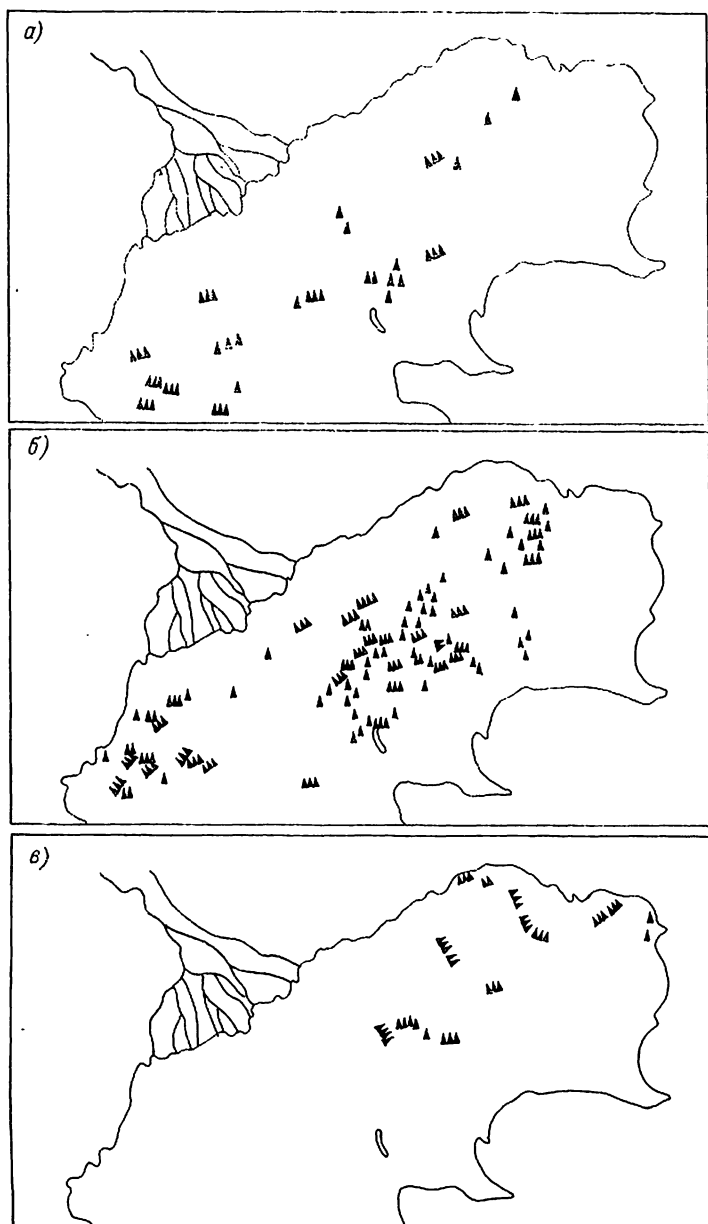


Рис. 8.8. Расположение гряд торосов в Северном Каспии в суровые (а), умеренные (б) и мягкие (в) зимы, по [67].

На настоящем этапе исследований ни данные ледовой авиаразведки (освещающие далеко не всю акваторию моря, покрытую льдом), ни снимки ледяного покрова с ИСЗ (дешифровка которых еще не усовершенствована) не позволили вычислить истинный объем льда с учетом площади распространения торосов и стамух и их вертикальных размеров (возвышения над поверхностью льда и их подледная часть). Поэтому объем льда вычислялся в основном по площади участков льда, однородного по возрастному виду.

В течение зимы площадь ниласового льда в среднем изменяется от 3000 до 150 000 км<sup>2</sup>. При сравнительно позднем ледообразовании (в декабре) нилас может распространяться у побережья на площади до 25 000—40 000 км<sup>2</sup> и несколько более. Площадь серого припая (толщиной до 15 см) в начале и конце ледового сезона не превышает

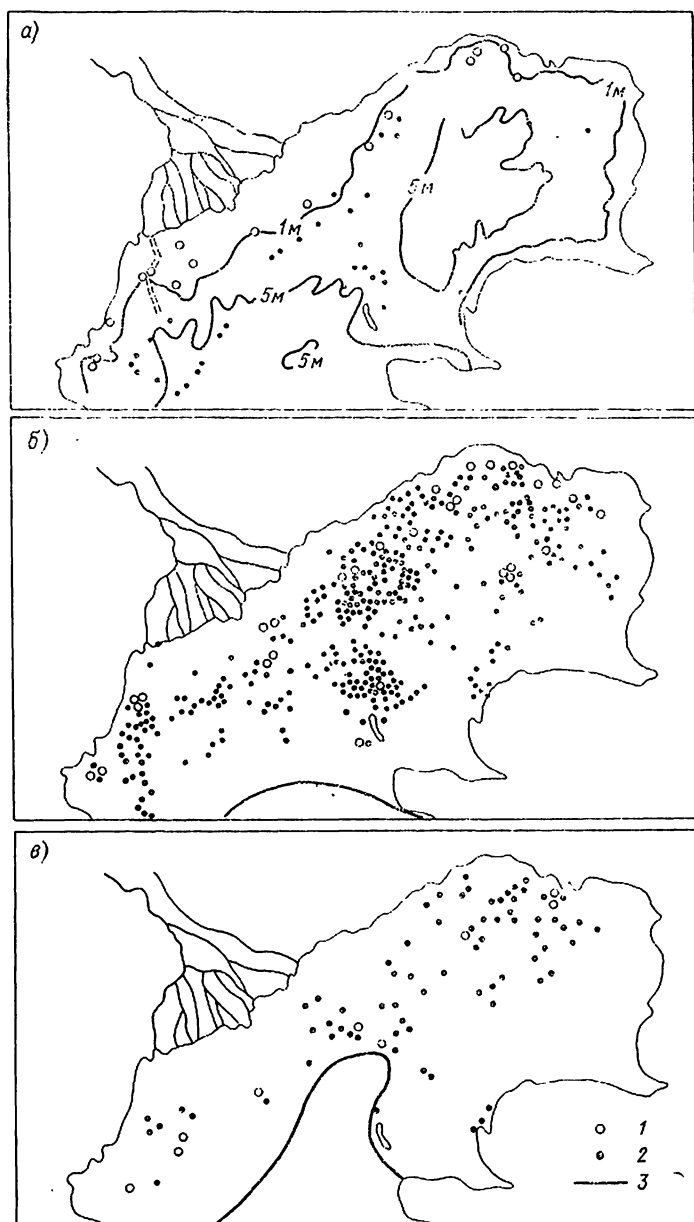


Рис. 8.9. Расположение стамух в Северном Каспии в суровые (а), умеренные (б) и мягкие (в) зимы, по [68].  
1, 2 — стамухи осеннего и зимнего происхождения соответственно; 3 — максимальное положение грядки льда.

5000—7000 км<sup>2</sup>. Наибольшие горизонтальные размеры серого припая бывают в первой половине февраля. Припай толщиной 15—30 см (серо-белый лед) устанавливается обычно в начале декабря. В начале января он получает максимальное распространение по площади, превышающей 34 000 км<sup>2</sup>. В последующем площадь серо-белого льда уменьшается не только при взломах, но и в результате качественного перехода его в белый лед. Средние значения площади белого льда тол-

Площадь припая различных возрастных видов (км<sup>2</sup>) в Северном Каспии (1960—1985 гг.)

Характеристика	XI			XII			I			II			III			IV
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1
<b>Нилас</b>																
Средн.	4 890	10 006	2 932	6 328	15 593	6 805	3 583	нс	6 020	9 120	—	—	8 463	—	—	—
Макс.	7 630	20 020	5 150	25 110	26 800	41 520	5 240	11 080	13 600	10 365	5 720	22 830	11 440	7 150	17 840	—
Год	1963	1963	1961	1964	1968	1967	1964	1975	1984	1976	1976	1967	1983	1970	1963	—
<b>Серый лед</b>																
Средн.	—	5 540	19 466	7 143	15 325	11 646	21 351	15 380	10 441	7 735	9 466	6 831	7 350	6 337	—	—
Макс.	—	7 500	41 038	11 440	30 800	27 190	62 150	61 400	41 520	30 030	18 590	14 640	12 140	6 420	2 500	—
Год	—	1975	1960	1969	1969	1962	1972	1975	1968	1966	1976	1961	1972	1981	1970	—
<b>Серо-белый лед</b>																
Средн.	—	—	—	20 091	5 540	34 182	37 262	23 695	22 129	20 532	16 015	15 356	12 080	9 405	1 054	—
Макс.	—	—	—	29 390	6 080	65 000	68 510	59 700	60 970	69 600	71 500	52 200	25 720	24 320	17 120	13 900
Год	—	—	—	1970	1966	1962	1977	1965	1961	1978	1984	1975	1964	1975	1963	1964
<b>Белый лед</b>																
Средн.	—	—	—	—	—	11 767	46 281	45 551	52 786	55 872	51 675	44 591	43 216	37 094	35 760	21 000
Макс.	—	—	—	—	—	14 850	67 200	75 150	86 750	80 060	85 600	75 780	78 600	75 780	84 320	28 400
Год	—	—	—	—	—	1960	1969	1969	1972	1972	1969	1972	1972	1969	1969	1964

щиной более 30 см увеличиваются с первой декады декабря (11 767 км<sup>2</sup>) до первой декады февраля (55 872 км<sup>2</sup>), а затем последовательно уменьшаются к началу апреля (табл. 8.17).

Объемы припая и плавучего льда различных возрастных видов вычислены по значениям их площадей с учетом диапазона изменения толщины данного вида льда и особенностей зимы. При оценке объема белого льда использована его максимальная за зиму толщина, наблюдаемая на ГМС.

В начале ледообразования (в ноябре) объем льда ( $V_i$ ) невелик: менее 2 км<sup>3</sup>. Его последовательное увеличение, соответствующее росту толщины льда и площади распространения, происходит с середины ноября до середины февраля. Затем начинается последовательное его уменьшение до середины апреля (табл. 8.18). Кривая многолетнего изменения объема льда в течение зимы фактически симметрична относительно своего максимума в середине февраля.

В экстремально ледовитые зимы увеличивается крутизна кривых роста и понижения (падения) объема льда, что свидетельствует о большей интенсивности процессов формирования и разрушения ледяного покрова по сравнению с зимами со средней и максимальной ледовитостью. Так, в холодную зиму 1966-67 г. интенсивность приращения объема льда от минимума в начале ноября до максимума в феврале составила 6,48 км<sup>3</sup> за декаду. В экстремально холодные зимы приращение объема льда достигло 8,90 км<sup>3</sup>/дек в 1968-69 г. и 6,79 км<sup>3</sup>/дек в 1971-72 г. Период роста объема льда длился 7—10 декад (2—3 мес).

Интенсивность уменьшения объема льда в период его ослабления и разрушения значительно превышает скорость его роста. Уменьшение объема льда за декаду весной 1967, 1969 и 1972 гг. составило соответственно 10,7; 9,2 и 16,7 км<sup>3</sup>. Период уменьшения объема льда (от 4 до 6 дек)

короче периода его роста. В экстремально теплые и малоледовитые зимы (1980-81, 1982-83 гг.) отмеченная закономерность изменения объема льда в течение зимы прослеживается не всегда.

Доля припая в общем объеме льда значительна. В отдельные исключительно холодные зимы (1968-69, 1966-67, 1970-71 гг. и др.) объем припая может составлять 94—98 % общего объема льда. В относительно теплые зимы при неустойчивом ледяном покрове доля припая в общем объеме льда уменьшается до 50—70 %.

Связь общей ледовитости моря (выраженной через общий объем льда) с показателями терми-

Таблица 8.18

Многолетние характеристики объема льда ( $V_i$  км<sup>3</sup>) в открытых районах Северного Каспия за 1960—1985 гг.

Месяц	Декада	Общий объем льда $V_i$ общ			Объем припая $V_i$ прп			Отношение $V_i$ общ/ $V_i$ прп
		средн.	макс.	год	средн.	макс.	год	
Октябрь	3	—	1,43	1965	—	0,85	1976	—
Ноябрь	1	0,32	0,57	1963	0,32	0,57	1964	1,00
	2	1,07	2,18	1975	0,72	0,94	1975	0,67
Декабрь	3	1,72	5,18	1960	1,33	5,13	1960	0,77
	1	2,48	7,92	1970	2,24	3,83	1960	0,90
	2	4,00	5,78	1963	2,72	4,92	1968	0,68
Январь	3	9,01	14,97	1962	7,52	16,85	1966	0,84
	1	11,17	31,21	1969	10,72	31,64	1969	0,96
	2	19,17	38,92	1969	16,39	37,82	1969	0,88
Февраль	3	21,88	47,84	1969	29,61	46,82	1969	0,94
	1	24,66	49,22	1972	23,16	38,44	1969	0,94
	2	29,52	63,82	1969	27,56	61,33	1969	0,93
Март	3	25,38	56,83	1972	22,78	56,83	1972	0,90
	1	24,48	61,85	1972	21,76	58,59	1972	0,89
	2	18,76	58,046	1969	16,11	53,06	1969	0,86
Апрель	3	13,81	48,21	1972	10,07	43,56	1972	0,73
	1	8,08	23,31	1972	6,72	20,17	1964	0,74
	2	3,04	8,84	1969	—	—	—	—



ческих условий воздушных масс рассмотрена для ледового сезона в целом. Зависимость максимального за зиму общего объема льда от коэффициента аномальности зимы — обратная. Чем выше значения положительных аномалий температуры воздуха в зимний сезон (январь—март), тем меньше объем льда.

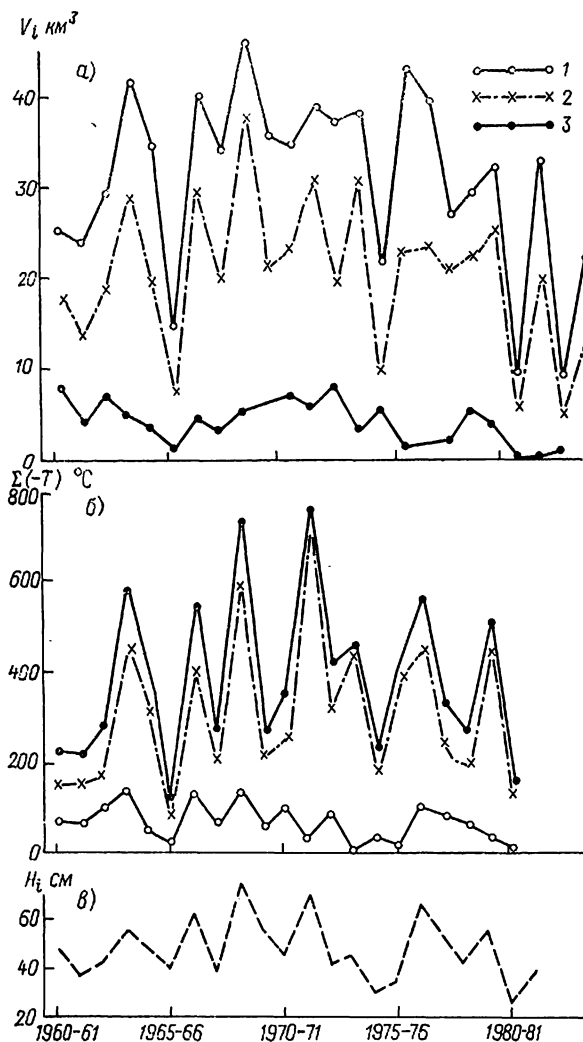


Рис. 8.10. Многолетняя изменчивость максимальных объемов льда (а), суммы градусо-дней мороза (б) и толщины льда (в).

Максимумы: 1 — за октябрь — март; 2 — за октябрь — декабрь; 3 — за январь — март.

При гидрометеорологических условиях, благоприятных для интенсивного развития ледовых процессов [низкие отрицательные значения температуры воздуха, высокие показатели  $A_T/\sigma_t$  и  $\Sigma(-T)$ ], объем льда уже к концу предзимья достигает 12—15 км<sup>3</sup> и более. В таких случаях максимальный за зиму объем льда оказывается на 5—10 км<sup>3</sup> больше значений, свойственных данному коэффициенту аномальности  $A_T/\sigma_t$ . Так, общий объем льда к концу предзимья составил 12,17 км<sup>3</sup> в 1969 г. и 17,47 км<sup>3</sup> в 1966 г. При последующих устойчивых морозах быстрое развитие ледяного покрова привело к резкому увеличению объема льда. В результате максимальные за зиму значения  $V_i$  достигли 35,87 км<sup>3</sup> в 1969-70 г. и 54,90 км<sup>3</sup> в 1966-67 г.

Противоположная картина наблюдается при переходе от экстремально и аномально теплых сезонов предзимья к нормальным и суровым синоптическим зимним сезонам. В этих случаях ледяной покров, не получивший достаточного развития в первой половине холодного полугодия (октябрь—декабрь), при последующих резких похолоданиях (январь—март) не успевает достичь объема, свойственного таким морозам в нормальные зимы. К примеру, в конце аномально теплых предзимий 1974, 1977 и 1979 гг. общий объем льда не превышал 5 км<sup>3</sup>, к концу последующих холодных сезонов он был не более 15—25 км<sup>3</sup>. Не получает достаточного развития ледяной покров (по объему) и при сохранении небольших отрицательных аномалий от предзимья к зиме. Так было в ледовый сезон 1975-76 г.

Важными показателями изменчивости ледовых условий моря являются многолетние вариации числовых показателей ледовых явлений, отраженных на совмещенном графике многолетней изменчивости различных показателей ледовитости и суровости зим (рис. 8.10).

Результаты анализа многолетней изменчивости общей площади льда (максимальной за зиму и осредненной по периодам октябрь—декабрь, январь—апрель) показали, что тенденция увеличения или уменьшения от года к году площади льда в первой и второй половине ледового сезона не всегда одинакова. Почти каждую четвертую зиму ( $P = 23\%$ ) тенденция увеличения или уменьшения  $S_i$  между смежными зимами в первой половине ледового сезона меняется на обратную во второй его половине. Так, площадь льда в предзимье 1951 г. (37 000 км<sup>2</sup>) была больше, чем в 1950 г. (около 25 300 км<sup>2</sup>). Различие площадей во второй половине зимы оказалось незначительным. Общая площадь льда в октябре—декабре 1952 г. на 20 000 км<sup>2</sup> превысила таковую в 1953 г.

Также в «противофазах» находилась тенденция изменения  $S_i$  первого (октябрь—декабрь) и второго (январь—март) периодов ледового сезона от зимы 1954-55 к зиме 1955-56 г., от 1955-56 к 1956-57 г., от 1969-70 к 1970-71 г. Особенно резко выраженное несоответствие тенденций изменения значений  $S_i$  было отмечено от зимы 1972-73 к зиме 1973-74 г. Зимой 1971-72 г. площадь льда от предзимья к зиме увеличилась на 24 000 км<sup>2</sup>, а зимой 1973-74 г. было зафиксировано уменьшение площади льда от предзимья к зиме на 2000 км<sup>2</sup>.

По многолетнему ряду максимальной площади припая выделяется 2—3-летняя периодичность. Интервал между экстремально холодными зимами (1941-42, 1953-54 и 1966-67 гг.), отличающимися большой ледовитостью, составлял 12 и 13 лет. С зимы 1963-64 г. установилась 2—3-летняя периодичность зим с высокой ледовитостью.

Экстремально большая ледовитость, когда максимальная площадь льда превысила 90 000 км<sup>2</sup>, наблюдалась зимой 1950-51, 1953-54 (абсолютный экстремум), 1963-64, 1968-69, 1971-72, 1976-77 гг. Экстремально малая ледовитость, при которой максимальная площадь льда не превышала 75 000 км<sup>2</sup>, отмечалась зимой 1954-55, 1957-58, 1960-61, 1961-62, 1974-75, 1980-81 и 1982-83 гг.

В многолетнем ходе ледовитости моря, представленной общим объемом льда (см. рис. 8.10),

также обнаруживается явно выраженная 2—3-летняя периодичность. Экстремально большая ледовитость (объем льда более 40 км<sup>3</sup>) повторяется в основном через 5—7 лет (зимой 1963-64, 1968-69, 1975-76 гг.). Экстремально малая ледовитость (общий объем льда около 20 км<sup>3</sup> или меньше) отмечена в сезон 1965-66, 1974-75, 1980-81 и 1982-83 гг., периодичность ее от 2 до 6—9 лет. При сопоставлении изменчивости от года к году объема льда (осредненного по сезонам) с его толщиной обнаруживается почти полная идентичность хода кривых (рис. 8.10).

Для районов моря с неустойчивым ледяным покровом (северная часть моря к югу от 45° с. ш. и Средний Каспий) аномальность ледовых условий целесообразно выражать произведением двух модулей ( $M_3 = M_1 M_2$ ) — относительной продолжительностью ледового периода  $M_1 = \text{лп.}/\text{лп.}_{\text{ср}}$  и числа дней со льдом (ч. д. с. л.)  $M_2 = (\text{ч. д. с. л.})/(\text{ч. д. с. л.})_{\text{ср}}$ .

На акватории Северного Каспия, где лед образуется практически ежегодно ( $P = 80 \dots 95 \%$ ), модульное произведение, не превышающее 3 ( $M_3 \leq 3,0$ ), соответствует зимам, в течение которых и продолжительность ледового периода, и число дней со льдом значительно больше нормы. Наиболее устойчивые ледовые процессы у обоих побережий отмечены в экстремально ледовитые зимы 1941-42, 1953-54, 1959-60 гг. В зимы 1944-45, 1948-49 и 1966-67 гг. ледовая обстановка у восточного побережья была тяжелее, чем у западного. Это явилось следствием затора холодного континентального воздуха из среднеазиатских районов в результате распространения на Каспий гребня сибирского максимума. В такие зимы очаги отрицательных аномалий температуры воздуха стационарируют у восточного побережья, где ледовая обстановка в бухтах и заливах вплоть до Красноводска оказывается очень тяжелой. Длительное время сохранялся ледяной покров у восточного побережья (до Красноводска) и отсутствовал на западе в зимы 1934-35, 1944-45, 1950-51, 1964-65 и 1979-80 гг. Более длительным по сравнению с западным был ледовый период у восточного побережья в 1972-73 и 1976-77 гг. Трансформация воздушных масс над морем приводит к установлению вдоль западного побережья более высоких температур воздуха и относительно легких ледовых условий (сказывается тепляющее влияние моря).

В годы активизации арктического максимума, наоборот, у восточного побережья создаются более благоприятные ледовые условия, в то время как в западных районах моря, помимо образования устойчивого местного льда, происходит вынос больших масс тяжелого льда из Северного Каспия в Средний (зимы 1953-54, 1959-60, 1963-64, 1968-69, 1971-72 гг.). Это приводит к резкому увеличению ледовитости и длительному сохранению тяжелого льда у западного побережья Среднего Каспия.

Вынос тяжелого плавучего льда из Северного Каспия в Средний и распространение его вдоль западного побережья до Дербента (а в отдельные зимы — до Апшерона) осуществляется только в экстремально и аномально холодные зимы, когда в Северном Каспии устанавливаются устойчивые ветры северо-восточной четверти. При усилении их до 5—6 баллов и продолжительном сохранении

направления происходит взлом припая к юго-западу от Уральской бороздины (и в самой бороздине) и дрейф мощного плавучего льда на запад к району Жемчужных банок и о. Тюленьему. Здесь под напором поступающих новых порций плавучего льда и под действием стокового течения дрейфующий лед поворачивает сначала на юго-запад, затем на юг к о. Чечень. Плавучий лед, попав в западную часть циклонической циркуляции, под действием господствующих здесь ветров северо-западной четверти перемещается вдоль западного побережья Среднего Каспия на юг.

Наиболее мощный вынос и дрейф льда отмечен в экстремально холодную зиму 1953-54 гг. Вынос льда начался в конце января и продолжался до конца марта. В результате в конце февраля площадь льда у побережья достигла 14 000 км<sup>2</sup>, а объем вынесенного льда составил 6,3 км<sup>3</sup>.

В 1959-60 г. плавучий лед распространился лишь до устья р. Сулака. В феврале 1964 г. площадь вынесенного льда составила 5613 км<sup>2</sup>, а соответствующий ей объем — около 3 км<sup>3</sup>.

В зиму 1968-69 г. повторился вынос тяжелого льда из Северного Каспия вдоль западного побережья средней части моря. В конце января площадь распространения плавучего льда составила 7730 км<sup>2</sup>, а объем льда — около 2 км<sup>3</sup>; лед сохранялся до середины марта.

Примерно такой же интенсивности был вынос к югу тяжелого льда Северного Каспия с начала февраля до начала марта 1972 г. Площадь вынесенного льда достигла 6570 км<sup>2</sup>, а объем — 2,2 км<sup>3</sup>.

В годы выноса значения основных показателей аномальности ледовых условий в Среднем Каспии — модульного произведения  $M_3 = M_1 M_2$  — превышают 5—7 усл. ед. Определенной периодичности в установлении экстремально большой или малой ледовитости и безледных зим у западного побережья не обнаруживается.

Благоприятные в ледовом отношении зимы у западного побережья Среднего Каспия сохранялись с 1932-33 по 1938-39 г. (в течение шести лет подряд), более коротким был безледный период с 1950-51 по 1952-53 г. У восточного побережья Среднего Каспия отсутствие льда зимой в южных его районах отмечалось с 1935-36 по 1941-42, с 1960-61 по 1962-63 и с 1965-66 по 1968-69 гг.

В соответствии с типизацией аномальности термических условий холодного полугодия на Каспии найдены границы девяти типовых сезонов для оценки ледовитости моря по общей площади льда ( $S_{\text{общ}}$ ), площади припая ( $S_{\text{прип}}$ ) и по объему льда ( $V_i$ ):

- экстремально большая или малая ледовитость (ЭБЛ, ЭМЛ);
- аномально большая и малая ледовитость (АБЛ, АМЛ);
- большая и малая ледовитость (БЛ, МЛ);
- относительно большая и малая ледовитость (ОБЛ, ОМЛ);
- средняя ледовитость (СрЛ).

Критерии типовых сезонов для общепринятой и детальной типизации приведены в табл. 8.19.

При экстремально и аномально большой ледовитости общая площадь льда превышает 90 000 км<sup>2</sup>, площадь припая — 5000 км<sup>2</sup>, объем льда — 40—50 км<sup>3</sup>, толщина льда составляет от 60 до 75 см,

## Критерии типизации зим по параметрам ледовитости

№ пп	Ледовитости	Общепринятая типизация	Детальная типизация
<b>По объему льда <math>V_i</math> км<sup>3</sup></b>			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	55,69—63,82
2	Аномально большая (АБЛ)	50,99—63,82	49,55—56,68
3	Большая (БЛ)	38,15—50,98	42,41—49,54
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	35,27—42,40
5	Средняя (СрЛ)	27,08—38,14	29,16—35,26
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	24,00—29,15
7	Малая (МЛ)	17,80—27,07	18,84—23,99
8	Аномально малая (АМЛ)	8,52—17,79	13,68—18,83
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	8,52—13,67
<b>По общей площади льда <math>S_{\text{общ}}</math> км<sup>2</sup></b>			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	95 965—99 838
2	Аномально большая (АБЛ)	92 865—99 838	92 091—95 964
3	Большая (БЛ)	85 891—92 864	88 217—92 090
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	84 334—88 216
5	Средняя (СрЛ)	79 388—85 890	80 620—84 333
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	77 050—80 619
7	Малая (МЛ)	72 964—79 387	73 480—77 049
8	Аномально малая (АМЛ)	66 340—72 963	69 911—73 479
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	66 340—69 910
<b>По площади припая <math>S_{\text{прип}}</math> км<sup>2</sup></b>			
1	Экстремально большая (ЭБЛ)	—	88 225—92 980
2	Аномально большая (АБЛ)	86 419—92 980	83 469—88 224
3	Большая (БЛ)	75 837—86 418	78 713—83 468
4	Относительно большая (ОБЛ)	—	73 957—78 712
5	Средняя (СрЛ)	61 830—75 836	66 162—73 956
6	Относительно малая (ОМЛ)	—	55 334—66 161
7	Малая (МЛ)	42 348—61 829	44 506—55 333
8	Аномально малая (АМЛ)	22 850—42 339	33 678—44 505
9	Экстремально малая (ЭМЛ)	—	22 850—33 677

Таблица 8.20

## Параметры ледовитости и суровости в экстремальные и аномальные зимы на Северном Каспии

Зима	Максимальные за зиму показатели ледовитости				Показатели аномальности полей температуры			
	Площадь $S_i$ км <sup>2</sup>			$H_i$ см	Общий объем льда $V_i$ км <sup>3</sup>	$A_T/\sigma_t$		$\Sigma (-T)_{\text{С}}$ по району в целом
	припая	плаву-чего льда	общая			X—III	максимум (сезон)	

## Зимы с экстремально и аномально большой ледовитостью

1953-54	87 780	23 580	103 573	70	нс	-2,26	-2,40 (I—III)	-1 054
1968-69	88 820	52 150	99 838	70	63,82	-0,94	-2,01 (I—IV)	-752
1966-67	92 980	25 110	98 650	70	54,90	-0,28	-0,36 (X—XII)	-560
1950-51	60 900	30 300	97 050	60	нс	-0,42	-0,62 (I—IV)	-663
1963-64	89 960	30 590	98 660	60	43,86	-0,21	-0,55 (I—III)	-597
1976-77	76 490	34 700	91 500	60	40,31	-0,41	-1,71 (X—XII)	-492
1971-72	89 960	51 710	91 140	75	61,85	-0,18	-1,91 (I—III)	-799

## Зимы с экстремально и аномально малой ледовитостью

1965-66	76 770	27 200	74 380	50	13,96	1,31	1,76 (I—III)	-97
1982-83	34 320	42 670	73 700	30	9,27	—	—	-170
1974-75	63 220	45 100	72 360	30	15,04	1,42	2,09 (X—XII)	-225
1954-55	72 100	92 270	72 100	35	нс	1,26	1,40 (X—XII)	-213
1960-61	64 458	25 610	70 580	50	25,12	0,81	1,13 (I—III)	-221
1980-81	22 850	47 060	69 920	30	8,52	—	—	-154
1961-62	60 141	19 955	69 790	40	20,14	0,87	1,34 (I—III)	-224
1957-58	66 336	11 318	66 340	30	нс	0,78	1,32 (I—III)	-229

Повторяемость ( $P$  %) однородных типов ледовитости зим на Северном Каспии при детальной ( $T_d$ ) и общепринятой ( $T_o$ ) типизации

Ледовитость	Общая площадь льда				Площадь припая		Общий объем льда	
	1950—1984 гг.		1960—1984 гг.		1960—1984 гг.		1960—1984 гг.	
	$T_d$	$T_o$	$T_d$	$T_o$	$T_d$	$T_o$	$T_d$	$T_o$
Экстремально большая	8,8	—	8,3	—	16,7	—	8,3	—
Аномально большая	2,9	11,8	4,3	12,5	0,0	16,7	4,2	12,5
Большая	11,8	14,7	16,6	33,4	12,5	25,0	4,2	12,5
Относительно большая	8,8	—	16,6	—	20,8	—	16,7	—
Средняя	14,7	29,4	12,5	12,5	24,9	45,8	25,0	37,5
Относительно малая	11,8	—	12,5	—	16,7	—	12,5	20,8
Малая	17,7	23,5	12,5	20,8	0,0	4,2	12,5	—
Аномально малая	14,7	20,6	12,5	20,8	4,2	8,3	8,3	16,7
Экстремально малая	8,8	—	4,2	—	4,2	—	8,3	—
Выше средней	32,3	26,5	45,8	45,9	50,0	41,7	33,4	25,0
Ниже средней	53,0	44,1	41,7	41,6	25,1	12,5	41,6	37,5

осредненная для Северного Каспия сумма градусо-дней мороза — от  $-500$  до  $-1000$  °С и более. В зимы с аномально малой ледовитостью параметры ее в 2—2,5 раза меньше приведенных значений (табл. 8.20).

Асимметричность исходных рядов значений площади и объема льда ( $S_i$ ,  $V_i$ ) привела к неравномерности распределения частот появления ( $P$  %) типовых сезонов (табл. 8.21). В результате нарушилось соответствие между частотами типов большой и малой аномальности ледовых сезонов по значениям объема льда и площади припая. Вероятность ( $\sum P$  %) значений объема льда, превышающих норму, при детальной и общей типизации составляла соответственно 25,0 и 33,4 %. Повторяемость малоледовитых зим (по значениям объема льда) составляет 37,5—41,6 %. В Северном Каспии по интенсивности распространения припая различной толщины высоколедовитые зимы ( $S_{\text{прип}}$  более нормы) преобладают (41,7—50,0 %) над малоледовитыми ( $S_{\text{прип}} < 12,5 \dots 25,1$  %). По общей площади распространения ледяного покрова ( $S_{\text{общ}}$ ) явно выраженной закономерности распределения частот не обнаруживается (табл. 8.21).

Представляет определенный интерес оценка ледовых условий у побережья моря по продолжительности ледового периода (ЛП), числа дней со льдом и с припаем в нормальные (средние по ледовитости) и экстремальные зимы (табл. 8.22).

В средние по суровости зимы ледяной покров в Северном Каспии сохраняется 3—4 мес. В аномально холодные зимы (1927-28, 1953-54, 1968-69 гг.) ледовый сезон увеличивается до 4—6 мес, в аномально теплые ледяной покров на большей акватории Северного Каспия сохраняется менее 2—3 мес.

Исключение составляет мелководный прибрежный район Жилой Косы, где ледовый период длится от 135 до 178 дней (табл. 8.22).

У побережья Среднего Каспия в умеренные зимы местный лед наблюдается около месяца. В аномально холодные и ледовитые зимы (1950-51, 1953-54, 1968-69 гг.) он сохраняется 2—3 мес и более (Махачкала — 143 дня, Александр-Бай — 144 дня в зиму 1953-54 г.). В теплые зимы лишь у побережья зал. Александр-Бай ледовый период

длится не более месяца. На остальных участках побережья Среднего Каспия в теплые зимы лед не образуется.

Число дней со льдом несколько меньше продолжительности ледового периода при любом типе ледового сезона. Число дней с припаем в Северном Каспии не превышает 3—5 мес, к югу оно последовательно уменьшается. В экстремально холодные зимы (1927-28, 1941-42, 1953-54, 1968-69 гг.) припай может сохраняться до 4—5 мес. В аномально теплые зимы припай наблюдается не более 2—4 мес лишь на мелководных акваториях Северного Каспия.

Использование рядов основных режимобразующих факторов, обуславливающих ледовитость моря ( $S_i$ ,  $V_i$ ), позволило по методике [29] выделить наиболее эффективные и достаточно надежные параметры. Тепловое состояние воздушных масс, таким образом, было выражено:

— осредненной по 4 ГМС (Астрахань, Гурьев, Остров Тюлений, Форт-Шевченко) суммой градусо-дней мороза за предзимье  $\sum_{X}^{XII} (-T)$ , зиму  $\sum_{I}^{III} (-T)$  и холодное полугодие в целом  $\sum_{X}^{III} (-T)$ ;

— показателями аномальности  $A_T/\sigma_t$  за те же периоды осреднения (октябрь—декабрь, январь—март, октябрь—март) по четырем физико-географическим районам — северо-западному (СЗ), северо-восточному (СВ), по западному и восточному побережьям средней части моря (СрЗ, СрВ);

— интенсивностью переноса воздушных масс, представленной проекциями суммарных результирующих векторов ветра на меридиан ( $v_{ам}$ ) и параллель ( $v_{ап}$ ) по 3 ГМС (Астрахань, Форт-Шевченко и Махачкала).

#### 8.4.4. Динамика ледяного покрова

Динамические деформации ледяного покрова являются следствием нарушения целостности неподвижного льда — взлома припая (на разных стадиях его развития) и последующего перераспределения плавучего льда под действием ветра, течений, волнения и изменений уровня. Доминирующим фактором, обуславливающим динамические

Многолетние характеристики продолжительности ледовых явлений (по прибрежным ГМС)

Станция	Продолжительность ледового периода, сут					Число дней со льдом					Число дней с припаем					г. зим
	средн.	макс.		мин.		средн.	макс.		мин.		средн.	макс.		мин.		
		значение	зима	значение	зима		значение	зима	значение	зима		значение	зима	значение	зима	
<b>Северо-западная часть моря</b>																
Остров Укатный (Жесткий)	126	169	1953-54	95	1951-52	121	168	1953-54	95	1951-52	112	151	1953-54	80	1950-51	14
Белинский маяк	104	161	1953-54	63	1969-70	102	156	1953-54	24	1955-66	90	142	1953-54	0	1965-66	37
Карайский маяк	108	117	1955-56	68	1961-62	93	115	1958-59	61	1974-75	72	109	1958-59	0	1974-75	11
Искусственный остров	119	154	1979-80	72	1980-81	99	140	1972-73	71	1980-81	63	98	1968-69	0	1954-55	23
Каспийск (Лагань)	97	138	1941-42	47	1980-81	89	138	1941-42	27	1980-81	82	130	1941-42	12	1980-81	17
Остров Чистой Банки	125	168	1953-54	75	1940-41	104	151	1953-54	71	1940-41	86	143	1953-54	31	1954-55	12
Остров Тюлений	98	149	1957-58	51	1980-81	62	128	1953-54	10	1947-48	36	107	1953-54	3	1947-48	39
Брянская Коса	107	138	1942-43	66	1951-52	81	125	1941-42	20	1947-48	61	116	1953-54	6	1947-48	19
<b>Северо-восточная часть моря</b>																
Жилая Коса	155	178	1927-28	135	1914-15	150	164	1927-28	133	1914-15	141	156	1927-28	132	1926-27	11
Большой Пешной (Зюйдвестовая Шалыга)	139	202	1965-66	96	1864-65	125	178	1965-66	87	1980-81	111	150	1959-60	0	1969-70	38
Остров Кулалы, бухта	110	161	1953-54	70	1940-41	102	143	1953-54	41	1947-48	91	143	1953-54	33	1947-48	11
Остров Кулалы, море	94	151	1953-54	39	1961-62	67	132	1953-54	13	1980-81	34	132	1953-54	0	1980-81	37
Сарыташ	109	148	1953-54	76	1955-56	102	128	1953-54	66	1955-56	101	128	1953-54	66	1955-56	8
Форт-Шевченко, бухта	72	120	1953-54	0	1965-66	60	118	1959-60	0	1965-66	44	113	1927-28	0	5 зим	58
Форт-Шевченко, море	44	109	1927-28	0	8 зим	20	66	1951-52	0	8 зим	5	40	1950-51	0	33 зимы	58
<b>Западное побережье Среднего Каспия</b>																
Махачкала, бухта	33	143	1953-54	0	17 зим	20	124	1953-54	0	17 зим	1	19	1942-33	0	36 зим	58
Махачкала, море	29	118	1953-54	0	20 зим	17	112	1953-54	0	20 зим	3	30	1949-50	0	37 зим	58
Изберг	19	99	1953-54	0	17 зим	15	88	1968-69	0	17 зим	1-2	22	1968-69	0	29 зим	32
Дербент	20	82	1968-69	0	36 зим	14	74	1968-69	0	36 зим	4	26	1941-42	0	50 зим	58
Низовая Пристань (Кизил-Бурун, Сиазань)	30	73	1953-54	0	32 зимы	21	73	1953-54	0	32 зимы	18	71	1953-54	0	40 зим	46
<b>Восточное побережье Среднего и Южного Каспия</b>																
Актау (Шевченко)	34	63	1968-69	6	1967-68	16	41	1968-69	0	1967-68	5	34	1968-69	0	1967-68	14
Александр-Бай	62	144	1953-54	33	1963-64	58	118	1952-53	10	1963-64	39	118	1953-54	3	1963-64	28
Кендерли, бухта	81	138	1950-51	11	1936-37	54	106	1935-36	2	1944-45	46	99	1935-36	нс	нс	30
Кендерли, залив	78	142	1935-36	0	9 зим	42	122	1935-36	0	9 зим	37	122	1955-56	0	11 зим	28
Бекдаш	21	116	1979-80	0	16 зим	10	51	1976-77	0	16 зим	9	51	1976-77	0	16 зим	32
Кара-Богаз-Гол	7	60	1968-69	0	38 зим	4	46	1968-69	0	38 зим	3	46	1968-69	0	40 зим	57
Красноводск	17	103	1953-54	0	21 зима	10	55	1968-69	0	22 зимы	6	47	1968-69	0	30 зим	58
Огурчинский остров	4	95	1950-51	0	27 зим	2	22	1950-51	0	27 зим	2	22	1950-51	0	27 зим	31

деформации ледяного покрова Северного Каспия, является ветер.

Взлом припая и подвижки льда происходят при однонаправленном воздействии ветра и волнения, подъеме уровня и давлении на припай сплоченного плавучего льда. Если сумма всех сил, приложенных к ледяному покрову (припаю), больше разрушающего напряжения, то припай взламывается, если меньше — у кромки припая происходят процессы сжатия и торошения.

Взлом и подвижки льда в открытой части Северного Каспия могут наблюдаться при ветрах разных направлений. Наиболее интенсивный взлом припая и отступление его южной границы к северу отмечается в теплые зимы с большой повторяемостью ветров южной четверти и слабыми морозами. При морозах  $-3 \dots -5^\circ\text{C}$  ослабевают межкристаллические связи во льду, что делает ледяной покров более «податливым» к разрушению. Взлом припая сопровождается последующим сжатием, подвижкой и наслоением льда в одних районах Северного Каспия и разрежением льда — в дру-

гих, т. е. перераспределением льда на акватории моря.

Наиболее частые и интенсивные за последние десятилетия подвижки льда отмечены в теплую зиму 1978-79 г. при ветрах разных направлений (северо-западных, северо-восточных, юго-восточных).

В северо-западной части моря припай взламывается при юго-восточных ветрах силой более 5—6 баллов и резком повышении уровня в случае нагона. В северо-восточной части моря взлому способствуют западные и северо-западные ветры, превышающие 15—20 м/с и обуславливающие интенсивный нагон воды. В районе Уральской бороздины в начале и конце ледового сезона ледяной покров разрушается при штормовых восточных и северо-восточных ветрах. В середине ледового сезона лед Уральской бороздины, окруженный устойчивым припаем, образующимся на прибрежных мелководьях, обладает сравнительно большой динамичностью и «шероховатостью» поверхности. Поэтому взлом смерзшегося льда может происходить

под тангенциальным действием сильных ветров любых направлений.

У западного побережья Среднего Каспия сравнительно неустойчивый припай, образующийся в аномально холодные зимы, взламывается как при сильных северо-западных и западных сгонных ветрах от берега (провисание, изгиб и последующий взлом льда), так и при юго-восточных и восточных ветрах с моря, сопровождаемых повышением уровня и подпором льда.

В бухтах и заливах восточного побережья Среднего Каспия припай разрушается при сильных и штормовых нагонных ветрах (более 5 баллов): в зал. Александр-Бай — при восточных и юго-восточных, в закрытой бух. Кендерли — при северо-западных нагонных ветрах. Взлом припая, сопровождаемый образованием дополнительной массы плавучего льда, обычно связан с процессами перераспределения полей льда — сжатиями и торшениями на одних акваториях, разрежением плавучего льда и образованием пространств чистой воды (полюней) — на других.

Процессы сжатия льда в Северном Каспии, согласно классификации И. С. Песчанского [305], разделяются на:

1) сжатия, происходящие в массах плавучего льда под действием ветра в результате полной или частичной остановки льдин при встрече с препятствиями. Они наблюдаются в случае установления южных и юго-восточных ветров силой 6—8 баллов преимущественно в районах Кулалинской (28 февраля 1938 г.) и Жемчужных банок (19, 23 февраля и 1 марта 1951 г.);

2) сжатия, создающиеся у кромки припая под действием внешних сил. Под влиянием ветра, волнения и повышения уровня у кромки припая наблюдается не только увеличение сплоченности плавучего льда, но и процесс торосообразования.

Основными факторами, порождающими сжатия льда, являются резкие изменения направления и скорости ветра в зоне плавучего льда и в смежных участках, а также ветровое волнение и изменение уровня моря. В качестве косвенного показателя поля ветра на Каспийском море в ледовый сезон обычно [230] используются численные характеристики барического поля, выраженные градиентом давления Гурьев — Махачкала и Астрахань — Форт-Шевченко. В зависимости от характера барических полей в Северном Каспии наблюдается четыре типа сжатий:

1) наиболее частые сжатия, обусловленные большой разностью атмосферного давления между Гурьевым и Махачкалой. При градиентах 10—15 гПа в северной части моря устанавливаются сильные и штормовые ветры восточной четверти (восточные, юго-восточные), вызывающие в северо-западной части моря нагон воды (от 20—30 до 60 см за сутки), сильное волнение на акваториях, свободных ото льда, и зыбь в зоне плавучего льда. В подобных ситуациях самые сильные сжатия наблюдаются в северо-западной части моря;

2) при градиентах давления менее 10—15 гПа или в случае изменения знака градиента юго-восточные ветры ослабевают или сменяются на северо-западные. Последние сопровождаются компенсационным течением, сменой направлений

дрейфа и сжатиями льда при встрече с препятствиями;

3) мощные сжатия, возникающие при прохождении глубоких циклонов через Северный Каспий или низовье Волги. Им предшествует быстрая (за 6—12 ч) смена юго-восточных ветров северо-западными. Большие массы льда, дрейфующие вначале на северо-запад, продолжая перемещение по инерции, встречаются с плавучим льдом в передней и тыловой частях циклона, дрейфующим в разных направлениях. В итоге в зоне плавучего льда наблюдается не только сжатие, но и вращательное движение отдельных льдин.

Чрезвычайно сильные сжатия в центральной части Северного Каспия, носящие катастрофический характер, зафиксированы 31 января и 23 февраля 1951 г., 8—14 февраля 1952 г. Особо опасным оказалось сжатие льда в районе Уральской бороздины 1—2 марта 1952 г. Оно явилось причиной уничтожения всего зверобойного флота (16 моторов) и результатов промысла;

4) менее существенные сжатия, возникающие при прохождении циклонов по более северным траекториям и ослаблении ветра над акваторией Северного Каспия.

Теоретические схемы расчета интенсивности сжатий и районов их возникновения для условий мелководного моря ограниченных размеров (каковым является Северный Каспий) отсутствуют. Результаты расчетов распределения зон сжатий по барическому полю, выполненные для четырех катастрофических сжатий (8—14 февраля 1950 г., 31 января и 23 февраля 1951 г., 1—2 марта 1952 г.), приведены в Атласе льдов Каспийского моря [23].

У западного побережья Среднего Каспия в аномально холодные и ледовитые зимы сжатия в полосе плавучего льда, поступающего из Северного Каспия, наблюдаются практически одновременно от Махачкалы до Низовой Пристани. Они возникают при усилении восточных и юго-восточных ветров до 6—8 баллов и более (8 февраля 1969 г., 28 января 1972 г.).

Локальные сжатия льда часто возникают при встрече с препятствиями. Так, мощные скопления плавучего льда наблюдаются у северного мола порта Махачкала и у каменной гряды на подходах к нефтепромыслам Изберга.

В бухтах и заливах Среднего Каспия резко выраженные сжатия исключительно редки. Здесь в основном преобладает лишь процесс уплотнения плавучего льда при дрейфе его в направлении берега.

Образование стамух и торосов в Северном Каспии происходит в течение всего ледового сезона. В период формирования ледяного покрова и распространения его мористее до глубины 2—3 м при взломах и последующих сжатиях льда формируются торосы, сидящие на мели, — стамухи. По внешнему виду и условиям образования стамухи делятся на:

1) стамухи осеннего происхождения, образующиеся в ноябре—декабре в прибрежной полосе от дельты Волги до зал. Комсомолец из ниласа и сорого льда толщиной 5—15 см. Они достигают высоты 1—3 м и 5—20 м в поперечнике. Сохраняются до взлома припая;



2) стамухи зимнего происхождения, образующиеся в конце января — в феврале из серо-белого и белого льда толщиной до 20—70 см. Они располагаются преимущественно в северо-восточной части моря с глубинами 2—5 м на мелководном Бузачинском пороге, вокруг Уральской бороздины и в районах мелководных банок. В суровые зимы большинство стамух устанавливается в северо-западной части моря (см. рис. 8.9). Размеры стамух в поперечнике 100—300 м (максимум 500 м), высота 10—12 м. По наблюдениям с/с «Егор Сазонов», зимой 1927-28 г. высота стамух достигала 20 м [323—325].

По закономерности образования и пространственному распределению П. И. Бухарицин в [59, 60] выделяет три разновидности стамух:

1) одиночные стамухи, располагающиеся у банок на глубинах до 5—6 м, с подветренной стороны которых образуется «водная тень»;

2) кольцевые стамухи, образующиеся вокруг отмелей. В центре их, подобно кратеру, отсутствует плавучий лед;

3) барьер—цепочка стамух, создающаяся в результате соединения одиночных стамух зимнего происхождения. Ширина ее достигает нескольких десятков метров, длина — до километра и более.

В умеренные зимы стамухи в большом количестве располагаются по всей акватории Северного Каспия. В мягкие зимы стамухи преобладают в северо-восточной части моря и на отдельных отмелях и банках северо-западного района моря (см. рис. 8.9).

В период развития ледяного покрова и распространения припая по площади в прикромочной его зоне (области контакта припая с плавучим льдом) под действием ветра и подъема уровня происходит образование на припаях одиночных нагромождений или гряд торосов высотой до 2 м и более. Они располагаются перпендикулярно господствующему направлению ветра. По мере смещения границы припая параллельно ей возникают новые гряды торосов. Создается пояс торосов. Пояса торосов ярко выражены в умеренные зимы и значительно слабее — в суровые. Последнее объясняется преобладанием в суровые зимы ветров северной четверти, не благоприятствующих торосообразованию в прикромочной зоне.

По морфологическим признакам в Северном Каспии выделяется четыре вида торосов [60, 63, 143]:

1) торосы надвигания, образующиеся в первой половине зимы при взломе и последующем наслоении молодого льда толщиной 5—10 см, а в середине зимы — в процессе неоднократного наслоения и подсовообразования серо-белого и белого льда. Они имеют сглаженную куполообразную поверхность и резко выраженную слоистую вертикальную структуру [143]. Общая мощность торосов надвигания около 1,5—2,0 м;

2) торосы раздробления, образующиеся близ отмелей и банок в результате механического дробления при сжатиях ледяных полей и крупнобитого льда. Высота торосов раздробления увеличивается от середины к концу зимы с 2—3 до 6 м. Преобладают в северо-западной части моря;

3) торосы взлома, в большинстве создающиеся на акватории вследствие сжатий и разлома ледя-

ных полей. Высота торосов достигает 3—5 м над поверхностью ровного льда;

4) гряды торосов протяженностью до нескольких миль, шириной от 5 до 50 м и высотой около 5—6 м. В процессе перераспределения плавучего льда и выхода молодых торосов в районы банок и отмелей (с последующей посадкой на грунт) создаются стамухи высотой 3—5 м над поверхностью льда.

Расположение единичных и гряд торосов в типовые зимы представлено по данным П. И. Бухарицина [59, 60] на рис. 8.8.

Наибольшая за ледовый сезон торосистость льда ( $T$  балл) в открытых районах Северного Каспия ( $T_{СК}$ ) и в районе зверобойной промысла ( $T_{зв. пр}$ ), согласно [59, 60], может быть ориентировочно оценена по значению осредненного по семи ГМС среднегодового уровня ( $\bar{H}_w$  см) и среднегодовой скорости ветра ( $v_a$  м/с) по этим же ГМС. Типовое уравнение расчета торосистости имеет вид

$$T = -a\bar{H}_w + b\bar{v}_a + c. \quad (8.30)$$

Оценку толщины напластованного льда ( $H_{сл}$ ) в конце ледового сезона можно сделать по толщине льда естественного нарастания ( $H_t$ ) и повторяемости ветра скоростью более 8 м/с ( $P\%$ ) за период с момента установления устойчивого льда до дня расчета в соответствии с рекомендованным в [60, 61] уравнением

$$H_{сл} = -0,7P + 6,2H_t - 21. \quad (8.31)$$

Здесь  $H_t$  — толщина льда естественного термического нарастания, вычисляемая по формуле  $H_t = 2\sqrt{\sum(-T)}$ , полученной Ф. И. Валлером для центральной части Северного Каспия [63, 64]. Значения коэффициентов для уравнения (8.30) —  $r = 0,64 \dots 0,75$  и для уравнения (8.31) —  $r = 0,96$ .

Наряду с указанными процессами взлома припая, подвижек, сжатий и торошения льда в динамике плавучего льда, в его перераспределении на смежных участках происходят противоположные процессы — разрежение льда, образование разводий среди плавучего льда, заприпайных и прибрежных полыней.

Динамические процессы во льдах на мелководьях оказывают воздействие на морское дно, создавая следы выпахивания. Они имеют вид длинных борозд протяженностью до нескольких километров, вытянутых в основном по направлению господствующих ветров. Ширина борозд до 50—100 м и более. Высота валов значительная, в отдельных случаях они выходят на поверхность в виде «ложных островов» [229].

Разводья среди плавучего льда наблюдаются в теплые зимы в районах с глубинами, превышающими 2—3 м, при ветрах разных направлений. Так, в январе—феврале 1965 г. среди плавучего льда наблюдалось множество нестационарных разводий, меняющих свои размеры, местоположение и конфигурацию при смене направления и скорости ветра.

В начале февраля 1981 г. в северо-восточной части моря образовались два крупных разводья протяженностью до 50 миль и шириной 10 и 15 миль, вытянутые с юго-запада на северо-восток. Разводья, увеличивающиеся в размерах, со-



Хранились до начала марта. С 5 марта в северо-восточной части моря началось интенсивное разрушение плавучего льда.

В январе 1982 г. (теплая зима) на Бузачинском пороге среди плавучего льда появились обширные разводья, сохранившиеся с 5 по 15 января. В январе 1983 г. от о. Чистой Банки до м. Суюткина Коса сформировалась разводья шириной от 10—20 до 40 миль, положившее начало интенсивному разрушению льда в северо-западной части моря. В теплые зимы к концу ледового сезона множество разводий образуется на акватории Уральской бороздины (март 1983 г.).

Заприпайные полыньи создаются в теплые зимы при устойчивых ветрах северной четверти (ветер с припая) силой более 5 баллов, способствующих интенсивному дрейфу плавучего льда. В результате отхода льда на освободившейся акватории образуются заприпайные полыньи.

В северо-восточной части моря заприпайные полыньи чаще всего устанавливаются вдоль границы устойчивого припая к северо-западу или к юго-востоку от Уральской бороздины. При устойчивых северо-западных ветрах «открывается» северо-западная полынья (13 января и 6 февраля 1966 г., 4 марта 1974 г., 22 января 1983 г.). В случае господства сильных юго-восточных или восточных ветров (более 5 баллов) северо-западная полынья заполняется плавучим льдом и создается юго-восточная, менее обширная полынья (6 января 1951 г., 28 декабря 1954 г., 13 февраля 1955 г., 8 марта 1983 г.). В зимы с неустойчивыми полями ветра наблюдается чередование в образовании полыней, связанное с перераспределением плавучего льда. Вероятность образования северо-западной полыньи в течение ледового сезона около 30 %, юго-восточная полынья образуется реже.

В северо-западной части моря при устойчивых северных и северо-западных ветрах образуется заприпайная полынья, простирающаяся с юго-запада (от о. Чистой Банки, Астраханского рейда и Средней Жемчужной банки) на северо-восток (22 февраля 1954 г., 16 января 1965 г., 13 января 1971 г., 6 марта 1975 г. и 1 февраля 1982 г.). В случае устойчивых северных ветров создается обширная заприпайная полынья, простирающаяся от Астраханского рейда до северной оконечности Уральской бороздины. Схема образования заприпайных полыней отражена по данным ИСЗ на рис. 8.7.

Прибрежные полыньи в северной части моря наблюдаются лишь в период становления и разрушения ледяного покрова либо в аномально теплые зимы с неустойчивым ледяным покровом. Вероятность образования их незначительна. Так, 20—21 октября 1976 г. у северного побережья молодой лед отнесло северным ветром в море на 5—10 миль. В результате интенсивного таяния льда 5 апреля 1967 г. у северо-восточного побережья образовалось обширное пространство чистой воды.

В аномально холодные зимы у западного побережья Среднего Каспия при установлении сильных северо-западных ветров происходит отход плавучего льда в открытое море, а вдоль побережья устанавливается пространство чистой воды шириной от 3—5 до 30 км (прибрежная полынья). Протяженность и ширина полосы чистой воды у берега зависят от интенсивности выноса плавучего

льда из северной части моря и распространения его вдоль побережья к югу, а также от устойчивости и силы северо-западных ветров.

Относы плавучего льда от западного побережья Среднего Каспия наблюдались:

— 11 февраля 1956 г. от о. Чечень до Дербента. Лед отнесло от берега на 6—8 км;

— 11 января 1957 г. от о. Чечень до Сулакского залива. Лед отнесло на 3—5 км;

— 10 марта 1964 г. на участке от Сулакского залива до Изберга. Лед отнесло на 6 км;

— 2 апреля 1969 г. от о. Чечень до Изберга. Лед оторвало и отнесло в море на 10—20 км.

Наиболее мощный вынос плавучего льда из Северного Каспия вдоль западного побережья Среднего Каспия к югу и столь же неустойчивое положение полосы плавучего льда оказались в зиму 1953-54 г. Отрыв полосы плавучего льда на участке от о. Чечень до Изберга наблюдался неоднократно: 30 января 1954 г. — 5—10 км, 10 февраля 1954 г. — на 10—40 км, 27 марта 1954 г. — на 15—20 км. В большинстве случаев западная кромка плавучего льда повторяла очертания берега.

При переходе ветров к восточным и северо-восточным в полосе плавучего льда происходит изменение характера сплоченности. Почти одновременно увеличивается сплоченность плавучего льда и распространение его из мористых участков к побережью.

#### 8.4.5. Дрейф льда

На Каспийском море преобладает ветровой дрейф льда, усиливаемый на отдельных участках моря течениями.

Общий вынос плавучего льда из Уральской бороздины и Мангышлакского залива и последующий дрейф его на запад, затем на юго-запад вдоль кромки припая дает начало генеральному дрейфу льда. На траверзе о. Тюленьего общий дрейф меняет свое направление. Плавучий лед, поступающий с северо-востока, под действием господствующих здесь ветров северной четверти (северо-западных, северных, северо-восточных) перемещается на юг к о. Чечень (см. рис. 8.1).

На границе со Средним Каспием плавучий лед попадает в зону устойчивого южного течения, быстро смещается от о. Чечень к Махачкале и далее на юго-восток. В случае усиления северо-западных ветров плавучий лед прижимается к берегу. При слабых ветрах основная масса льда дрейфует на некотором удалении от берега.

Направление генерального дрейфа в различные зимы сравнительно устойчиво. Изменяется лишь южная граница плавучего льда, которая смещается в суровые зимы к югу, а в теплые — к северу. Стационарность генерального дрейфа плавучего льда по указанной схеме подтверждается дрейфом в течение ряда зим зверобойных судов, вмерзших в лед, и дрейфом зажатого льдами дебаркадера «Вера» зимой 1927-28 г. [113, 324], а также высаженного на льдину экспедиционного лагеря «Каспий-1» (5—12 февраля 1971 г.) и затертого во льдах РС-300 № 102 (КаспНИРХ) в феврале 1974 г. Генеральный дрейф у западного побережья моря также характеризуется большой устойчи-

востью, что подтверждается экстремально высокими частотами (около 50—65 %) дрейфа льда к юго-востоку на участке от Махачкалы до Низовой Пристани (табл. 8.23).

В конкретных гидрометеорологических условиях общая картина дрейфа усложняется в результате неустойчивости направлений и скорости ветра и течений. Лед, дрейфующий под действием ветра, увлекает за собой поверхностные слои воды, вызывает подледные течения, также влияющие на скорость дрейфа. На движении льда сказываются и ветровые нагоны, создающие уклон уровня моря, приводящий к компенсационным течениям, искажающим дрейф.

В условиях мелководья Северного Каспия ветровой дрейф льда искажается из-за наличия банок, островов, близости берега и кромки припая. Учет всех приведенных выше факторов для оценки дрейфа льда возможен лишь при постановке специальных инструментальных наблюдений или создании сложных теоретических схем расчета.

Скорость дрейфа ( $w_{др}$ ) и его направление резко изменяются при смене полей ветра. При господстве северных и северо-восточных ветров лед дрейфует по направлению ветра, отклоняясь к кромке припая или к береговой черте. В случае слабых ветров дрейф льда определяется в основном стоковым течением. Под его влиянием в северо-западной части моря наблюдается слабый дрейф на юг, а в центральных районах Северного Каспия — на юг и юго-юго-восток [23, 77]. При синоптических процессах, сопровождающихся северными ветрами, значения  $w_{др}$  значительно больше, чем при ветрах других направлений (табл. 8.23). Поэтому в аномально холодные зимы только с преобладанием северных ветров над западными районами моря, покрытыми льдом, плавучий лед доходит до Апшеронского полуострова (1953-54 г.).

В случае господства восточных ветров усиливается течение у восточного побережья, способствующее нагону воды в Северный Каспий и возникновению компенсационного течения. Под его влиянием интенсивность выноса льда уменьшается и плавучий лед распространяется лишь до дагестанского побережья (1949-50 г.).

При ветрах южных румбов, характерных для теплых малоледовитых зим, плавучий лед может дрейфовать на юго-восток против ветра под действием стокового течения, усиленного компенсационным течением, которое возникает после нагона воды в северную часть моря. Скорость дрейфа незначительна.

В периоды с преобладанием юго-восточных ветров силой 5—6 баллов установившийся в северной части моря дрейф по ветру сопровождается увеличением сплоченности плавучего льда и процессами сжатия.

В районе Уральской бороздины в период становления и разрушения льда, а также за кромкой припая в зоне плавучего льда преобладание неустойчивых ветров приводит к возникновению вращательного движения льда.

У западного побережья Среднего Каспия при устойчивых ветрах северо-западной четверти плавучий лед дрейфует по ветру преимущественно на юго-восток, отклоняясь в процессе дрейфа к берегу. Частота дрейфа по ветру 80—100 %. В пе-

риоды господства устойчивых ветров юго-восточной четверти наблюдается дрейф льда на юго-восток (против ветра). В большей степени он определяется преобладающим вдоль западного берега Среднего Каспия юго-восточным течением. Частота дрейфа льда на юго-восток (против ветра) около 20 %.

У восточного побережья Среднего Каспия, где в холодную половину года господствуют восточные и северо-восточные ветры, преобладает дрейф льда западной четверти. Частота дрейфа западных румбов составляет 72—100 %, т. е. в большинстве случаев наблюдается дрейф «по ветру» (табл. 8.23).

Углы отклонения дрейфа от направления ветра ( $\alpha^\circ$ ) в северной части моря в большинстве случаев не превышают  $\pm 20^\circ$ . Однако при смене направления ветра на противоположное отклонение дрейфа от ветра может достигать  $180^\circ$ . Дрейф против ветра обуславливается инерционным (остаточным) дрейфом или стоковой составляющей дрейфа.

При сильных ветрах дрейф чаще отклоняется вправо от ветра на угол  $\alpha = +20^\circ$  и несколько реже — влево от ветра на угол  $\alpha = -20^\circ$ . Частота углов отклонения дрейфа от ветра на угол  $\alpha = \pm 20^\circ$  составляет около 80 %. Чем больше скорость дрейфа, тем сильнее лед прижимается к берегу или кромке льда.

В случаях слабых и умеренных ветров отклонение дрейфа вправо отмечается реже. Чаще всего происходит отклонение дрейфа влево от направления ветра на угол не более  $20^\circ$ . Наибольшие отклонения дрейфа от направления ветра вправо, достигающие  $+150^\circ$ , и влево — до  $-110^\circ$ , наблюдаются в основном при резком изменении барического поля [76, 77, 113].

Для западного побережья Среднего Каспия эмпирическая кривая повторяемости случаев отклонения дрейфа от ветра в общем близка к функции нормального распределения и подобна кривой повторяемости  $\alpha_{др}$  для северной части моря [78]. Для ветров любых направлений частота отклонения дрейфа от ветра на угол от 0 до  $20-22,5^\circ$  составляет в Махачкале 70,1 %, в Изберге — 67,5 % и в Дербенте — 58,2 %. С учетом особенностей ветровых полей отмечается несравненно большая дисперсия углов отклонений дрейфа от ветра (табл. 8.24).

Наиболее характерными для рассматриваемого района являются вдольбереговые ветры северо-западной и юго-восточной четвертей, а также ветры, способствующие сжатиям (прижимные — ССВ; В) и разрежениям льда у побережья (отжимные — ЗЮЗ—Ю). При вдольбереговых ветрах северо-западной четверти лед чаще всего ( $P = 72... 80\%$ ) дрейфует по ветру или отклоняется от него на угол  $22,5^\circ$ . При этом в районе Махачкалы в соответствии с конфигурацией берега плавучий лед отклоняется влево от берега ( $-\alpha$ ), в районе Дербента он в основном прижимается к берегу ( $+\alpha$ ).

В случае установления прижимных ветров восточных румбов на участке побережья от Махачкалы до Дербента плавучий лед отклоняется влево от направления течения на угол  $\alpha = -120... -130^\circ$ . Отжимные ветры способствуют отклонению ветрового дрейфа от направления течения — на юго-восток (табл. 8.24).

Повторяемость направлений ветра ( $P_{v_a}$ ) и дрейфа льда ( $P_{w_{др}}$ ) и их средние скорости ( $\bar{v}_a, \bar{w}_{др}$ )

Станции, характеристики	Направление								Число случаев (n лет)
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
<b>Уральская бороздина</b>									
$P_{v_a}$ %	12,0	5,2	19,2	15,5	3,4	10,3	17,2	17,2	58 (1)
$\bar{v}_a$ м/с	7,7	9,0	10,6	11,1	7,6	8,7	7,1	7,3	
$P_{w_{др}}$ %	7,3	10,9	14,5	9,1	14,5	14,5	16,5	12,7	58 (1)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,29	0,15	0,12	0,28	0,18	0,19	0,29	0,27	
<b>Остров Кулалы</b>									
$P_{v_a}$ %	13,0	13,0	34,3	20,6	3,8	1,1	3,3	10,9	193
$\bar{v}_a$ м/с	6,0	6,6	6,4	6,5	6,0	3,0	6,1	6,2	
$P_{w_{др}}$ %	5,7	0,5	1,6	4,1	23,8	12,9	30,2	21,2	193
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,27	0,10	0,20	0,11	0,12	0,11	0,13	0,17	
<b>Форт-Шевченко, море</b>									
$P_{v_a}$ %	13,4	24,4	24,2	24,4	0	2,2	2,2	9,2	91 (18)
$\bar{v}_a$ м/с	8,0	5,4	6,1	7,4	—	9,0	11,0	11,2	
$P_{w_{др}}$ %	1,1	3,3	3,3	6,6	28,6	28,6	12,0	16,5	91 (18)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,35	—	0,13	0,21	0,14	0,12	0,13	0,18	
<b>Остров Тюлений</b>									
$P_{v_a}$ %	7,6	29,4	27,6	11,6	3,6	2,4	6,8	11,0	250
$\bar{v}_a$ м/с	5,5	7,0	8,8	7,6	2,6	6,0	7,7	7,3	
$P_{w_{др}}$ %	4,7	3,9	3,1	3,9	12,4	38,9	22,2	10,9	250
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,15	0,10	0,17	0,10	0,21	0,17	0,14	0,12	
<b>Махачкала</b>									
$P_{v_a}$ %	0,6	0,6	2,6	23,1	0	0	19,2	53,9	156
$\bar{v}_a$ м/с	7,0	2,5	5,4	9,0	—	—	8,9	8,3	
$P_{w_{др}}$ %	1,9	4,6	8,1	55,9	1,9	3,5	3,1	21,0	257 (16)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,33	0,36	0,35	0,32	0,01	0,62	0,21	0,33	
<b>Изберг</b>									
$P_{v_a}$ %	13,2	1,1	1,6	11,6	5,3	4,2	2,6	60,4	189
$\bar{v}_a$ м/с	6,0	2,3	3,5	4,5	3,9	3,5	6,4	6,7	
$P_{w_{др}}$ %	4,0	2,0	1,0	60,0	8,9	4,4	3,4	16,3	227 (12)
$\bar{w}_{др}$ м/с	0,14	0,12	0,14	0,20	0,17	0,17	0,11	0,14	
<b>Дербент</b>									
$P_{v_a}$ %	9,5	1,3	6,4	17,8	5,1	0	15,3	44,6	221 (12)
$\bar{v}_a$ м/с	3,3	2,0	3,7	2,4	2,6	—	3,5	3,8	
$P_{w_{др}}$ %	1,3	0,4	11,4	54,7	8,4	1,3	6,2	16,3	227 (12)
$\bar{w}_{др}$ м/с	—	0,14	0,06	0,05	0,009	0,08	0,04	0,06	
<b>Низовая Пристань</b>									
$P_{w_{др}}$ %	2,0	6,0	0,0	50,0	4,0	6,0	10,0	12,2	50 (3)
<b>Остров Артема</b>									
$P_{w_{др}}$ %	12,5	12,5	0,0	37,5	0,0	25,0	0,0	12,5	8 (2)
<b>Александр-Бай</b>									
$P_{w_{др}}$ %	4,6	1,3	3,1	7,8	11,0	12,5	56,6	3,1	64 (6)
<b>Шевченко (Актау)</b>									
$P_{w_{др}}$ %	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,3	56,2	36,5	52 (9)
<b>Кендерли (Казахский залив)</b>									
$P_{w_{др}}$ %	5,7	2,6	2,8	7,6	3,8	15,4	45,9	16,2	105 (14)
<b>Бекдаш</b>									
$P_{w_{др}}$ %	0,0	0,0	0,0	1,4	2,1	40,5	48,2	7,8	141 (9)
<b>Кара-Богаз-Гол</b>									
$P_{w_{др}}$ %	6,7	10,8	1,4	2,7	0,0	35,2	0,0	43,2	60 (7)
<b>Куули-Маяк</b>									
$P_{w_{др}}$ %	3,2	0,0	0,0	3,2	3,2	67,8	16,2	6,4	31 (1)

Примечание. Направление дрейфа определялось по [113].

Повторяемость ( $P$  %) углов отклонения дрейфа льда от ветра при различных ветровых полях у западного побережья Среднего Каспия

$\alpha_{др}$	Вдольбереговые ветры						Прижимные ветры			Отжимные ветры			Без учета направления ветра (общее)		
	северо-западные (З, ЗСЗ, СЗ, ССЗ, С)			юго-восточные (Ю, ЮВ, ЮЮВ, ВЮВ)			северо-восточные (ССВ, СВ, ВСВ, В)			юго-западные (ЗЮЗ, ЮЗ, ЮЮЗ, Ю)			Махач-кала	Из-берг	Дер-бент
	Махач-кала	Из-берг	Дер-бент	Махач-кала	Из-берг	Дер-бент	Махач-кала	Из-берг	Дер-бент	Махач-кала	Из-берг	Дер-бент			
+180,0	—	—	1,2	5,7	15,4	3,4	—	—	—	—	—	3,6	1,6	2,4	2,0
+157,5	—	—	2,5	5,7	7,7	3,5	—	—	—	—	—	0,0	1,6	1,2	2,1
+135,0	—	1,6	1,2	0,0	0,0	6,9	—	—	—	—	—	7,1	0,0	1,2	3,4
+112,5	—	2,5	2,5	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	—	3,6	0,0	0,0	2,1
+90,0	—	0,0	0,0	2,9	0,0	3,4	—	25,0	—	—	—	0,0	0,8	2,4	0,7
+67,5	—	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	—	0,0	—	—	18,2	2,6	0,8	1,2	0,7
+45,0	9,3	6,6	3,8	2,9	11,5	0,0	—	25,0	12,5	66,7	9,1	35,7	7,3	9,1	9,7
+22,5	21,2	4,1	11,3	8,6	7,7	13,8	—	0,0	12,5	16,7	9,1	0,0	18,7	4,8	9,0
0	37,6	57,9	48,6	31,3	30,9	41,6	—	0,0	25,0	8,3	18,2	25,0	32,7	48,5	41,6
-22,4	21,0	18,2	13,8	11,4	3,8	0,0	28,5	25,0	0,0	0,0	9,1	0,0	18,7	15,2	7,6
-45,0	1,2	9,1	15,1	11,4	11,5	10,3	14,4	0,0	0,0	0,0	27,2	7,1	4,1	11,0	11,7
-67,5	3,9	—	—	8,6	0,0	3,4	14,3	0,0	0,0	0,0	9,1	3,6	6,5	0,6	1,3
-90,0	2,3	—	—	0,0	0,0	3,4	14,3	0,0	25,0	0,0	—	0,0	2,4	0,0	2,0
-112,5	2,3	—	—	0,0	0,0	0,0	28,5	0,0	12,5	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,7
-135,0	1,2	—	—	5,7	0,0	0,0	—	25,0	12,5	8,3	—	7,1	3,2	0,6	2,7
-157,5	—	—	—	2,9	11,5	10,3	—	—	—	—	—	3,6	1,6	1,8	2,7
Число случаев	86	121	80	35	26	29	7	4	8	12	11	28	140	162	145

Неравномерность полей ветра, связанная с пространственной неоднородностью внешних сил (ветер, течение), выражается не только в изменчивости углов отклонения дрейфа от направления ветра, но и в широте диапазона значений коэффициентов дрейфа льда ( $K_{др}$ ), представляющих отношение скорости дрейфа ( $w_{др}$ ) и скорости ветра ( $v_a$ ):

$$K_{др} = w_{др}/v_a. \quad (8.32)$$

Чем меньше  $K_{др}$ , тем медленнее осуществляется перемещение плавучего льда при равных ветровых условиях.

В Северном Каспии коэффициент дрейфа льда колеблется в широком диапазоне — от 0 до 0,28. Большая повторяемость  $K_{др}$  (20—46 %) приходится на диапазоны от 0,02 до 0,04 (табл. 8.25).

Значение коэффициента дрейфа уменьшается до 0,02 с усилением ветра. При ветрах северных

Таблица 8.25

Повторяемость ( $P$  %) коэффициентов дрейфа ( $K_{др}$ ) плавучего льда различной сплоченности в Северном Каспии

Коэффициент дрейфа $K_{др}$	Сплоченность, баллов			
	1—4	5—7	8—10	общая 0—10
0—0,020	0,0	6,2	20,2	26,4
0,021—0,040	0,0	4,6	41,8	46,4
0,041—0,060	0,8	2,6	10,0	13,4
0,061—0,080	0,0	0,0	5,4	5,4
0,081—0,100	1,4	2,0	0,0	3,4
0,101—0,120	0,0	0,8	0,0	0,8
0,121—0,140	0,0	0,4	1,0	1,4
0,141—0,160	0,0	0,6	0,8	1,4
0,161—0,180	0,0	0,2	0,2	0,4
0,181—0,200	0,0	0,0	0,0	0,0
> 0,200	1,0	0,0	0,0	1,0

румов коэффициент дрейфа достигает максимума. В среднем коэффициент дрейфа составляет 0,066 при северо-западном ветре, 0,032 — при южном и 0,032 — при юго-западном. С увеличением скорости ветра значения  $K_{др}$  в Северном Каспии уменьшаются, что объясняется влиянием на дрейф льда множества препятствий (берега, острова, отмели, кромки льда), при встрече с которыми плавучий лед сплавливается, а скорость перемещения его при тех же условиях уменьшается. Значительна и роль течений в изменении  $w_{др}$  [77, 113].

В районе Уральской бороздины наибольшие значения дрейфа льда ( $K_{др}$ ) наблюдаются при юго-западных ветрах. При остальных направлениях ветра лед дрейфует медленнее.

На свале глубин Северного Каспия значения  $K_{др}$  изменяются в небольшом диапазоне — от 0,02 до 0,03. Зависимость коэффициента дрейфа от сплоченности льда иллюстрируется данными табл. 8.25. Для сплоченного льда (8—10 баллов) преобладают значения коэффициента дрейфа от 0 до 0,06. Значение  $K_{др}$  уменьшается при встрече с более сплоченным плавучим льдом (и наоборот). Оно увеличивается при совпадении ветра и течения (особенно в зоне разреженного льда).

У западного побережья Среднего Каспия коэффициент дрейфа зависит от скорости ветра и течений, характера дрейфа, размеров льдин, их взаимодействия и встречи с препятствиями [78]. На участке Махачкала — Дербент и несколько южнее вариации коэффициента дрейфа  $\Delta K_{др}$ , его средние и максимальные значения уменьшаются с севера на юг, составляя в районе Махачкалы 0,010—0,210 ( $K_{др} = 0,050$ ), у Изберга — 0,010—0,140 ( $K_{др} = 0,024$ ). Уменьшение скорости дрейфа к югу при однотипных полях ветра, по-видимому, объясняется ослаблением передачи энергии с увеличением расстояния от района выноса (о. Че-

Таблица 8.26

Повторяемость ( $P$  %) коэффициентов дрейфа льда ( $K_{др}$ ), их средние и экстремальные значения на участке Махачкала — Дербент

$K_{др}$	Махачкала	Изберг	Дербент
$P$ %			
0,000—0,020	18,8	34,1	60,5
0,021—0,040	31,7	50,0	24,3
0,041—0,060	24,5	5,8	9,1
0,061—0,080	12,2	4,3	6,1
0,081—0,100	5,6	2,9	—
0,101—0,120	0,9	0,0	—
0,121—0,140	2,7	2,9	—
0,141—0,160	1,8	—	—
0,161—0,180	0,9	—	—
0,181—0,200	0,0	—	—
> 0,200	0,9	—	—

Средние и максимальные значения коэффициентов дрейфа ( $K_{др}$ )

Без учета направления ветра	Махачкала	Изберг	Дербент
Средн. $K_{др}$	0,051	0,036	0,023
Макс. $K_{др}$	0,210	0,140	0,072
При ветрах северо-западной четверти			
Средн. $K_{др}$	0,055	0,036	0,022
Макс. $K_{др}$	0,210	0,140	0,061
При ветрах юго-восточной четверти			
Средн. $K_{др}$	0,050	0,033	0,024
Макс. $K_{др}$	0,160	0,070	0,042
$n$ случаев (зим)	106 (6)	35 (1)	33 (1)

чень — о. Тюлений). Распределение частот коэффициентов дрейфа в рассматриваемом районе и их основные характеристики приведены в табл. 8.26.

Итоги статистического обобщения синхронных наблюдений за скоростью ветра и дрейфа позволяют оценить скорости перемещения льда на участке Махачкала — Дербент и при северо-западных ветрах и определить время перемещения плавучего льда между смежными участками побережья (табл. 8.27).

По мере распространения льда вдоль западного побережья Среднего Каспия на участке от Махачкалы до Дербента скорость дрейфа уменьшается в два раза (при любой скорости ветра, поддерживающего вынос льда) (табл. 8.27). Такого же по-

Таблица 8.27

Характеристики дрейфа плавучего льда вдоль западного побережья Среднего Каспия при различных скоростях ветра

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент	Район Апшеронского полуострова
---------------------	-----------	--------	---------	--------------------------------

Преобладающий коэффициент дрейфа  $K_{др}$

| 0,020—0,050 | 0,010—0,035 | 0,005—0,025 |

Скорость дрейфа льда ( $w_{др}$  м/с)

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент
5	0,10—0,25	0,05—0,18	0,02—0,12
10	0,20—0,50	0,10—0,35	0,05—0,25
15	0,30—0,75	0,15—0,52	0,08—0,38
20	0,40—1,00	0,20—0,70	0,10—0,50
25	0,50—1,25	0,25—0,88	0,12—0,62

Перемещение льда за сутки, км

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент
5	8,6—21,6	4,3—15,1	2,2—10,8
10	17,3—43,2	7,6—30,2	4,3—21,6
15	25,9—64,8	12,9—45,6	6,5—32,4
20	34,6—86,4	17,3—60,5	8,6—43,6
25	43,6—108,0	21,6—75,6	10,8—54,0

Время перемещения льда между соседними пунктами, сут

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент
5	3—9	5—18	16—83
10	2—4	2—9	8—42
15	1—3	2—5	6—28
20	1—2	1—4	4—21
25	1—2	1—3	3—16

Время перемещения льда от заданного района к Апшерону, сут

Скорость ветра, м/с	Махачкала	Изберг	Дербент
5	25—110	21—100	16—83
10	12—55	11—50	8—42
15	8—36	7—37	6—28
20	6—28	5—25	4—21
25	5—22	4—20	3—16

рядка уменьшение расстояния, «пройденного» льдом за сутки.

Согласно расчетам, при сильных ветрах ( $v_a \geq 25$  м/с) плавучий лед из района Махачкалы может достичь Изберга через 1—2 сут, к району Дербента он подойдет через 2—5 сут, а к Апшеронскому району — не ранее чем через 5 сут. В случае преобладания слабых ветров тяжелый плавучий лед распространится до Изберга за 7—9 суток, до Дербента — почти за месяц (27 су-

Таблица 8.28

Обобщенные значения скоростей дрейфа льда

Элемент	Уральская бороздина	Остров Кулалы	Форт-Шевченко	Остров Тюлений	Махачкала	Изберг	Дербент
Год	1952	1956—1970	1950—1978	1953—1970	1953—1980	1950—1976	1954—1977
$n$	55	197	49	258	173	213	191
$\bar{w}_s$ см/с	15,9	11,4	14,6	17,3	32,1	14,6	6,0
$\bar{w}_s^*$ км/сут	0,22	0,16	0,20	0,24	0,45	0,20	0,08
$\sigma_s$	20,5	13,7	22,1	12,6	22,2	14,6	4,9
$\bar{w}_x$ см/с	-0,1	-0,4	-3,0	-6,2	-8,6	-8,7	-2,1
$\bar{w}_y$ см/с	-1,2	-6,0	-6,3	-7,6	+12,5	+8,0	+2,4
$\sigma_x$	16,8	14,6	11,4	14,2	24,1	13,0	4,7
$\sigma_y$	18,2	8,3	9,9	12,2	26,8	12,6	5,2
$\bar{w}_r$ см/с	1,2	6,0	7,0	9,8	15,2	11,8	3,2
$\bar{w}_r$ км/сут	0,02	0,08	0,10	0,14	0,21	0,16	0,04
$w_{max}$ см/с	22	31	43	32	—	—	—
$r_{x, y}$	-0,34	-0,37	-0,14	+0,31	-0,56	-0,40	-0,66

ток). В этой ситуации при дрейфе от Махачкалы к Апшерону (при слабом ветре) плавучий лед, подвергаемый механическому и термическому действиям, не достигнет Апшеронского полуострова.

Согласно рекомендациям ААНИИ [127, 132], для практических целей предпочтительнее использовать простые розы дрейфа. Конечные результаты расчетов параметров эллипсоидов рассеивания векторов дрейфа, максимально возможные скорости дрейфа и направления результирующих ветров приведены в табл. 8.28 для семи пунктов наблюдений за дрейфом у побережий, на островах и в открытой части моря (Уральская бороздина).

Как показали расчеты, средняя скорость случайных векторов дрейфа  $\bar{w}$ , изменяется в пределах 11—17 см/с в северной части моря и последовательно понижается от 32 до 6 см/с на участке от Махачкалы до Дербента.

## 8.5. Физико-механические свойства льда

### 8.5.1. Текстура и структура льда

В зависимости от характера включений и структурных особенностей ледяного покрова на Каспии можно выделить три вида льда:

1) на участках с малой динамичностью льда формируется монолитный лед, не имеющий заметного разделения на слои. Кристаллы монолитов имеют шестовато-игольчатую или призматически-зернистую форму; количество включений велико;

2) ледяной конгломерат, состоящий из смерзшихся первичных форм льда и обломков льдин. Строение кристаллов в форме включений отличаются большим разнообразием;

3) наиболее распространенный слоистый лед, образующийся в зоне высокой динамичности ледяного покрова при смерзании льдов с различными структурными особенностями. Он имеет мелкокристаллическое строение с преобладанием сферических и вертикально-ветвистой форм включений.

В начале ледообразования при спокойном состоянии моря и постепенном охлаждении образуется чистый, без примеси, игольчатый лед, состоящий из правильных кристаллов — «пирамид», перпендикулярных поверхности моря. Этот лед наиболее прочен и менее солен, так как рассол успеваает стечь по вертикальным ячейкам и полостям.

Однородный, прозрачный, монолитной текстуры лед характерен для предустьевых участков Волги и Урала, ограниченных 1-метровой изобатой. За пределами устьевых областей на мелководьях в случае резкого похолодания с выпадением снега (ядра кристаллизации) образуется губчатый зернистый лед с кристаллами, не ориентированными относительно поверхности.

В мористых районах к монолитному отнесен [252, 253, 305] лед однородной текстуры с небольшим количеством включений. Вероятность его образования незначительна, особенно в районах высокой динамичности ледяного покрова — на акватории Уральской бороздины и в прикромочной зоне.

В начале зимы в результате дробления ниласового и молодого льда под влиянием ветра и по-

следующего смерзания формируется конгломерат. В случае непродолжительных похолоданий смерзшийся лед представляет более рыхлые и менее прочные образования — ледяной агломерат.

В процессе нарастания льда и перехода его от ниласовых к серо-белым и белым возрастным видам лед зернистой текстуры может нарастать как кристаллический. Кристаллический лед, оказавшийся в зоне интенсивной вертикальной циркуляции, нарастает как губчатый, зернистый. В результате формируется кожеляционный лед.

В середине зимы в метаморфизме ледяного покрова доминирующими являются динамические факторы. После взлома припая или ледяных полей из ниласового и серого льда в результате подвижек, сжатий и наслоений и последующего смерзания создается ледяной покров многослойной текстуры. Прослойки этого льда параллельны друг другу и практически повторяют текстуру начального невзломанного льда. Вероятность образования льда сложной слоистой текстуры для мористых районов Среднего Каспия во второй половине зимы — около 60—70 %.

В соответствии с классификацией льда по структурно-генетическим признакам, предложенной Н. В. Черепановым [436, 437], лед Северного Каспия относится к шести типам льда распресненных водоемов группы А: А-1 — прозрачный лед, А-2 — лед мелкозернистой текстуры, А-3 — четко слоистый лед и А-5 — со значительным количеством включений, А-8 — рыхлый непрозрачный мелкозернистый лед, А-9 — лед, образующийся из снега.

Лед, образующийся в прибрежных районах Среднего Каспия, при сравнительно высокой солености и большой динамической активности водных масс, относится к типам Б-5 и Б-7, отражающим текстурные особенности льда солоноватых водоемов [437].

### 8.5.2. Термика льда

Количество тепла, поглощенного льдом из атмосферы, определяется суммарной солнечной радиацией, поступающей на поверхность льда ( $Q + q$ ), и его отражательной способностью — альбедо ( $A_i$ ).

Наблюдения за отражательной способностью льда, выполненные АЗГМО [65], показали, что альбедо зависит не только от заснеженности и разрушенности льда, но и от его толщины. Согласно результатам эксперимента [65], при отсутствии снега альбедо темного ниласа составляет 14—18 %, светлого ниласа 18—20 %, серого льда 20—23 %, серо-белого 23—38 % и белого 38—48 %. В случае наличия снега на льду альбедо увеличивается примерно в два раза. Значение  $A_i$  льда, покрытого свежеснеженным снегом, может достигать 80—86 %.

В соответствии с инструментальными наблюдениями АЗГМО [65] суммарная радиация в февралю составляет 2420—3010 Дж при ясном небе. При наличии облачности ( $N$ ) значение суммарной радиации последовательно понижается до 1254—1547 Дж при  $N = 5$  баллов и до 669—961 Дж при сплошной облачности ( $N = 10$  баллов).

Эффективное излучение ( $E_i^*$  Дж) равно разности длинноволнового излучения с поверхности льда ( $E_i$ ) и встречного излучения атмосферы ( $E_a$ ):

$$E_i^* = E_i - E_a. \quad (8.33)$$

Значение  $E_i$ , соответствующее разности между температурами воздуха и льда ( $T_i - T$ )  $< 5^\circ\text{C}$ , составляет примерно 481—585 Дж при ясном небе [292, 352]. С увеличением облачности до сплошной  $E_i^*$  убывает до 63—146 Дж.

Эффективная теплоемкость морского льда ( $c_{iST}$ — количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы льда, чтобы изменить его температуру на  $1^\circ\text{C}$ ) зависит от солёности льда и его температуры. Она учитывает теплоту фазовых преобразований в ячейках с рассолом при изменении температуры ледяного покрова.

Значения  $c_{iST}$  морского льда больше, чем пресноводного. Для речного и распресненного льда авандельты Волги эффективная теплоемкость при температурах льда  $-2$ ,  $-10$  и  $-20^\circ\text{C}$  соответственно составляет  $(2,10; 2,05$  и  $1,92) \cdot 10^3$  Дж/(кг·К). Для льда открытых районов Северного Каспия с преобладающей солёностью в  $1-2\%$  значения  $c_{iST}$  соответственно достигают  $(11,20; 2,38; 2,09) \times 10^3$  Дж/(кг·К). Таким образом, чем выше солёность льда, тем больше требуется тепла для повышения его температуры.

Температуропроводность морского льда выражается суммарной теплопроводностью кристаллов льда, рассола и воздушных включений во льду и характеризуется коэффициентом теплопроводности  $\lambda_{iST}$ . Значения  $\lambda_{iST}$  несколько повышаются с понижением температуры льда и уменьшаются с ростом его солёности [352, 454]. Для льда Северного Каспия солёностью около  $2\%$  значения  $\lambda_{iST}$  при температуре  $-2$ ;  $-10$ ;  $-20^\circ\text{C}$  составляют соответственно  $(23,32; 23,20; 23,00) \cdot 10^2$  Вт/(м·К).

Температуропроводность, отражающая скорость изменения температуры льда в зависимости от поступающего к нему тепла (при нестационарной теплопроводности), вычисляется по отношению коэффициента теплопроводности  $\lambda_{iST}$  к объёмной эффективной теплоемкости  $c_{iST}$  и выражается коэффициентом эффективности температуропроводности  $K_{iST}$ :

$$K_{iST} = \lambda_{iST} / (c_{iST} \rho_i), \quad (8.34)$$

где  $\rho_i$  — плотность льда, кг/м<sup>3</sup>.

Большая изменчивость теплового баланса на поверхности льда, определяющая нестационарность тепловых потоков через лед и непостоянство перечисленных выше теплофизических характеристик ( $\lambda_{iST}$ ,  $c_{iST}$ ,  $K_{iST}$ ) при структурных неоднородностях льда, обуславливает сложный характер и многообразие термической стратификации льда Каспия.

Суточный ход температуры на поверхности гладкого льда в основном повторяет ход температуры воздуха при сдвиге максимума на 2—3 ч. Это подтверждается результатами синхронных наблюдений за температурой воздуха и различных слоев льда в марте 1952 г. в районе Уральской бороздины и в марте 1952 г. у о. Искусственного (рис. 8.11).

В соответствии с результатами наблюдений суточные колебания температуры воздуха в 1,5—2 раза больше колебаний температуры в поверхностном слое гладкого и заснеженного льда. Наблюдается достаточно выраженная линейная связь между температурой воздуха ( $T$ ) и температурой поверхностного слоя бесснежного льда ( $T_{i,0}$ ), построенная по материалам экспедиционных наблюдений АЗГМО за 1971—1977 гг.

Результаты инструментальных измерений показывают, что в ходе временной изменчивости температуры льда в различных его слоях может наблюдаться определенная асинхронность (рис. 8.11). Так, начавшееся 4 марта 1972 г. похолодание обусловило понижение температуры льда лишь в поверхностном слое 0—10 см. В нижней части льдины продолжалось незначительное повышение температуры — на  $0,1-0,2^\circ\text{C}$ . Асинхронными оказались изменения температуры в толще льда 5—6, 8—9 и 15—16 марта 1972 г. Весьма незначительное похолодание 22 марта 1972 г. также вызвало понижение температуры только в поверхностном слое льда. В остальной части льдины продолжалось повышение температуры, начавшееся с потеплением 20 марта 1972 г.

Широкий диапазон колебаний температуры воздуха в пределах одной зимы и в многолетнем аспекте обуславливает многообразие видов термической стратификации ледяного покрова.

Как следует из распределения температуры в ледяном покрове на стандартных разрезах Северного Каспия, наиболее «чувствительными» к похолоданиям и потеплениям оказываются поверхностные слои льда (рис. 8.12). В приводной части льда вследствие контактного теплообмена на границе вода—лед преобладают значения температуры льда до  $-1... -2^\circ\text{C}$ . Только после интенсивных устойчивых похолоданий с понижением температуры воздуха до  $-18... -20^\circ\text{C}$  и ниже значения температуры в приводном слое льда могут понижаться до  $-4... -8^\circ\text{C}$  (рис. 8.12).

При слабых морозах (до  $-5^\circ\text{C}$ ) преобладает распределение температуры льда, близкое к гомотермии. С понижением температуры до  $-10... -20^\circ\text{C}$  и ниже в молодом льду создается резкий контраст температуры между верхней и приводной частями льда.

В серо-белом льду при таких похолоданиях в поверхностном слое (от 0 до 10—15 см) формируется слой температурного скачка, а ниже наблюдается незначительное повышение температуры льда. В белом льду толщиной более 50 см наибольшие колебания температуры отмечаются в слое 0—40 см. При резких похолоданиях ( $T$  ниже  $-18... -20^\circ\text{C}$ ) температура на поверхности льда понижается до  $-13... -15^\circ\text{C}$ ; на горизонте 40 см до  $-5... -7^\circ\text{C}$ . Такого же порядка изменения температуры происходят на нижней границе льда.

Значительная изменчивость температуры поверхностного слоя льда и относительная стабильность термических условий в нижней части ледяного покрова сопровождаются термическими деформациями льда, что происходит не только из-за фазовых изменений в ячейках с рассолом, но и за счет нарушения его целостности (образование термических трещин) и структуры, а следовательно, изменения прочностных показателей льда.



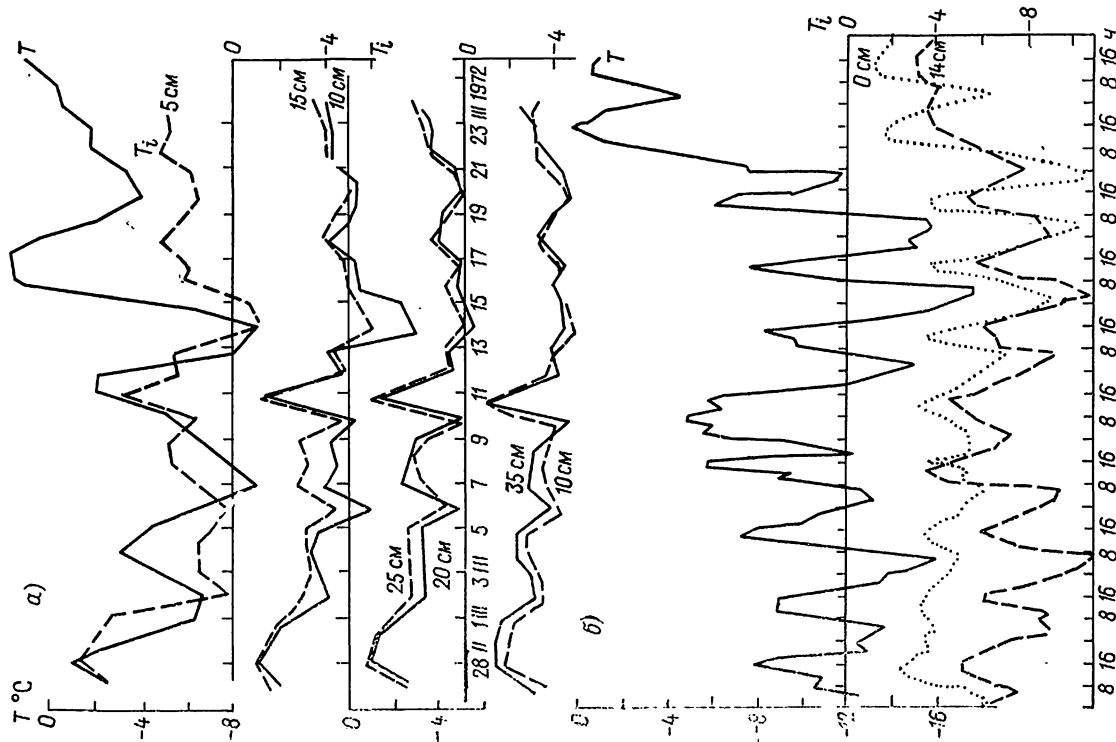


Рис. 8.11. Временная изменчивость температур воздуха  $T$  и ледяного покрова  $T_i$  на разных горизонтах у о. Искусственного (а) и в точке  $45^{\circ}29,8'$  с.ш.,  $50^{\circ}47,5'$  в.д. (б).

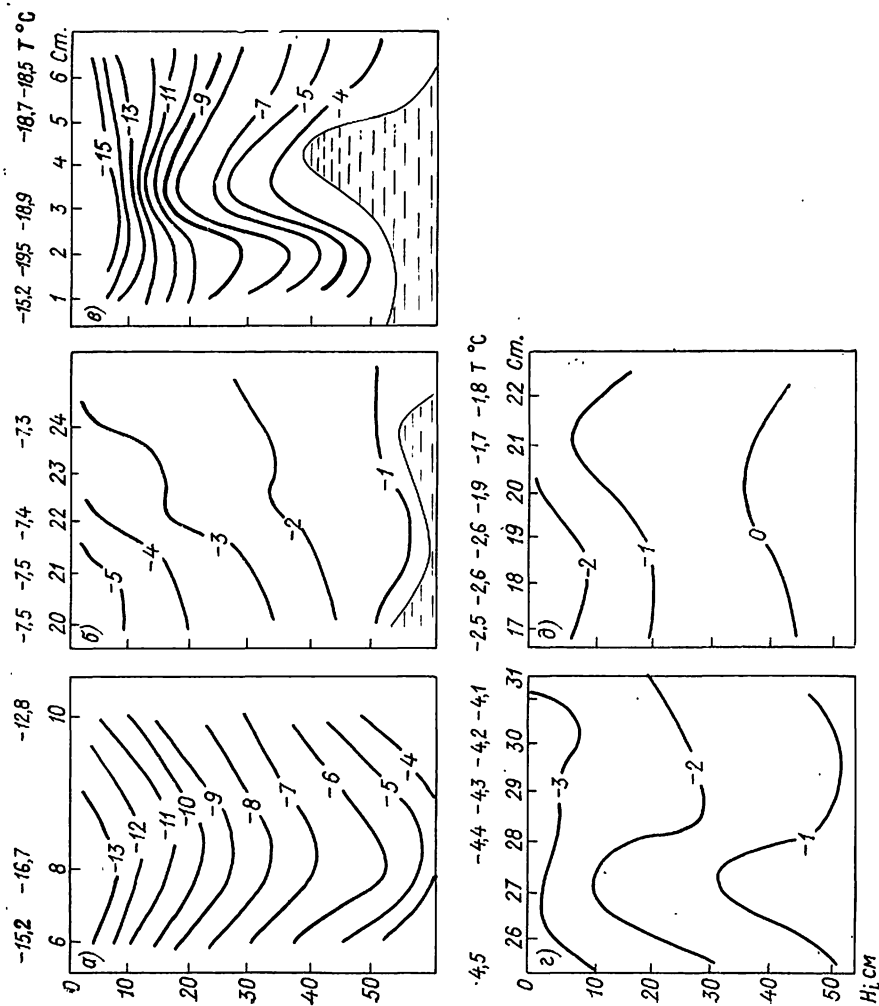


Рис. 8.12. Распределение температуры ледяного покрова ( $^{\circ}\text{C}$ ) на стандартных разрезах Северного Каспия.  
 а — разрез I, 31 I — II 1972 г.; б — разрез II, 17 II 1972 г.; в — разрез I, 23-26 I 1973 г.; г — Волго-Каспийский канал, 1 III 1972 г.; д — разрез II, 20-21 I 1974 г.

### 8.5.3. Плотность льда

Строгая закономерность стратификации плотности метаморфического льда Каспия отсутствует; в большей степени она зависит от структуры и солености льда.

В первой половине зимы лед зернистой структуры, содержащий большое количество пузырьков воздуха, полостей и пор, оказывается менее плот-

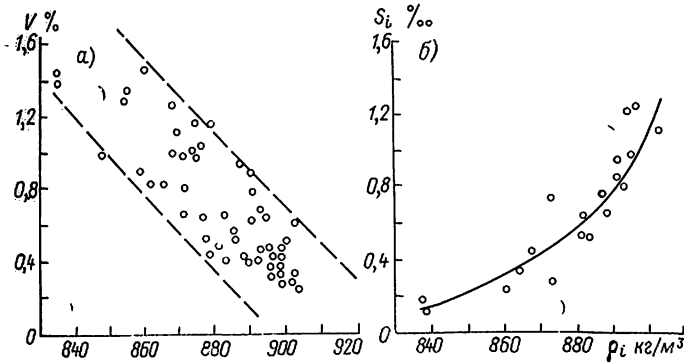


Рис. 8.13. Зависимость плотности льда от его пористости  $V$  (а) и солености  $S_i$  (б).

ным, чем кристаллический оптически прозрачный лед. Это подтверждается обратной связью между плотностью и пористостью льда (рис. 8.13 а). Весной с усилением миграции рассола соленость и плотность средней части льдины повышаются и устанавливается почти идентичная их стратификация.

На плотности льда кристаллической структуры изменения солености сказываются незначительно. Для льда зернистой структуры, изобилующего пузырьками и полостями различной формы, зависимость плотности льда от его солености достаточно выражена (рис. 8.13 б). Чем больше рассола содержится в порах и ячейках, чем значительней его концентрация, тем больше плотность льда при заданной температуре.

Роль теплового состояния льда в изменении плотности можно оценить по результатам эксперимента при искусственном охлаждении образцов льда в смеси лед—соль [254]. Плотность льда при понижении его температуры до  $-20^{\circ}\text{C}$  увеличивается с 918 до 930  $\text{кг}/\text{м}^3$ .

Пространственная изменчивость плотности льда характеризуется широким диапазоном ее значений

(от 628 до 968  $\text{кг}/\text{м}^3$ ) (табл. 8.29). На устьевом взморье р. Волги плотность льда колеблется в пределах 652—929  $\text{кг}/\text{м}^3$ . В большинстве случаев (до 85 %) плотность сильно распресненного льда превышает 900  $\text{кг}/\text{м}^3$  [10, 79]. В широком диапазоне (от 628 до 969  $\text{кг}/\text{м}^3$ ) изменяется плотность льда различных структур и происхождения в прикромочной зоне плавучего льда. Повторяемость относительно плотного льда ( $\rho_i > 900 \text{ кг}/\text{м}^3$ ) здесь около 55—60 % [254].

На акватории Уральской бороздины плотность льда различной текстуры колеблется от 829 до 926  $\text{кг}/\text{м}^3$ . Лед с плотностью  $\rho_i > 900 \text{ кг}/\text{м}^3$  составляет 9—12 % (табл. 8.30). Наибольшая изменчивость плотности льда приходится на верхние слои ( $\Delta\rho_i = 83 \text{ кг}/\text{м}^3$ ), чаще подвергаемые термическим деформациям. Диапазон изменений плотности льда постепенно уменьшается от верхних слоев к нижним.

Представляет интерес повторяемость плотности льда различной структуры в периоды его роста и разрушения и за зиму в целом (рис. 8.14). Наибольшие частоты в период развития льда (январь) приходятся на плотность льда 900  $\text{кг}/\text{м}^3$ , в период разрушения преобладают льды с плотностью 870—890  $\text{кг}/\text{м}^3$ , максимум частот смещается к  $\rho_i = 880 \text{ кг}/\text{м}^3$ . Для льда кристаллической и переходной структур резко выраженный максимум частот (35 %) соответствует плотности льда 900  $\text{кг}/\text{м}^3$ . Для льда зернистой структуры распределение частот плотности льда более сглаженное (рис. 8.14).

По данным Б. А. Мамедова [265], в большинстве бухт и заливов Среднего Каспия плотность льда, образовавшегося на месте, изменяется в диапазоне 653—910  $\text{кг}/\text{м}^3$  (табл. 8.29). Повторяемость образования льда со значениями  $\rho_i > 900 \text{ кг}/\text{м}^3$  не более 15—20 % (табл. 8.30).

Осредненные значения плотности по слоям и для льдины в целом для акватории Уральской бороздины показали, что диапазон изменчивости плотности в пределах слоя почти в 1,5—2 раза меньше, чем для отдельных образцов. Изменения средней для льдины плотности сравнительно невелики. Если плотность отдельных образцов льда изменялась от 829 до 926  $\text{кг}/\text{м}^3$ , то колебания плотности льдин в целом находились в пределах 862—900  $\text{кг}/\text{м}^3$  (табл. 8.30).

Средняя плотность льдины ( $\rho_i$ ) является одним из показателей ее плавучести, выражаемой коэф-

Таблица 8.29

Экстремальные значения плотности льда северной части Каспийского моря ( $\rho_i \text{ кг}/\text{м}^3$ )

Район исследований	Период наблюдений	Исследователь	Плотность льда, $\rho_i \text{ кг}/\text{м}^3$		Процент образцов с $\rho_i > 0,9$	Число определенных	Характер льда
			мин.	макс.			
Волго-Каспийский канал	Декабрь 1938 г.	Б. А. Аполлон, В. В. Медовиков	836	919	83	12	Припай
	Январь 1939 г.	То же	659	929	85	105	»
	Февраль 1939 г.	»	736	917	50	51	»
Северо-западная часть Уральская бороздина	Март 1941 г.	А. Н. Третьяков	858	—	—	1	»
	Февраль 1952 г.	В. Л. Цуриков, Л. Е. Веселова	829	917	15	55	Сморозь
	Март 1952 г.	То же	834	926	18	129	»
Прикромочная зона	Апрель 1952 г.	»	845	889	0	23	»
	Февраль 1960 г.	Л. В. Лукьянова	714	968	60	30	Плавучий
	Январь—март 1961 г.	То же	734	962	54	75	»
	Февраль 1960 г.	»	628	866	0	69	»

Таблица 8.30

Повторяемость ( $P\%$ ) плотности льда ( $\rho_i$  кг/м<sup>3</sup>) в районе Уральской бороздины

$\rho_i$	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			
	верх	сере- дина	низ	все слои	верх	сере- дина	низ	в це- лом по льдине
821—830	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
831—840	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
841—850	7,7	—	—	2,8	—	—	—	—
851—860	15,4	4,1	11,7	10,4	31,7	5,3	—	—
861—870	11,5	17,8	8,3	12,8	—	10,5	11,1	25,0
871—880	10,2	20,5	25,0	18,0	21,0	36,9	33,3	25,0
881—890	24,4	19,2	25,0	22,8	21,0	21,0	22,2	25,0
891—900	19,2	26,1	20,0	21,8	26,3	21,0	16,7	25,0
901—910	6,4	8,2	6,7	7,1	—	5,3	16,7	—
911—920	2,6	2,7	3,3	2,8	—	—	—	—
921—930	—	1,4	—	0,5	—	—	—	—
$n$	78	73	60	211	19	19	18	20
Средн.	877	884	883	881	876	880	884	881
Макс.	912	926	920	926	900	902	903	900
Мин.	829	851	856	829	851	855	861	863
$\Delta\rho_i$	83	70	64	92	49	47	42	37

коэффициентом плавучести  $P_0 = (\rho_w - \rho_i)$ , который представляется массой груза, заставляющего тонуть 1 м<sup>3</sup> льда.

Согласно исследованиям Н. Н. Зубова [163], плавучесть льда выражается произведением коэф-

фициента плавучести ( $P_0$  кг/м<sup>3</sup>) на толщину ( $H_i$  м) и площадь льда ( $S_i$  м<sup>2</sup>) или на его общий объем ( $V_i$  м<sup>3</sup>):

$$P = H_i S_i P_0 = H_i S_i (\rho_w - \bar{\rho}_i) = V_i (\rho_w - \bar{\rho}_i). \quad (8.35)$$

Чем больше плотность воды, тем выше коэффициент плавучести  $P_0$ , чем больше плотность льда, тем меньше его плавучесть.

Оценка возможности выгрузки людей и оборудования на плавучий лед (или припай) в критических ситуациях или в аварийных условиях имеет большое практическое значение.

В книге рассчитана плавучесть льда для районов моря с плотностью воды 1000 и 1005 кг/м<sup>3</sup> по средним значениям плотности 860, 880, 900 и 920 кг/м<sup>3</sup> для белого льда толщиной 30 и 50 см.

Плавучесть мелкобитого льда размерами 1, 5 и 10 м в поперечнике (или площадью 1, 25, 100 м<sup>2</sup> соответственно) выражается в килограммах; плавучесть крупнобитого льда длиной 50 и 100 м (площадью 2500 и 10 000 м<sup>2</sup>) и ледяных полей протяженностью 500 м в поперечнике — тоннами.

В табл. 8.31 приведены значения плавучести, рассчитанные для льда различной плотности, толщины и размеров по акватории моря, где ежегодно образуется ледяной покров.

Значения плавучести  $P$  рассчитаны для равномерного распределения нагрузки по площади льда.

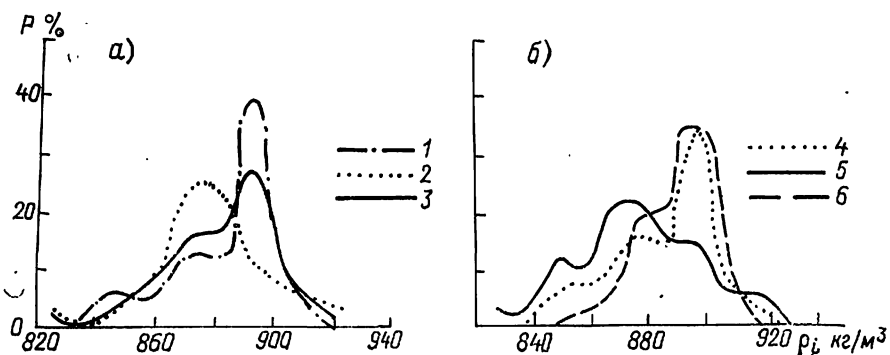


Рис. 8.14. Распределение частот  $P$  плотности льда  $\rho_i$ .

а — в период развития (1), разрушения (2) и в целом за зиму (3); б — для льда разной текстуры: кристаллической (4), зернистой (5) и переходных форм (6).

Таблица 8.31

Плавучесть  $P$  льда Каспийского моря различной плотности ( $\rho_i$ ), толщины ( $H_i$ ) и размеров ( $S_i$ )

$\rho_w$ кг/м <sup>3</sup>	1 000				1 000				1 005							
$\rho_i$ кг/м <sup>3</sup>	860	880	900	920	860	880	900	920	860	880	900	920	860	880	900	920
$P_0 = \rho_w - \rho_i$	140	120	100	80	140	120	100	80	145	125	105	85	145	125	105	85
$H_i$ м	0,30	0,30	0,30	0,30	0,50	0,50	0,50	0,50	0,30	0,30	0,30	0,30	0,50	0,50	0,50	0,50
$H_i P_0$ кг/м <sup>2</sup>	42	36	30	24	70	60	50	40	44	38	32	26	72	62	52	42

Мелкобитый лед,  $l_i = 1$  м,  $S_i = 1$  м<sup>2</sup>

$P$ кг	42	36	30	24	70	60	50	40	44	38	32	26	72	62	52	42
--------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

$l_i = 5$  м,  $S_i = 25$  м<sup>2</sup>

$P$ кг	1 050	900	750	600	1 750	1 500	1 250	1 000	1 100	950	800	650	1 800	1 550	1 300	1 050
--------	-------	-----	-----	-----	-------	-------	-------	-------	-------	-----	-----	-----	-------	-------	-------	-------

$l_i = 10$  м,  $S_i = 100$  м<sup>2</sup>

$P$ кг	4 200	3 600	3 000	2 400	7 000	6 000	5 000	4 000	4 400	3 800	3 200	2 600	7 200	6 200	5 200	4 200
--------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Крупнобитый лед,  $l_i = 50$  м,  $S_i = 2500$  м<sup>2</sup>

$P$ т	105	90	75	60	175	150	125	100	110	95	80	65	180	155	130	105
-------	-----	----	----	----	-----	-----	-----	-----	-----	----	----	----	-----	-----	-----	-----

$l_i = 100$  м,  $S_i = 10 000$  м<sup>2</sup>

$P$ т	420	360	300	240	700	600	500	400	440	380	320	260	720	620	520	420
-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Ледяные поля,  $l_i = 500$  м,  $S_i = 250 000$  м<sup>2</sup>

$P$ т	10 500	9 000	7 500	6 000	17 500	15 000	12 500	10 000	11 000	9 500	8 000	6 500	18 000	15 500	13 000	10 500
-------	--------	-------	-------	-------	--------	--------	--------	--------	--------	-------	-------	-------	--------	--------	--------	--------

Прочность льда при сжатии и изгибе речного и пресноводного льда, по [12]

Элемент	$\sigma_{\text{средн}}$	$\sigma_{\text{макс}}$	$\sigma_{\text{мин}}$	$\sigma_{\text{макс}} - \sigma_{\text{мин}}$	Число случаев
р. Бахтемир, с. Оля					
$T$ °C	-1,7	+10	-3,0	4,0	6
$T_i$ °C	-1,0	-1,0	-1,0	0,0	6
$\sigma_{\text{сж}}^{\perp}$ МПа	4,47	6,03	2,67	3,36	10
$\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$ МПа	5,26	7,39	3,86	3,53	10
$\sigma_{\text{изг}}^{\perp}$ МПа	1,11	1,87	0,76	1,11	4
$\sigma_{\text{изг}}^{\parallel}$ МПа	1,10	1,92	0,77	1,15	4
Волго-Каспийский канал, о. Искусственный					
$T$ °C	-4,6	-1,0	-9,0	8,0	22
$T_i$ °C	-1,8	0,0	-5,2	5,2	22
$\sigma_{\text{сж}}^{\perp}$ МПа	1,27	4,35	1,84	2,51	131
$\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$ МПа	1,80	3,68	1,29	2,39	115

При повышении указанных нагрузок лед теряет свою плавучесть. Более крупный по протяженности и толщине плавучий лед (или припай) выдерживает нагрузки, превышающие значения, приведенные в табл. 8.31.

#### 8.5.4. Механические свойства льда

В основу исследования физико-механических свойств ледяного покрова Каспийского моря положены материалы инструментальных наблюдений ледовых экспедиций. Основные результаты перечисленных выше экспедиций приведены в Справочнике по шельфу Каспийского моря [113]. В настоящей работе излагаются итоги анализа экспедиционных исследований ГОИНа, АЗГМО.

Наиболее важными показателями, определяющими степень влияния льда на гидротехнические сооружения и характер движения судов, являются механические свойства, выражаемые прочностью льда. Под прочностью льда понимают сопротивление льда разрушению под влиянием внешних сил, обуславливающих сжатие, изгиб и растяжение.

Прочность льда зависит от его физических характеристик — его структуры, температуры, солености, плотности, пористости, а также условий эксперимента. Сложная зависимость прочности льда от определяющих ее факторов требует строгого выполнения комплекса перечисленных выше наблюдений, что не всегда осуществлялось в экспедиционных условиях и ограничивало выводы причинно-следственных связей.

**Предел прочности (временное сопротивление) льда на сжатие  $\sigma_{\text{сж}}$ .** Предел прочности образцов льда на сжатие в Каспийском море изменяется в широком диапазоне от 0,14 до 6,0—8,0 МПа. Столь большая изменчивость значений  $\sigma_{\text{сж}}$  объясняется разнообразием структур, различием солености и плотности исследуемых образцов, значительными вариациями температуры льда и окружающей среды, а также особенностями экспериментов.

Эксперименты по оценке прочности при сжатии пресноводного льда (на р. Бахтемир и Волго-Каспийском канале) при температуре воздуха от 1 до -9 °C показали, что прочность речного льда при сжатии в два-три раза превышает прочность при сжатии пресноводного «морского» льда при любом направлении прилагаемых усилий (табл. 8.32). Пресный (речной) лед при изгибе выдерживает меньшие нагрузки (до 1,8—1,9 МПа), чем при сжатии ( $\sigma_{\text{сж}}^{\perp}$  — до 4,5 МПа;  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  — 5,3 МПа).

Результаты экспедиционных наблюдений за прочностью льда при боковом сжатии  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  в районе Уральской бороздины показали, что наиболее прочным при сжатии является прозрачный лед кристаллической структуры. Максимальные значения пределов прочности как отдельных образцов, так и в целом слое приходятся на среднюю часть льдины. Здесь средние и максимальные значения  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  (боковое сжатие) составляют соответственно 2,79—5,95 МПа (по образцам) и 2,74—3,85 МПа (для слоя в среднем). Наименее прочными в монолитном льду кристаллической структуры являются нижние слои льдины, в которых средние значения  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  составляют 1,9—2,0 МПа, а максимум  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  не превышает 2,6—3,3 МПа (табл. 8.33).

Очень слабым при сжатии является матовый лед зернистой структуры, особенно в верхней части льдины, более подверженной колебаниям температуры воздуха. В верхней части льда средняя прочность при сжатии (0,6—0,7 МПа) в два раза меньше, чем в средней и нижней частях (1,25—1,37 МПа). Более низкими являются и максимальные значения  $\sigma_{\text{сж}}$  в этих слоях (табл. 8.33).

В полупрозрачном льду отмечается последовательное понижение прочности при сжатии от верхних слоев (1,32 МПа) к нижним (1,18 МПа).

В ледяном покрове с четко выраженной слоистой структурой наблюдается своеобразное вертикальное распределение значений  $\sigma_{\text{сж}}$ . Очень устойчивыми к нарушению структуры и образованию ее дефектов оказываются прослойки прозрачного льда в средней части льдины. Максимальные значения  $\sigma_{\text{сж}}^{\parallel}$  в этих прослойках могут достигать 5,0—5,9 МПа. Прозрачный лед кристаллической структуры на всех стадиях развития не разрушается при нагрузках менее 0,9—1,0 МПа (табл. 8.33).

Минимальная прочность при сжатии характерна для матового льда зернистой структуры, изобилующего дефектами кристаллической решетки и разрушающегося даже при нагрузках 0,14—0,54 МПа. Предельная нагрузка, выдерживаемая этим льдом, не превышает 2,0 МПа.

Для определения прочности при сжатии плавучего льда в прикромочной зоне испытаниям подвергались образцы из каждого слоя льда, охлажденные в смеси снег—соль до температуры окружающей среды и значительно ниже, до -10... -14 °C. Оказалось, что средние и экстремальные значения  $\sigma_{\text{сж}}$  для прикромочной зоны плавучего льда гораздо выше значений  $\sigma_{\text{сж}}$  для речного, пресноводного и более прочного льда Уральской бороздины. Поэтому в настоящей работе средние и максимальные значения  $\sigma_{\text{сж}}$ , заимствованные из работ [252, 253], пересчитаны для льда, находившегося в естественных условиях при температуре окружающей среды и с учетом его охлаждения (табл. 8.34).

Для плавучего льда в прикромочной зоне наибольшую нагрузку при сжатии выдерживают по-

Прочность при сжатии ( $\sigma_{сж}$  МПа) образцов и слоев льда различной текстуры для района Уральской бороздины (зона сморози)

Слой	Характеристика	Прозрачный лед		Полупрозрачный лед		Матовый лед		$n_{общ}$
		$n$	$\sigma_{сж}$	$n$	$\sigma_{сж}$	$n$	$\sigma_{сж}$	
Верх	По образцам: Средн. Макс. Мин.	23	2,35 3,83 1,17 2,66	26	1,38 3,48 0,60 2,88	20	0,60 1,74 0,14 1,60	69
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	7	2,30 3,27 1,40 1,87	10	1,32 2,10 0,42 1,68	6	0,68 1,66 0,27 1,39	23
Середина	По образцам: Средн. Макс. Мин.	21	2,79 5,95 1,04 4,91	35	1,20 3,22 0,50 2,72	10	1,26 1,87 0,41 1,46	66
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	7	2,74 3,85 1,32 2,53	13	1,21 2,35 0,61 1,74	3	1,37 1,67 0,94 0,73	23
Низ	По образцам: Средн. Макс. Мин.	36	1,91 3,26 0,96 2,30	25	1,25 1,91 0,66 1,25	10	1,25 1,97 0,54 1,43	71
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.	11	2,01 2,59 0,98 1,61	8	1,18 1,56 0,83 0,73	4	1,33 2,12 0,69 0,43	23

верхностные слои льда с более прочными кристаллическими связями, чем в приводных слоях льда, контактирующих со сравнительно более теплой водой. При боковом сжатии средние и максимальные значения прочности неохлажденного льда убывают от поверхности к нижним слоям с 2,94 до 1,94 и с 5,95 до 2,64 МПа соответственно. Наибольшие колебания пределов прочности льда при сжатии свойственны поверхностным и средним слоям льда. В нижней части льда амплитуда колебаний прочности неохлажденного льда при сжатии составляет 0,27 МПа (табл. 8.34).

При продольном сжатии ( $\sigma_{сж}^{\perp}$  — нагрузка прилагается перпендикулярно поверхности льда, вдоль осей кристаллов) наблюдается противоположное распределение показаний прочности льда при сжатии — рост средних значений  $\sigma_{сж}^{\perp}$  от верхних слоев к нижним с 1,89 до 2,76 МПа для неохлажденного льда. Минимальные показания  $\sigma_{сж}^{\perp}$  сравнительно стабильны во всей толще льда (0,20—0,54 МПа).

Прочность при сжатии смерзшихся ледяных полей на акватории Уральской бороздины сравнительно однородна по вертикали (1,47—1,72 МПа, табл. 8.34). Максимум  $\sigma_{сж}^{\parallel}$  приходится на средние слои. В этих слоях отмечен и наибольший диапазон изменчивости значений  $\sigma_{сж}^{\parallel}$  отдельных образцов ( $\sigma_{сж}^{\parallel} = 5,54$  МПа), в то время как в прикромочной зоне наибольшая изменчивость значений  $\sigma_{сж}^{\parallel}$  наблюдается в верхних слоях.

Результаты повторных наблюдений прочности при сжатии образцов льда, взятых из одного слоя льдины в районе Уральской бороздины, показали, что различия в значениях прочности при сжатии образцов льда однородной текстуры могут достигать 0,5—1,0 МПа. Последнее, по-видимому, объясняется внесением дефектов в сторону образцов льда при подготовке их к экспериментам.

Практический интерес представляют сведения о пределах прочности льда при сжатии для различных направлений приложения разрушающего усилия. В районе Волго-Каспийского канала в идентичных гидрометеорологических условиях прочность распресненного льда при боковом сжатии ( $\sigma_{сж}^{\parallel}$ ) была более чем на 1,0 МПа выше, чем при действии внешней силы перпендикулярно поверхности льда ( $\sigma_{сж}^{\perp} < \sigma_{сж}^{\parallel}$ ) (табл. 8.32). В зоне плавающего льда подобное соответствие показательно только для поверхностных слоев. В средних и нижних частях льдины чаще всего  $\sigma_{сж}^{\parallel} < \sigma_{сж}^{\perp}$  (табл. 8.34).

Наличие связи  $\sigma_{сж} = f(T_i)$  подтверждается некоторым увеличением значений  $\sigma_{сж}$  поверхностных слоев после сильных морозов [10, 67, 255]. Весной с повышением температуры воздуха и льда происходит ослабление межкристаллических связей в ледяном покрове. В результате лед разрушается при небольших внешних условиях, под нагрузками до 0,8—1,0 МПа.

Лабораторные исследования изменения прочности при сжатии пресного и морского льда при раз-

Средние и экстремальные значения прочности (временного сопротивления) льда при сжатии ( $\sigma_{сж}$  МПа) в Северном Каспии

Характеристика	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
<b>Уральская бороздина, <math>\sigma_{сж}^{\parallel}</math> (боковое)</b>								
Средн.	1,47	1,72	1,58	1,59	1,45	1,70	1,37	1,51
Макс.	3,83	5,95	3,26	5,95	3,27	3,85	2,59	2,79
Мин.	0,14	0,41	0,54	0,14	0,27	0,61	0,69	0,42
$\Delta\sigma_{сж}$	3,69	5,54	2,72	5,81	3,00	3,24	1,90	2,37
<i>n</i>	69	66	71	206	23	23	23	23
<b>Прикромочная зона, <math>\sigma_{сж}^{\parallel}</math> (боковое)</b>								
Средн. (охлажд.)	4,20	2,77	2,06	3,19	3,59	2,29	1,92	2,88
Средн. (естеств.)	2,94	2,32	1,92	2,62	—	—	—	—
Макс. (охлажд.)	7,20	5,82	2,64	7,20	7,00	4,17	2,20	4,08
Макс. (естеств.)	5,94	(5,82)	2,28	5,94	—	—	—	—
Мин.	0,32	0,79	1,65	0,32	0,32	1,16	1,65	1,84
$\Delta\sigma_{сж}$ (охлажд.)	6,88	5,03	0,99	6,88	6,68	3,01	0,55	2,24
$\Delta\sigma_{сж}$ (естеств.)	5,62	1,98	0,27	5,62	—	—	—	—
<i>n</i>	14	11	4	29	6	4	2	4
<b>Прикромочная зона, <math>\sigma_{сж}^{\perp}</math> (продольное)</b>								
Средн. (охлажд.)	2,53	3,16	3,37	2,99	2,69	3,33	3,63	3,12
Средн. (естеств.)	1,89	2,41	2,76	2,21	—	—	—	—
Макс. (охлажд.)	8,34	8,47	7,82	8,47	8,34	6,19	6,79	5,16
Макс. (естеств.)	5,16	4,56	4,95	5,16	—	—	—	—
Мин.	0,20	0,54	0,33	0,20	0,45	0,86	1,53	1,39
$\Delta\sigma_{сж}$ (охлажд.)	8,14	7,93	7,49	8,27	7,89	5,33	5,26	3,77
$\Delta\sigma_{сж}$ (естеств.)	4,96	4,02	4,62	4,96	—	—	—	—
<i>n</i>	42	37	34	113	12	10	10	10

личных его температурах ( $-9$ ;  $-13$ ;  $-23$ ;  $-29^{\circ}\text{C}$ ), выполненные Б. А. Мамедовым [265, 266], показали последовательное повышение значений  $\sigma_{сж}$  с 1,2 до 4,5 МПа для пресного и с 0,7 до 3,5 МПа для морского льда при изменении температуры образцов с  $-9$  до  $-29^{\circ}\text{C}$ .

В бухтах и заливах Среднего Каспия, по данным Б. А. Мамедова [265], прочность при сжатии льда «местного» происхождения последовательно убывает к югу. Максимальные из наблюдаемых значения понижаются с 2,30 МПа в Махачкалинской бухте до 0,78 МПа в Апшеронском заливе и с 2,55 МПа в бух. Баутино до 1,02 МПа в Краснодарском заливе (табл. 8.35).

Статистические обобщения значений  $\sigma_{сж}$  вы-

полнены только для Уральской бороздины, где длина исходного ряда наблюдений за боковым сжатием льда превысила 200 ( $n = 206$ ). Наибольшие частоты ( $P\%$ ) пределов прочности льда при сжатии для акватории бороздины для образцов и слоев приходится на диапазоны 0,81—1,20; 1,21—1,60; 1,61—2,0 МПа. На те же диапазоны падают максимальные частоты и для льда в целом (табл. 8.36).

**Предел прочности (временное сопротивление) льда при изгибе.** Измерения временного сопротивления льда при изгибе в экспедиционных условиях до 1970 г. производились с помощью гидравлического пресса [10, 434]. Испытанию подвергались балочки размером  $5 \times 5 \times 20-23$  см [10] или

Таблица 8.35

Экстремальные значения временных сопротивлений (прочности) льда при сжатии в портах и заливах Каспийского моря, по [265]

Район исследований	Период наблюдений	Температура воздуха ( $T_a$ ) и льда ( $T_l$ )	Экстремальные значения				<i>n</i>	Характеристика льда
			$\sigma_{сж}^{\perp}$		$\sigma_{сж}^{\parallel}$			
			мин.	макс.	мин.	макс.		
Махачкала	Февраль 1959 г.	$-10,5$ ; $-2,6$	0,63	2,17	0,59	2,27	8	Приносной
	Февраль 1969 г.	$-17,0$ ; $-3,0$	0,52	2,30	0,63	2,63	20	Местный
Апшеронский полуостров Красноводский залив	Февраль 1954 г.	$-4,0$ ; $-3,0$	0,23	0,78	0,27	1,41	4	Приносной
	Декабрь 1959 г.	$-5,0$ ; $-3,0$	0,37	1,02	0,48	1,20	8	Местный
Бакинский холодильник (искусственный лед)	Январь 1969 г.	$-12,0$ ; $-7,0$	0,38	0,90	0,42	1,10	20	»
	Июль—август 1966 г.	$-29,0$ ; $-9,0$	1,20	4,50	1,20	4,50	20	Пресный лед
	Сентябрь 1966 г.	$-29,0$ ; $-9,0$	0,71	3,50	0,71	3,50	20	Солоноватый лед

Примечание. Сведения о прочности льда при сжатии приведены в работах [10, 252] без указания направления приложения нагрузок.

Таблица 8.36

Повторяемость ( $P$  %) пределов прочности льда при боковом сжатии ( $\sigma_{сж}$ )  
в районе Уральской бороздины

$\sigma_{сж}$ МПа	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слон	верх	середина	низ	
0,00—0,40	8,1	1,3	—	3,3	5,6	—	—	—
0,41—0,80	13,6	17,3	9,5	13,6	22,2	23,8	15,0	15,0
0,81—1,20	14,9	21,4	22,2	19,5	5,6	14,3	20,0	20,0
1,21—1,60	19,0	24,1	17,4	20,3	22,3	33,3	20,0	15,0
1,61—2,00	16,2	14,7	22,3	17,4	16,6	9,5	10,0	25,0
2,01—2,40	9,4	9,3	15,8	11,3	16,6	9,5	20,0	15,0
2,41—2,80	8,1	2,6	9,6	6,6	11,1	—	10,0	10,0
2,81—3,20	5,4	—	—	1,8	—	4,8	—	—
3,21—3,60	2,7	4,1	3,2	3,3	—	4,8	5,0	—
3,61—4,00	1,3	—	—	0,5	—	—	—	—
4,01—4,40	1,3	2,6	—	1,4	—	—	—	—
4,41—4,80	—	—	—	—	—	—	—	—
4,81—5,20	—	1,3	—	0,5	—	—	—	—
5,21—5,60	—	—	—	—	—	—	—	—
5,61—6,00	—	1,3	—	0,5	—	—	—	—
$n$	69	66	71	206	23	23	23	23

$3 \times 5 \times 16$  см [80, 252]. С 1971 г. определение прочности льда при изгибе делалось специалистами АЗГМО на полевой испытательной машине ПИМ-100, сконструированной в ААНИИ. Испытанию подвергались круглые пластины, выпиленные из кернов диаметром 15,5 см и толщиной 2—3 см. Согласно [238], значения прочности пластин льда при изгибе оказались в 1,5 раза больше значений для балочек. Для получения сравнимых результатов производился пересчет показаний  $\sigma_{изг}$  пластин к  $\sigma_{изг}$  балочек по соотношению

$$\sigma_{изг, бал} = 0,65\sigma_{изг, пл.} \quad (8.36)$$

Как показали результаты систематизации экспедиционных наблюдений, временное сопротивление льда Каспия при изгибе значительно меньше, чем при сжатии. Менее широк диапазон изменений значений  $\sigma_{изг}$  — от 0,01 до 2,17 МПа (табл. 8.37). Согласно исследованиям [46, 238, 305, 350], временное сопротивление льда при изгибе зависит от скорости действия прилагаемой нагрузки, размера образцов, их структуры, солёности, плотности и от гидрометеорологических условий эксперимента.

В районе Уральской бороздины наиболее прочным при изгибе является прозрачный лед кристаллической структуры. Он выдерживает нагрузку до 0,38 МПа. Самыми прочными являются прозрачные образцы льда в верхней и средней частях льдины, где средние значения  $\sigma_{изг}$  составляют около 1,3 МПа, а максимальные достигают 1,88—2,17 МПа (табл. 8.38). Как и при сжатии, наименее прочным при изгибе оказывается матовый лед зернистой структуры, разрушающийся при нагрузках до 1,5 МПа в поверхностном слое льда, около 1,0 МПа — в среднем и до 1,0 МПа — в нижнем.

Наиболее прочным при изгибе является пресный и распресненный лед в низовьях Волги и Урала и на взморьях этих рек. Максимальные значения  $\sigma_{изг}$  в средней части льдины достигают 1,9—2,2 МПа (табл. 8.38).

По мере удаления от устьевых взморий и продвижения к границам припая, с уменьшением толщины ледяного покрова и солёности льда, уменьшается и предел прочности льда при изгибе.

Средние значения  $\sigma_{изг}$  убывают от 0,98—1,06 МПа на Волго-Каспийском канале до 0,64 МПа у о. Тюленьего, от 0,92—0,55 МПа у Белинского банка до 0,45 МПа близ Кулалинской банки и от 0,98—1,05 МПа у о. Жесткого (Укатного) до 0,66 около о. Кулалы.

Сравнительно высокой прочностью обладает ледяной покров в районе Уральской бороздины, формирующийся в результате смерзания наслоенных и подосновных ледяных полей и крупнобитого льда («сморозь»). Средние значения  $\sigma_{изг}$  в пределах слоев и льдины в целом превышают 0,7 МПа, а максимальные показания отдельных образцов, как и для пресноводного льда, достигают 2,17 МПа.

В бухтах и заливах Среднего Каспия значения временного сопротивления льда при изгибе последовательно убывают по направлению к югу с 0,6—0,7 МПа в районе Махачкалы до 0,3—0,4 МПа у Апшеронского полуострова и с 0,7—0,8 МПа в Баутинской бухте до 0,2—0,3 МПа в Красноводском заливе (табл. 8.35). Как показали исследования [80, 113], уменьшение пределов прочности льда при изгибе с севера на юг происходит не только за счет термических факторов и увеличения солёности льда. Большое влияние оказывают и динамические деформации, обуславливающие общее ослабление плавучего льда в процессе столкновений и дробления, а следовательно, и увеличения дефектов структуры льда.

Согласно лабораторным исследованиям [265] предел прочности льда при изгибе увеличивается с понижением температуры льда до  $-15^\circ\text{C}$ , при дальнейшем ее понижении зависимость нарушается.

Результаты статистической обработки исходных рядов наблюдений за временным сопротивлением льда при изгибе по отдельным районам Северного Каспия свидетельствуют о своеобразной для каждого района повторяемости по диапазонам значений  $\sigma_{изг}$ .

Так, для низовий Волги и Урала, для устьевого взморья Волги наибольшие частоты для любого слоя и льдины в целом приходятся на интервалы  $\sigma_{изг}$ , близкие их средним значениям 0,61—0,80;



Средние и экстремальные значения прочности (временного сопротивления) льда при изгибе ( $\sigma_{изг}$  МПа) по районам Северного Каспия

Характеристика	По отдельным образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
<b>Низовья рек Волги и Урала (речной, пресный лед)</b>								
Средн.	0,82	1,06	0,94	0,95	0,83	0,95	0,91	0,90
Макс.	1,01	2,16	1,18	2,16	0,99	1,03	1,03	1,02
Мин.	0,52	0,62	0,46	0,46	0,67	0,78	0,46	0,67
$\Delta\sigma_{изг}$	0,49	1,54	0,72	1,70	0,32	0,25	0,57	0,35
<i>n</i>	18	22	9	49	10	10	8	10
<b>Взморье р. Волги</b>								
Средн.	1,10	0,95	0,92	0,96	1,03	0,95	0,96	0,98
Макс.	1,93	1,97	1,67	1,97	1,93	1,53	1,67	1,66
Мин.	0,36	0,36	0,40	0,36	0,38	0,49	0,48	0,45
$\Delta\sigma_{изг}$	1,57	1,61	1,27	1,61	1,55	1,04	1,19	1,21
<i>n</i>	41	44	40	125	25	25	25	25
<b>Северо-восточный район</b>								
Средн.	0,81	0,73	0,61	0,72	0,86	0,76	0,64	0,75
Макс.	1,50	1,21	1,58	1,58	1,50	1,21	1,58	1,21
Мин.	0,27	0,27	0,22	0,22	0,27	0,27	0,27	0,27
$\Delta\sigma_{изг}$	1,23	0,94	1,36	1,36	1,23	0,94	1,31	0,94
<i>n</i>	45	43	43	131	34	34	34	34
<b>Уральская бороздина</b>								
Средн.	0,85	0,70	0,59	0,72	0,81	0,74	0,70	0,76
Макс.	2,17	1,74	1,62	2,17	1,58	1,46	1,77	1,77
Мин.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,16	0,12	0,12	0,12
$\Delta\sigma_{изг}$	21,7	17,4	16,2	21,7	1,42	1,34	1,65	1,65
<i>n</i>	59	55	52	166	23	23	23	23
<b>Прикромочная зона</b>								
Средн.	0,67	0,67	0,53	0,63	0,64	0,62	0,50	0,58
Макс.	1,10	1,10	1,10	1,10	1,02	1,06	1,10	1,06
Мин.	0,10	0,10	0,01	0,01	0,10	0,10	0,09	0,09
$\Delta\sigma_{изг}$	1,00	1,00	1,09	1,09	0,92	0,96	1,01	0,97
<i>n</i>	28	29	25	82	20	20	20	20
<b>Весь Северный Каспий</b>								
Средн.	0,87	0,80	0,68	0,78	0,85	0,79	0,72	0,84
Макс.	2,17	2,16	1,62	2,17	1,93	1,53	1,77	1,77
Мин.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,10	0,10	0,09	0,09
$\Delta\sigma_{изг}$	2,17	2,16	1,62	2,17	1,83	1,43	1,68	1,68
<i>n</i>	191	193	169	553	112	112	110	112

0,81—1,00; 1,01—1,20 МПа (табл. 8.39). Речной пресноводный лед не разрушается ( $P = 0, \%$ ) при нагрузках менее  $4 \text{ кг/см}^2$ , а на взморье — менее  $2 \text{ кг/м}^2$ . Максимальные значения предела прочности в отдельных случаях достигают  $1,97—2,16 \text{ МПа}$ .

Если для низовий Волги изменчивость средних по слоям (и для кернов) значений  $\sigma_{изг}$  не превышает  $0,25—0,57 \text{ МПа}$ , то на взморье, где преобладает различный по условиям формирования и текстуре лед, изменчивость даже осредненных для керна и слоев значений превышает  $1,0 \text{ МПа}$ .

Для северо-восточных районов интервалы больших частот несколько сдвинуты в сторону низких диапазонов  $\sigma_{изг}$ :  $0,41—0,60$ ;  $0,61—0,80$ ;  $0,81—1,00 \text{ МПа}$ . Здесь экстремальные значения временных сопротивлений при изгибе отдельных образцов и осредненных значений изменяются примерно от  $0,2$  до  $1,6 \text{ МПа}$ .

На участке Уральской бороздины средние значения  $\sigma_{изг}$  близки к таковым для северо-восточных

районов (табл. 8.38). Однако в распределении частот по интервалам  $\sigma_{изг}$  нет строгой закономерности. Сравнительно высокие частоты приходятся на интервалы в пределах  $\sigma_{изг}$  от  $0,21$  до  $1,60 \text{ МПа}$ . Наиболее значимые частоты ( $21—36 \%$ ) падают на слабый при изгибе лед со значениями  $\sigma_{изг}$  до  $0,20 \text{ МПа}$ . Более прочные при изгибе образцы льда со значениями  $\sigma_{изг} > 1,60 \text{ МПа}$  встречаются гораздо реже ( $P \leq 5 \%$ ). Для осредненных значений  $\sigma_{изг}$  высокие частоты ( $P = 16... 22 \%$ ) охватывают интервалы от  $0,41—0,60$  до  $1,21—1,40 \text{ МПа}$ . Средние для льда значения  $\sigma_{изг}$  изменяются от  $0,16$  до  $1,38 \text{ МПа}$ .

В прикромочной зоне плавучий лед обладает сравнительно низкой прочностью при изгибе. Наибольшие здесь значения временного сопротивления льда при изгибе не превышают  $1,10 \text{ МПа}$ . Наибольшие частоты наблюдаются в интервалах  $\sigma_{изг}$  от  $0,41—0,60$  до  $0,61—0,80 \text{ МПа}$ .

В общем для Северного Каспия значения временных сопротивлений льда при изгибе (образцов

Прочность при изгибе ( $\sigma_{изг}$ ) образцов и слоев льда различной текстуры в районе Уральской бороздины

Слой	Характеристика	Прозрачный лед		Полупрозрачный лед		Матовый лед		$n_{общ}$
		$n$	$\sigma_{изг}$	$n$	$\sigma_{изг}$	$n$	$\sigma_{изг}$	
Верх	По образцам: Средн. Макс. Мин.	19	13,4 2,17 0,55 1,62	18	1,01 1,65 0,12 1,53	17	0,53 0,44 0,06 1,38	44
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.		6		1,27 1,88 0,67 1,21		5	
Середина	По образцам: Средн. Макс. Мин.	20		1,36 1,74 0,95 0,79	10	0,79 1,35 0,26 1,09		25
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.		8	1,34 1,60 1,05 0,55		5	0,76 1,14 0,63 0,51	
Низ	По образцам: Средн. Макс. Мин.	20		1,04 1,51 0,26 1,25	12		0,54 1,17 0,06 1,11	20
	Слой в среднем: Средн. Макс. Мин.		6	1,08 1,35 0,38 0,96		4	0,56 0,95 0,23 0,72	

и осредненных значений) составляют 0,72—0,86 МПа. Максимум предела прочности отдельных образцов достигает 2,16—2,17 МПа, а осредненных по слоям значений  $\sigma_{изг}$  — 7,53—1,93 МПа.

**Предел прочности льда на растяжение** ( $\sigma_{рст}$  МПа). Значения определялись только для бухт и заливов Среднего Каспия. Результаты испытаний, выполненных Б. А. Мамедовым [265], показали, что при «работе» льда на растяжение он оказывается в 2—4 раза менее прочным, чем при сжатии. Временное сопротивление льда при растяжении изменяется от 0,13 до 0,67 МПа. С понижением температуры льда отмечается тенденция повышения значений  $\sigma_{рст}$ .

**Динамическая твердость льда** ( $\sigma_{дт}$  МПа). Пределы динамической твердости льда, определенные для района Уральской бороздины, ограничены значениями  $\sigma_{дт} = 0,34 \dots 3,68$  МПа и близки к значениям, полученным для арктических морей. При стационарном состоянии ледяного покрова изменчивость динамической твердости невелика. С началом таяния льда значения  $\sigma_{дт}$  резко уменьшаются сначала на поверхности, затем по всей толще льда [435].

**Упругие свойства льда.** Упругость льда представлена модулем продольной упругости ( $E$ ), полученным Б. А. Мамедовым [265] для бухт и заливов Среднего Каспия. Значения модуля продольной упругости не превышали  $(2,5—3,5) \times 10^3$  МПа, что в три раза меньше значений для речного и озерного льда.

В заключение отметим следующее.

На большей акватории Северного Каспия преобладает лед слоистой структуры, вероятность образования которого 60—70 %. Термические условия ледяного покрова зависят от теплового баланса на его поверхности и интенсивности процессов теплообмена на границе лед—вода и в толще льда. Для поверхности льда хорошо выражена связь температуры льда ( $T_i$ ) с температурой воздуха ( $T$ ).

Плотность льда колеблется примерно от 630 до 968 кг/м<sup>3</sup>. Вероятность образования сравнительно плотного льда со значениями  $\rho_i > 900$  кг/м<sup>3</sup> составляет 85 % на устьевом взморье Волги, 55—60 % — в прикромочной зоне и 15—20 % — у побережья Среднего Каспия. Наибольшие частоты приходятся на интервалы 870—900 кг/м<sup>3</sup>. Плотность льда в большей степени зависит от его структурных особенностей и солёности.

Разрушение льда под влиянием внешних сил оценено пределами прочности (временным сопротивлением) льда при сжатии, изгибе и растяжении. Наиболее прочным при сжатии является ледяной покров Северного Каспия, временное сопротивление которого в отдельных случаях может достигать 6—8 МПа. В Среднем Каспии предел прочности при сжатии льда местного происхождения не превышает 4,5 МПа. Сравнительно устойчивым показателем является временное сопротивление льда при изгибе, значения которого не превышают 2,17 МПа в Северном Каспии и 1,1 МПа — у побережья Среднего Каспия. Наибольшие частоты приходятся на диапазон 0,41—1,20 МПа.

Таблица 8.39

Повторяемость ( $P$  %) пределов прочности льда при изгибе ( $\sigma_{изг}$ ) в Северном Каспии

$\sigma_{изг}$ МПа	По образцам				Осредненные по слоям			Льдина в целом
	верх	середина	низ	все слои	верх	середина	низ	
<b>Низовья рек Волги и Урала</b>								
0,41—0,60	22,2	—	11,1	10,2	—	—	12,5	—
0,61—0,80	5,6	9,0	0,0	6,1	40,0	10,0	0,0	10,0
0,81—1,00	66,6	40,9	55,6	53,3	60,0	60,0	62,5	80,0
1,01—1,20	5,6	36,6	33,3	24,4	—	30,0	25,0	10,0
1,21—1,40	—	0,0	—	0,0	—	—	—	—
1,41—1,60	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
1,61—1,80	—	0,0	—	0,0	—	—	—	—
1,81—2,00	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
2,01—2,20	—	4,5	—	2,0	—	—	—	—
$n$	18	22	9	49	10	10	8	10
<b>Взморье р. Волги</b>								
0,21—0,40	4,8	2,2	4,0	4,0	4,0	0,0	0,0	0,0
0,41—0,60	2,4	9,1	10,0	7,2	4,0	8,0	8,0	3,0
0,61—0,80	19,5	18,2	17,5	18,4	24,0	16,0	24,0	24,0
0,81—1,00	32,0	36,4	32,5	33,6	24,0	40,0	32,0	36,0
1,01—1,20	17,1	18,1	22,5	19,2	20,0	20,0	20,0	20,0
1,21—1,40	9,7	4,6	5,0	6,4	8,0	4,0	4,0	8,0
1,41—1,60	4,8	6,8	2,5	4,8	4,0	8,0	4,0	0,0
1,61—1,80	7,3	2,3	5,0	4,8	8,0	4,0	8,0	8,0
1,81—2,00	2,4	2,3	—	1,6	4,0	—	—	—
$n$	41	44	40	125	25	25	25	25
<b>Северо-восточный район</b>								
0,21—0,40	8,7	6,9	23,4	12,9	5,9	8,8	23,5	3,0
0,41—0,60	15,6	16,2	32,6	21,3	8,8	11,8	23,5	22,6
0,61—0,80	24,5	39,7	27,9	31,0	29,4	38,3	32,5	32,0
0,81—1,00	26,8	25,6	4,6	19,0	26,5	29,4	5,9	30,3
1,01—1,20	13,3	9,3	6,9	9,9	12,7	8,8	8,8	9,1
1,21—1,40	8,9	2,3	2,3	4,5	11,8	2,9	2,9	3,0
1,41—1,60	2,2	—	2,3	1,4	2,9	—	2,9	—
$n$	45	43	43	131	34	34	34	34
<b>Уральская бороздина</b>								
0,00—0,20	21,9	31,0	36,5	29,8	4,3	8,7	22,0	8,7
0,21—0,40	6,8	7,3	11,5	8,4	13,0	8,7	13,0	8,7
0,41—0,60	8,5	3,6	5,8	6,0	17,4	21,9	4,3	26,2
0,61—0,80	11,1	16,4	3,8	10,8	21,9	17,4	17,4	13,0
0,81—1,00	5,9	10,9	9,6	8,4	13,0	13,0	13,0	4,3
1,01—1,20	10,2	10,9	15,3	12,0	17,4	13,0	13,0	21,7
1,21—1,40	16,9	5,4	13,6	12,0	4,3	4,3	13,0	17,4
1,41—1,60	10,2	10,9	1,9	7,8	13,0	13,0	0,0	—
1,61—1,80	3,4	3,6	1,9	3,0	—	—	4,3	—
1,81—2,00	0,0	—	—	0,0	—	—	—	—
2,01—2,20	5,1	—	—	1,8	—	—	—	—
$n$	59	55	52	166	23	23	23	23
<b>Прикромочная зона</b>								
0,00—0,20	7,2	3,4	16,0	8,5	10,0	5,0	15,0	5,0
0,21—0,40	7,2	6,9	16,0	9,7	55,0	10,0	25,0	10,0
0,41—0,60	14,3	24,1	24,0	20,7	15,0	30,0	20,0	40,0
0,61—0,80	49,9	48,5	24,0	41,6	55,0	35,0	30,0	35,0
0,81—1,00	17,8	6,8	16,0	13,4	10,0	10,0	5,0	5,0
1,01—1,20	3,6	10,3	4,0	6,1	5,0	10,0	5,0	5,0
$n$	28	29	25	82	20	20	20	20
<b>Весь Северный Каспий</b>								
0,00—0,20	7,8	9,3	13,6	10,1	2,7	2,7	7,3	2,7
0,21—0,40	6,3	5,2	13,0	8,0	6,2	6,2	14,5	3,6
0,41—0,60	11,0	10,3	16,6	12,5	8,9	15,2	13,6	14,3
0,61—0,80	21,5	26,0	16,0	21,4	33,1	25,9	24,7	22,3
0,81—1,00	23,0	22,8	17,4	21,1	22,3	27,6	18,2	26,8
1,01—1,20	11,0	15,0	14,2	13,4	13,4	14,3	12,7	19,6
1,21—1,40	8,4	3,1	5,6	6,1	6,2	2,7	4,5	8,0
1,41—1,60	4,7	5,2	1,8	4,0	4,5	4,5	1,8	0,9
1,61—1,80	2,6	1,6	1,8	2,0	1,8	0,9	2,7	1,8
1,81—2,00	1,0	1,0	—	0,7	0,9	—	—	—
2,01—2,20	1,6	0,5	—	0,7	—	—	—	—
$n$	191	193	169	553	112	112	110	112

## 9. МУТНОСТЬ, ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТ ВОДЫ

### 9.1. Мутность и прозрачность воды в Северном Каспии

Мутность воды в Северном Каспии зависит от таких факторов, как сток рек и мутность речных вод, поступающих на устьевое взморье, ветровое волнение, течения, глубина места и удаленность от дельты и берегов, механический состав донных отложений, развитие водной растительности. Различаются три основные генетические группы взвешенных в воде веществ: 1) взвеси, выносимые на взморье речными водами; 2) взвеси, поднимаемые со дна взморья волнением и течениями; 3) взвеси органического происхождения, образуемые планктоном [366]. На устьевых взморьях рек Волги и Урала в зоне транзита речных вод распределение мутности по вертикали в стоковом потоке практически такое же, как в руслах рек, и мутность экспоненциально увеличивается от поверхности ко дну. Вид эпюры зависит от крупности взвешенных наносов и глубины места.

Увеличение мутности от поверхности ко дну объясняется уменьшением скорости стокового течения, в результате чего более крупные взвешенные частицы опускаются в нижележащие слои воды, а при волнении происходит и взмучивание донных отложений.

Существенное значение в процессе распространения мелкодисперсных взвешенных веществ, поступающих из зоны транзита речных вод в зону смешения речных и морских вод, имеет вертикальное распределение плотности воды на взморье и разность плотности речной и морской воды. В зоне смешения вод основная часть этих веществ распространяется в верхнем квазиоднородном слое над пикноклином (галоклином, термоклином). В пикноклине может образоваться слой промежуточного содержания содержания взвешенных веществ с дифференциацией частиц различной крупности. В результате многократного ослабления вертикальной турбулентности в пикноклине этот слой выполняет функцию «жидкого» грунта, задерживая частицы, достигающие верхней границы пикноклина. Особенно это заметно в штиль в период половодья и нагрева вод, когда мутные воды из реки растекаются по устьевому взморью тонким поверхностным слоем. Толщина поверхностного мутного слоя воды может быть от десятков сантиметров до нескольких метров. Ниже мутность уменьшается, а у дна снова увеличивается, что связано с турбулентными процессами, вызывающими взмучивание донных отложений.

Мутность воды играет существенную роль в формировании дефицита кислорода в придонных слоях устьевого взморья, особенно в штиль, когда отсутствует ветровое волнение и имеется плотностная стратификация вод. Мутные речные воды, поступающие на взморье, создают верхний слой малой прозрачности. Взвешенные вещества препятствуют проникновению лучистой энергии в нижние горизонты, где сильно ослабевают либо совсем прекра-

щаются процессы фотосинтеза, происходит окисление остатков органических продуктов и образуется дефицит кислорода. Зона с придонным дефицитом кислорода обычно располагается у свала глубин, где слой скачка плотности воды выражен наиболее резко, а прозрачность минимальна (0,2—0,4 м). Мористее этой зоны по мере увеличения прозрачности воды и уменьшения вертикальных градиентов плотности содержание кислорода в воде по вертикали снова выравнивается. Таким образом, речные взвешенные вещества, поступая на устьевое взморье в теплый период года, создают характерный тип газового режима вод.

Сезонное регулирование стока рек водохранилищами уменьшило вынос взвешенных веществ и детрита в море в теплый период года и увеличило в холодный, что ухудшило их использование на устьевых взморьях и в море.

Механический анализ взвешенных наносов, поступающих на устьевое взморье с волжскими водами, показал, что частицы размерами 0,5—0,25 мм составляют 0,3 %, 0,25—0,05 мм — около 25 %, 0,05—0,01 мм — 38 % и менее 0,01 мм — 36 %. Частицы влекомых наносов (90 %) имеют размер 0,25—0,05 мм. Обычно содержание частиц крупных фракций во взвешенном состоянии по мере продвижения от дельты к морю падает, а относительное содержание взвешенных мелких фракций увеличивается. Согласно М. В. Федосову [420], волжские воды в половодье выносят на взморье много частиц коллоидального размера (менее 1 мкм), которые затем разносятся течениями по всему Северному Каспию.

Поверхностные грунты в районе с глубинами до 5 м в основном (91 %) состоят из мелкозернистого и пылевого песка с размерами частиц 0,25—0,05 мм.

Наиболее полные измерения временной изменчивости мутности и прозрачности воды по предложению ГОИНа выполнены силами Астраханской ГМО в 1964—1965 гг. на плавмаеке Волго-Каспийском, расположенном в 90 км к югу от дельты Волги. Пробы на мутность отбирались вакуумным батометром на поверхности и у дна (5 м) 4 раза в сутки с апреля по ноябрь. При ветре скоростью более 7 м/с наблюдения за мутностью проводились через каждые 2 ч.

Из-за мелководья и большого объема взвешенных наносов, поступающих со стоком рек, в Северном Каспии создается значительная временная изменчивость мутности воды. Мутность, обусловленная речным стоком, создает почти постоянный фон, на котором формируется режим мутности под действием динамических процессов.

Умеренные и сильные ветры вызывают ветровые течения, волнение и сгонно-нагонные явления. Поэтому для режима мутности воды характерно чередование периодов взмучивания и отсутствия взмучивания донных грунтов.

Активное взвешивание частиц грунта начинает происходить при скоростях ветра 4—5 м/с

(рис. 9.1) и при скоростях придонного течения 14—16 см/с. Однако зависимость мутности воды от скорости течения на взморье слабая, поскольку практически всегда, особенно на отмелях взморья, при скоростях течений более 10—15 см/с существует ветровое волнение или зыбь, влияние которых затухивает эту зависимость.

Механический состав взвешенных наносов проходящих по взморью речных вод по мере продвижения в море изменяется: содержание частиц крупных фракций уменьшается, а относительное содержание частиц мелких фракций увеличивается. В зону смешения вод поступают в основном частицы мелких фракций, а из этой зоны в море, как правило, выносятся частицы диаметром менее 0,05 мм.

Механический состав взвешенных наносов в зоне активного волнового взмучивания зависит от степени волнения и в основном соответствует составу поверхностных грунтов дна той зоны, где происходит взмучивание. Наибольшая мутность при волнении в таких зонах отмечается в придонном слое, а к поверхности она уменьшается. В зависимости от степени волнения отношение мутности поверхностного слоя к мутности придонного при глубинах 4—7 м изменяется в диапазоне 0,1—0,8. При умеренном волнении, которое наблюдается наиболее часто, это отношение в среднем составляет 0,3.

Наибольшая мутность по акватории водоема при волнении обычно отмечается на морском склоне устьевого бара рек Волги и Урала и в приурезовых ложбинах у морского края дельты, т. е. на участках активной трансформации элементов ветровой волны.

За безледный период года в районе пламаяка Волго-Каспийского в среднем наблюдается 84 случая взмучивания поверхности грунта дна, когда мутность воды становится больше фоновой ( $20 \text{ г/м}^3$ ). В среднем за месяц отмечается 11 случаев взмучивания грунта, причем минимум наблюдается в июле—августе (7—9 случаев), а максимум — весной и осенью (11—13 случаев в месяц).

Если рассматривать только случаи активного взмучивания грунта, когда мутность воды превышала  $50 \text{ г/м}^3$ , то таких случаев за безледный период отмечено 41. За месяц в среднем происходит 6 случаев активного взмучивания грунта (3—5 в июле—августе, 8—9 в сентябре—октябре).

Каждый отдельный период взмучивания грунта взморья состоит из двух фаз. Первая — фаза взвешивания грунта, т. е. увеличение мутности от фонового значения за данный месяц до максимума за период взмучивания. Вторая — фаза осаждения взвешенных веществ на грунт, т. е. уменьшение мутности воды от максимального значения за данный период взмучивания до фонового. Эта фаза характеризуется затуханием действия факторов, вызывающих взмучивание грунта (волнение, течение). Суммарная продолжительность обеих фаз периода взмучивания в среднем составляет 50 ч, причем средняя продолжительность фазы взвешивания грунта равна 20 ч, а фазы осаждения — около 30 ч. При мутности более  $2000 \text{ г/м}^3$  это соотношение нарушается и продолжительность фазы взвешивания грунта со дна на 5—8 ч превышает продолжительность фазы осаждения. Однако за весь

безледный период отмечалось всего несколько таких случаев.

Таким образом, в среднем за безледный период года продолжительность фазы взвешивания грунта составляет 40 % продолжительности периода взмученного состояния, а фазы осаждения взвешенных веществ — 60 %.

Анализ изменчивости продолжительности фаз взвешивания и осаждения показал, что продолжительность первой фазы колебалась от 3 до 40 и

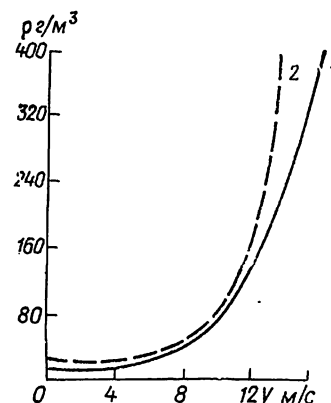


Рис. 9.1. Зависимость мутности воды  $\rho$  от скорости ветра  $V$  по наблюдениям на пламаяке Волго-Каспийском. 1 — поверхность; 2 — дно.

второй — от 12 до 60 ч. Наибольшая продолжительность периода взмученного состояния грунта длилась 48 ч, а фаза осаждения взвешенных веществ 80 ч. Среднее значение мутности воды за этот период равнялось  $250 \text{ г/м}^3$ .

Установлено, что чем продолжительнее период взмученного состояния грунта, тем больше максимальное значение мутности воды за этот период.

По продолжительности все случаи активного взмучивания грунта Северного Каспия при глубинах менее 5 м распределяются следующим образом: до 12 ч — 7 %, от 13 до 48 ч — 56 %, от 97 до 10 ч — 7 %. Наибольшая продолжительность одного случая активного взмучивания грунта за год составляет 7 сут. Средняя продолжительность всех случаев взмучивания составляет 50 ч.

В районе 5-метровой изобаты за безледный период 65 % времени поверхностные грунты дна находятся во взвешенном состоянии, т. е. в воде отсутствуют взвеси, активно поднятые со дна взморья волнением и течением. За месяц в среднем отмечается 6 периодов отсутствия взмучивания грунта на взморье. Наибольшую повторяемость (32 %) имеют случаи с продолжительностью отсутствия взмучивания от 25 до 48 ч, характерные для весеннего и осеннего периодов. Для летнего периода (июнь—август) свойственны случаи с большой продолжительностью времени без взмучивания грунта (более 6 сут — 15 %).

Модальное значение на кривой повторяемости мутности воды у пламаяка за безледный период в поверхностном слое относится к интервалу 11—20  $\text{г/м}^3$  (32 %), а для придонного слоя — к интервалу 21—30  $\text{г/м}^3$  (20 %). Начиная с интервала 51—60  $\text{г/м}^3$ , повторяемость мутности плавно уменьшается с 5 до 0,1—0,2 % ( $500 \text{ г/м}^3$ ).

Кривые повторяемости мутности за отдельные месяцы делятся на две группы. Кривые повторяемости за апрель—июль для поверхностного и придонного горизонтов мало отличаются друг от друга, а в осенний период (август—ноябрь) кри-

вая для придонного слоя сдвинута на  $20 \text{ г/м}^3$  в сторону больших значений относительно кривой повторяемости мутности воды для поверхностного слоя. Этот сдвиг объясняется усилением активности ветра в осенний период.

Наибольшая мутность воды на устьевом взморье за 1964 г. была отмечена 6 октября при западном ветре скоростью  $15 \text{ м/с}$ , когда в поверхностном слое мутность составила  $400 \text{ г/м}^3$ , а в придонном —  $556 \text{ г/м}^3$ .

Почти все наибольшие за месяц значения мутности воды наблюдались при штормовом ветре в чет-

Таблица 9.1

Сезонные изменения прозрачности воды (м) в западной части Северного Каспия по стационарным наблюдениям

Пункт наблюдения	Средняя глубина, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Стационар № 3	3,2	—	0,65	0,75	1,0	0,75	1,0	—	—
Плавмаяк Волго-Каспийский	5,0	1,2	0,90	1,0	1,5	0,90	0,8	0,9	0,8
Плавмаяк Астраханский приемный	10,0	1,9	2,80	3,4	3,5	2,80	2,3	1,7	1,6

вертом квадранте горизонта при высотах волн более  $1,5 \text{ м}$  и скоростях течений  $30\text{—}55 \text{ см/с}$ . Течение в таких случаях обычно было направлено на юго-восток.

Сезонные изменения мутности воды находятся в прямом соответствии с активностью ветра. Весной (апрель—май), когда ветровая деятельность значительна, среднемесячное значение мутности равно  $65\text{—}55 \text{ г/м}^3$ , летом (июнь—июль) оно уменьшается до  $29 \text{ г/м}^3$ , а осенью постепенно опять увеличивается до  $38 \text{ г/м}^3$  (август—сентябрь) и  $56\text{—}66 \text{ г/м}^3$  (октябрь—ноябрь).

С мутностью связана прозрачность \* воды. Северный Каспий отличается малой прозрачностью, что объясняется большим притоком речных вод, богатых органическими и неорганическими взвешиваемыми, высокой биологической продуктивностью вод и малыми глубинами. Распределение прозрачности хорошо согласуется с глубиной места и гидрометеорологическими условиями. В зависимости от факторов, определяющих прозрачность воды, она увеличивается по мере удаления от морского края дельт Волги и Урала и от берегов. Количество взвесей в воде увеличивается при волновом воздействии на донные отложения, при массовом развитии органических взвесей в период половодья.

Наибольшая прозрачность воды в Северном Каспии отмечается в апреле и июле (табл. 9.1), когда волнение слабое и вынос речных взвесей мал. В мае—июне прозрачность уменьшается за счет резкого увеличения поступления взвешенных частиц с речным стоком в половодье и усиления ветровой деятельности. В августе—сентябре про-

\* Здесь и далее имеется в виду относительная прозрачность, т. е. предельная глубина видимости белого стандартного диска в водной толще, равномерно освещенной солнцем и небосводом.

зрачность уменьшается вследствие бурного развития фитопланктона и вода приобретает зеленоватую окраску. Осенью (октябрь—ноябрь) резко усиливается повторяемость сильных ветров и прозрачность вследствие активного взмучивания донных грунтов уменьшается почти по всей акватории Северного Каспия.

Прозрачность волжских вод, выносимых в Северный Каспий, изменяется по сезонам в диапазоне  $0,2\text{—}0,7 \text{ м}$ , уральских вод — от  $0,1$  до  $0,4 \text{ м}$ .

Кратковременные изменения прозрачности воды зависят в основном от степени волнения, поэтому в Северном Каспии отмечается чередование периодов с относительно повышенной прозрачностью с периодами активного взмучивания донного грунта.

В штилевых условиях, когда прозрачность воды максимальна, она увеличивается прямо пропорционально глубине места от морского края дельт Волги и Урала ( $0,3\text{—}0,5 \text{ м}$ ) к границе со Средним Каспием ( $10\text{—}15 \text{ м}$ ). Особенно прозрачна вода в этот период в районах мористее  $6\text{—}8\text{-метровых}$  глубин и в Уральской бороздине. В этих условиях дно видно на глубинах до  $3 \text{ м}$ , а в единичных случаях — до  $6 \text{ м}$ . В западной части Северного Каспия при штиле средняя прозрачность воды в районе  $5\text{-метровой}$  изобаты равна  $1,8\text{—}2,3 \text{ м}$ , наибольшая —  $3,6 \text{ м}$ , а в районе  $10\text{-метровой}$  изобаты она равна  $5,5\text{—}6,5 \text{ м}$ , наибольшая —  $8 \text{ м}$ .

Максимальная прозрачность ( $10\text{—}14 \text{ м}$ ) отмечается на границе Северного и Среднего Каспия, где глубины достигают  $20\text{—}25 \text{ м}$ . Наибольшая прозрачность здесь отмечена в апреле 1969 г. ( $19,3 \text{ м}$ ).

По мере усиления ветра и увеличения волнения прозрачность уменьшается за счет взвешивания мелкой фракции донных отложений и в зоне с глубинами менее  $4\text{—}5 \text{ м}$  при шторме она равна  $0,2\text{—}0,3 \text{ м}$ . В этот период вода здесь приобретает серовато-белый цвет.

По ежедневным наблюдениям на плавмаяке получена зависимость прозрачности от мутности воды с учетом высоты волны (рис. 9.2). Эта зависимость проявляется при значениях мутности от  $15$  до  $100 \text{ г/м}^3$  и прозрачности от  $0,2$  до  $1,5 \text{ м}$ . Вне этих диапазонов четкой связи прозрачности воды с мутностью практически нет, т. е. при достижении фонового значения мутности прозрачность в дальнейшем увеличивается без существенного изменения мутности [376].

Четкая граница вод с прозрачностью менее  $2,5 \text{ м}$  в среднем совпадает с положением  $6\text{—}7\text{-метровых}$  изобат. Средняя прозрачность за весь безледный период увеличивается от  $1,0 \text{ м}$  у морского бара до  $8,3 \text{ м}$  на границе со Средним Каспием. Резкий скачок прозрачности (от  $2,0$  до  $7,4 \text{ м}$ ) происходит в районе свала глубин от  $5$  до  $12 \text{ м}$ . В восточной части Северного Каспия прозрачность меньше, чем в западной. Средняя за безледный период прозрачность равна здесь  $1,5\text{—}1,8 \text{ м}$  и изменяется по сезонам в пределах  $0,9\text{—}2,2 \text{ м}$ . Наименьшая прозрачность в большинстве районов здесь составляет  $0,4\text{—}0,5 \text{ м}$ , наибольшая (в Уральской бороздине) — до  $5,0 \text{ м}$ .

В западной части взморья Волги по стационарным наблюдениям на плавмаяке Волго-Каспийском (глубина места  $5 \text{ м}$ ) среднее значение прозрачности воды за весь период составило  $1,0 \text{ м}$  (при сред-

ней мутности 47 г/м<sup>3</sup>), а у плавмаяка Астраханского приемного — 2,5 м [376].

Синхронно с наблюдениями за мутностью в безледный период в районе плавмаяка Волго-Каспийского выполнялись наблюдения за прозрачностью воды. Всего было проведено около тысячи наблюдений. За указанный период прозрачность воды

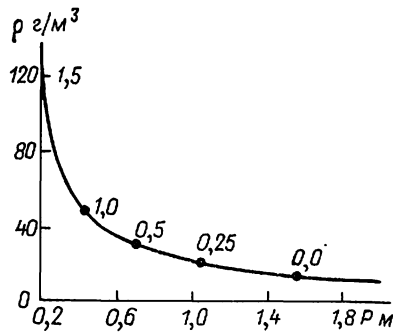


Рис. 9.2. Связь между мутностью  $\rho$  и прозрачностью  $P$  воды при глубине места 5 м. Цифры у точек кривой — высота волны в метрах.

в этом районе изменялась от 0,2 до 2,2 м. Наиболее часто (66 %) прозрачность отмечалась в интервале 0,6—1,5 м (табл. 9.2).

Из табл. 9.2 следует, что даже на значительном (90 км) расстоянии от дельты устьевое взморье Волги отличается относительно малой прозрачностью, что обусловлено малыми глубинами, притоком речных вод, богатых органическими и неорганическими взвесями, высокой биологической продуктивностью вод взморья.

В штилевую погоду и при слабых ветрах прозрачность увеличивается прямо пропорционально глубине. У плавмаяка Волго-Каспийского она в эти периоды равна 1,7—2,2 м при мутности 15—20 г/м<sup>3</sup>.

При штормовых условиях (скорость ветра 10 м/с и более) интенсивное воздействие волнения на грунты дна приводит к увеличению мутности за 6—10 ч до 100 г/м<sup>3</sup> и более и понижению прозрачности до 0,2—0,3 м.

После прекращения действия сильных ветров, ветрового волнения и течений мутность постепенно уменьшается, а прозрачность увеличивается и через 24—48 ч достигает доштормовых значений.

Внутрисуточные изменения прозрачности воды в 91 % случаев находятся в диапазоне  $\pm 0,1$  м, а наибольшее значение этих изменений достигает  $\pm 0,7$  м. За 2 сут изменения прозрачности воды в 64 % случаев располагались в диапазоне 0,2—0,5 м, а наибольшее значение двухсуточных изменений составило 1,6 м. За 3 сут максимум изменения (72 %) находился в диапазоне 0,2—0,7 м, а размах изменений составил 1,8 м.

В дельте прозрачность волжских вод изменяется от 0,4 м в апреле до 0,2 м в мае, а затем

возрастает до 0,6—0,8 м в июле—октябре. Вниз по течению в Волго-Каспийском канале прозрачность практически не изменяется и только с выходом на свал глубин взморья начинает увеличиваться вследствие разбавления речных вод морскими.

В сезонном ходе прозрачности воды у плавмаяка Волго-Каспийского речные взвешенные вещества Волги оказывают заметное влияние только в период весеннего половодья (конец мая — начало июня). В этот период выносимые речными водами мелкие карбонатные взвешенные вещества уменьшают прозрачность до 0,2 м (при мутности 20—30 г/м<sup>3</sup>), в остальное время при штилевых условиях она равна в среднем 1,5 м.

Сезонная изменчивость прозрачности имеет следующие особенности. С апреля по май идет уменьшение прозрачности, с июня по июль — увеличение, а с августа по ноябрь — вновь уменьшение.

Большая прозрачность воды в апреле (1,2 м) объясняется влиянием осветленных за ледовый период вод.

В мае—июне низкая прозрачность, несмотря на уменьшение средней скорости ветра до 4 м/с, объясняется выносом в период половодья речными водами большого количества органических и неорганических взвешенных веществ. Поэтому цвет вод взморья Волги становится серовато-белесым от выноса карбонатных донных отложений.

Большая прозрачность в июле объясняется частой повторяемостью штилевых условий в этом месяце и небольшим развитием планктона. В августе—сентябре прозрачность уменьшается вследствие наибольшего развития фитопланктона и вода приобретает зеленый цвет. Между прозрачностью и биомассой фитопланктона существует обратная связь. В октябре—ноябре прозрачность уменьшается до 0,8 м за счет активного взмучивания донных наносов при сильных ветрах и штормах.

В зимний период происходит осветление вод, обусловленное прекращением воздействия ветрового волнения и течений на грунты, образованием сплошного припая, ослаблением процессов фотосинтеза и уменьшением развития планктона. После суровых зим (например, в 1967 и 1969 гг.) наблюдалась повышенная прозрачность вод в западной части Северного Каспия [199].

В табл. 9.3 и на рис. 9.3 представлены характеристики прозрачности воды по материалам наблюдений на «вековых» разрезах Северного Каспия за 1961—1983 гг.

## 9.2. Прозрачность воды в Среднем и Южном Каспии

В различных районах Среднего и Южного Каспия прозрачность не одинакова и увеличивается

Таблица 9.2

Повторяемость прозрачности воды в районе плавмаяка Волго-Каспийского за безледный период 1964—1965 гг.

Интервал прозрачности, м	≤ 0,5	0,6—1,0	1,1—1,5	1,6—2,0	2,1—2,2
Повторяемость, %	24	34	32	9	1



Таблица 9.3

## Прозрачность воды (м) по белому диску на станциях «вековых» разрезов Северного Каспия (1961—1983 гг.)

Станция	Сезон											
	весна (IV—V)			лето (VI—VII)			летне-осенний (VIII—IX)			осень (X—XI)		
	Средняя	Макс.	Мин.	Средняя	Макс.	Мин.	Средняя	Макс.	Мин.	Средняя	Макс.	Мин.
Разрез I												
1	0,9	2,0	0,2	1,6	2,7	0,5	1,8	3,0	0,5	0,9	3,0	0,2
2	1,1	3,0	0,4	2,1	4,9	0,8	1,5	4,0	0,8	0,8	1,5	0,2
3	1,3	3,0	0,3	2,0	5,0	0,5	1,2	2,8	0,5	0,9	2,8	0,2
4	1,5	5,0	0,3	2,1	4,7	0,5	1,4	2,5	0,5	0,9	2,5	0,2
5	1,4	4,0	0,3	1,9	4,0	0,5	1,2	2,0	0,5	1,2	2,6	0,5
6	1,7	4,0	0,4	2,0	4,0	0,5	1,8	2,5	0,8	0,9	2,0	0,3
7	1,6	4,6	0,4	1,8	4,6	0,5	1,5	2,2	0,8	1,3	3,0	0,3
8	1,9	5,0	0,4	2,0	3,9	0,5	1,4	2,0	0,3	1,0	1,4	0,4
9	2,3	5,0	0,8	1,8	4,0	0,5	1,6	3,0	0,4	1,0	1,2	0,5
10	2,2	3,9	1,0	2,2	4,2	0,6	1,7	3,6	0,2	1,1	2,0	0,5
Разрез II												
12	1,1	2,0	0,4	1,9	3,2	0,9	1,1	2,0	0,8	1,0	2,0	0,5
13	1,1	3,2	0,3	1,7	3,5	0,8	1,6	3,0	0,5	1,2	2,0	0,4
14	1,5	3,9	0,5	2,2	3,0	0,4	2,0	3,9	0,9	1,6	4,5	0,6
15	2,3	4,4	0,4	2,3	4,2	0,4	2,4	4,1	0,8	2,0	4,5	0,6
16	3,3	5,0	2,0	3,2	7,0	0,4	2,7	5,6	1,5	2,3	3,9	0,8
17	2,2	4,1	1,0	2,8	5,0	1,4	2,3	4,5	1,0	1,8	4,0	0,8
17 а	2,7	4,0	1,0	3,0	3,6	1,5	2,4	3,5	1,5	1,0	1,3	0,9
17 б	4,1	6,0	1,8	4,0	6,0	1,5	3,9	4,8	3,0	2,8	4,0	1,2
Разрез III												
18	0,9	1,6	0,4	1,2	2,0	0,6	1,0	2,0	0,5	1,1	2,5	0,3
19	1,2	2,0	0,4	1,2	1,8	0,8	1,4	2,2	0,7	1,2	3,3	0,1
20	1,7	3,0	0,5	2,1	3,6	1,0	2,1	3,5	1,2	1,9	4,0	0,5
21	2,4	3,5	0,9	3,2	7,3	1,5	3,5	6,5	2,0	3,2	5,5	1,9
22	5,2	10,5	1,8	4,7	10,2	1,5	6,3	10,0	3,0	6,0	11,0	3,0
23	7,3	12,4	2,9	6,0	10,0	3,5	8,1	12,0	5,0	8,3	12,0	4,6
24	8,6	12,5	5,8	7,0	10,0	3,0	6,1	6,8	5,0	7,9	10,3	7,0
25	10,0	15,0	7,0	7,2	14,0	4,0	7,8	12,0	4,0	8,2	10,0	7,1
Разрез III <sup>а</sup>												
1	0,8	1,5	0,4	1,0	2,0	0,5	0,8	1,5	0,5	0,7	1,2	0,3
2	1,0	2,0	0,5	1,0	2,0	0,5	1,2	2,5	0,3	0,7	0,9	0,5
3	1,2	2,5	0,8	1,4	2,0	0,8	1,4	2,7	0,5	1,2	1,5	1,0
4	1,5	2,3	0,8	2,0	2,7	0,8	2,0	4,2	0,5	1,1	1,3	0,8
5	1,9	3,5	1,0	2,4	4,0	1,5	2,3	3,6	1,2	1,8	2,5	1,0
6	2,3	4,0	1,5	2,4	4,0	2,0	1,7	4,5	0,8	2,3	3,0	1,7
7	3,0	5,0	1,5	3,0	4,0	2,0	3,1	5,5	1,8	2,4	3,0	2,0
8	3,6	6,0	1,5	4,9	7,0	2,4	3,8	7,0	2,0	3,7	6,0	2,2
9	5,2	8,5	3,2	5,2	6,8	3,5	4,3	7,5	2,5	3,2	2,5	2,5
10	3,7	4,5	3,0	5,6	8,5	3,5	4,1	6,0	2,6	4,1	5,0	2,5

в сторону открытого моря. Минимальная прозрачность (несколько сантиметров) наблюдается у западного берега, вблизи впадения рек Самура, Куры и др. Эти горные реки, особенно в период паводка, несут большое количество взвешенных частиц, которые, попадая в море, значительно уменьшают прозрачность на большом расстоянии от берега.

Почти во все сезоны года прозрачность в центральной части моря порядка 10—15 м, а максимальное значение (21 м) наблюдалось в глубоководном районе Южного Каспия в августе 1968 г. на ст. 8 разреза о. Куринский Камень — о. Огурчинский.

К югу от границы с Северным Каспием на всех «вековых» и стандартных гидрологических разрезах, как правило, во все сезоны года прозрачность в западной части моря ниже, чем в восточной. Исключение составляет осенний сезон (рис. 9.4).

### 9.3. Цвет воды в Северном Каспии

Оценка пространственного распределения вероятности (%) цвета воды в Северном Каспии осно-

вана на определении процентного содержания наблюдавшихся интервалов \* [376], что дало возможность районировать акваторию Северного Каспия с учетом вероятности распределения того или другого цветового интервала. Однако на объективности оценки сказываются короткие ряды наблюдений в периоды, по которым строилось распределение (апрель — май, июнь — июль, август — сентябрь, октябрь — ноябрь).

Выделены четыре основных района (рис. 9.5): западный — от Волго-Каспийского канала на юг до линии о. Чечень — п-ов Мангышлак; северный — взморье Волги и район смешения вод (ориентировочно он находится между 3- и 5-метровой глубинами); восточный — по меридиану 50° до о. Кулалы; центральный — к югу от северного района до линии о. Чечень — п-ов Мангышлак.

Основные особенности распределения цвета воды в Северном Каспии следующие.

\* Первый интервал включает номера шкалы цветности I—III, 2-й — IV—VI, 3-й — VII—IX, 4-й — X—XII, 5-й — XIII—XV, 6-й — XV—XVIII, 7-й — XIX—XXI.

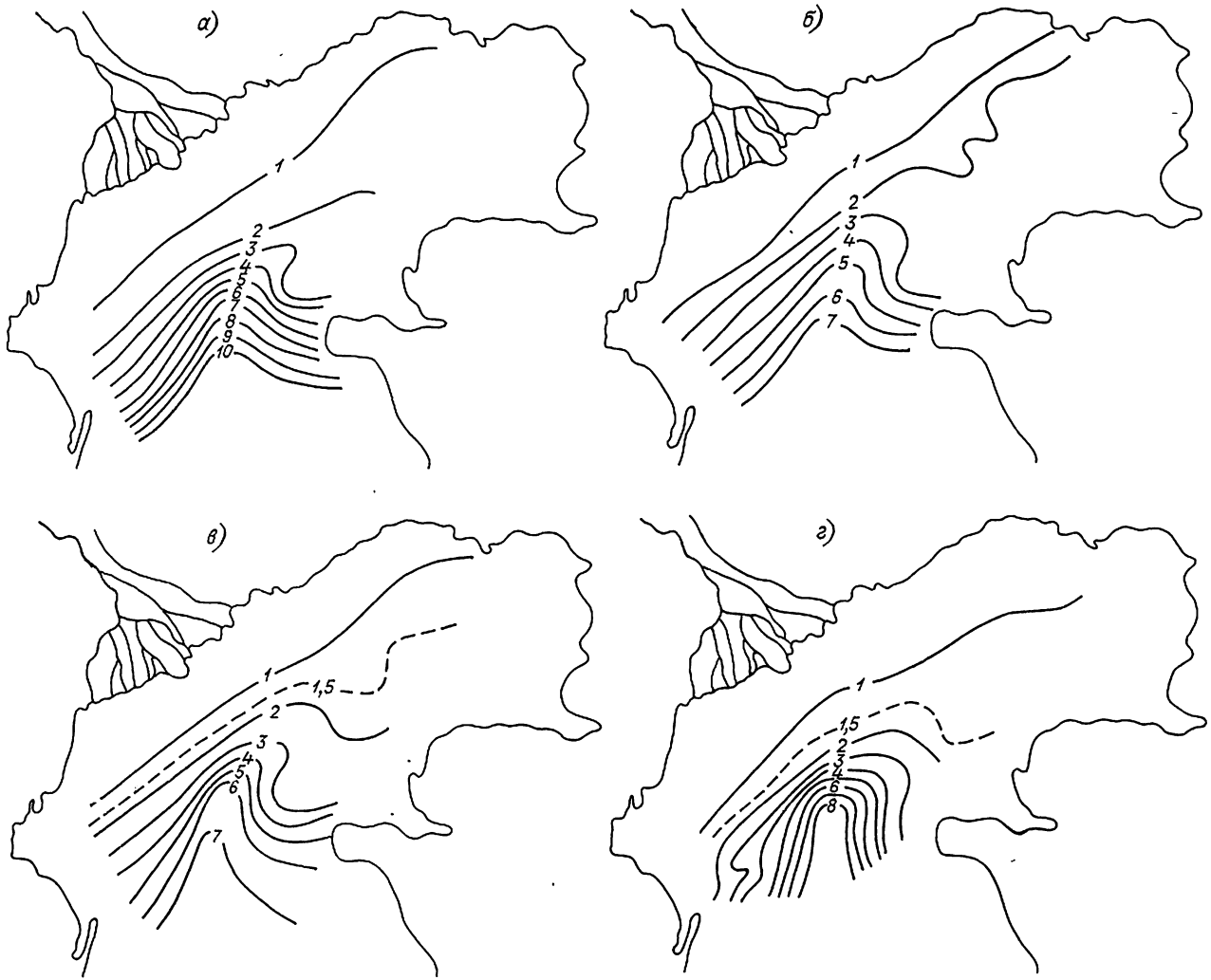


Рис. 9.3. Прозрачность воды (м) в Северном Каспии (1961—1983 гг.).  
 а — апрель — май; б — июнь — июль; в — август — сентябрь; г — октябрь — ноябрь.

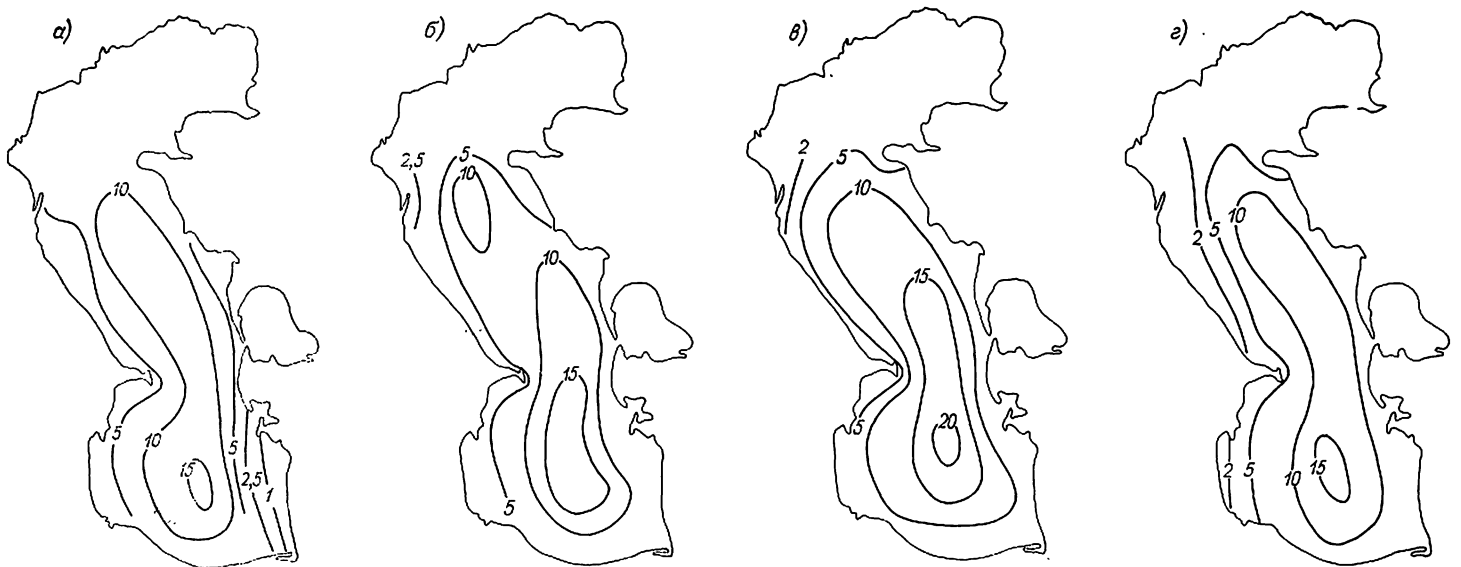


Рис. 9.4. Прозрачность воды (м) в Среднем и Южном Каспии в феврале (а), апреле (б), августе (в) и ноябре (г).

В апреле—мае 2-й цветовой интервал (рис. 9.6 а) с наибольшей вероятностью можно наблюдать в центральном районе на границе со Средним Каспием с уменьшением вероятности к север-

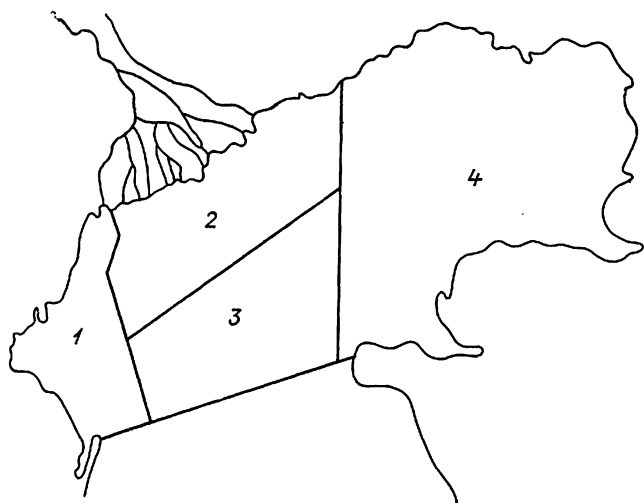


Рис. 9.5. Районирование Северного Каспия по цвету воды.  
Районы: 1 — западный; 2 — северный; 3 — центральный; 4 — восточный.

ному району, что обусловлено подтоком среднекаспийских вод под влиянием юго-восточных ветров. Третий цветовой интервал (рис. 9.6 б) с вероятностью до 60 % наблюдается по всему северному

Пятый интервал (рис. 9.6 г) вклинивается на западе Северного Каспия под влиянием течений, которые переносят воды рек Терека и Сулака.

В июне—июле 2-й цветовой интервал (рис. 9.7 а) с вероятностью до 40 % наблюдается в центральном районе; с вероятностью 20 % — на границе с северным районом.

Распределение 3-го цветowego интервала (рис. 9.7 б) в центральном районе похоже на распределение 2-го интервала, но с большей вероятностью на западе центрального района. В восточном районе наблюдаются воды с цветом 3-го интервала над Уральской бороздиной.

Четвертый цветовой интервал (рис. 9.7 в) в зоне смешения вод сохраняет прежние значения вероятности.

Пятый интервал (рис. 9.7 г) хорошо подчеркивает зону смешения и является переходным к 6-му интервалу.

В августе—сентябре 2-й цветовой интервал (рис. 9.8 а) практически не наблюдается из-за отсутствия перемешивания штормовыми ветрами, а также из-за большого содержания фитопланктона.

Третий интервал (рис. 9.8 б) с максимальной вероятностью 80 % наблюдается в центральном районе.

Четвертый интервал (рис. 9.8 в) с наибольшей вероятностью 60 % наблюдается на границе западного и центрального районов.

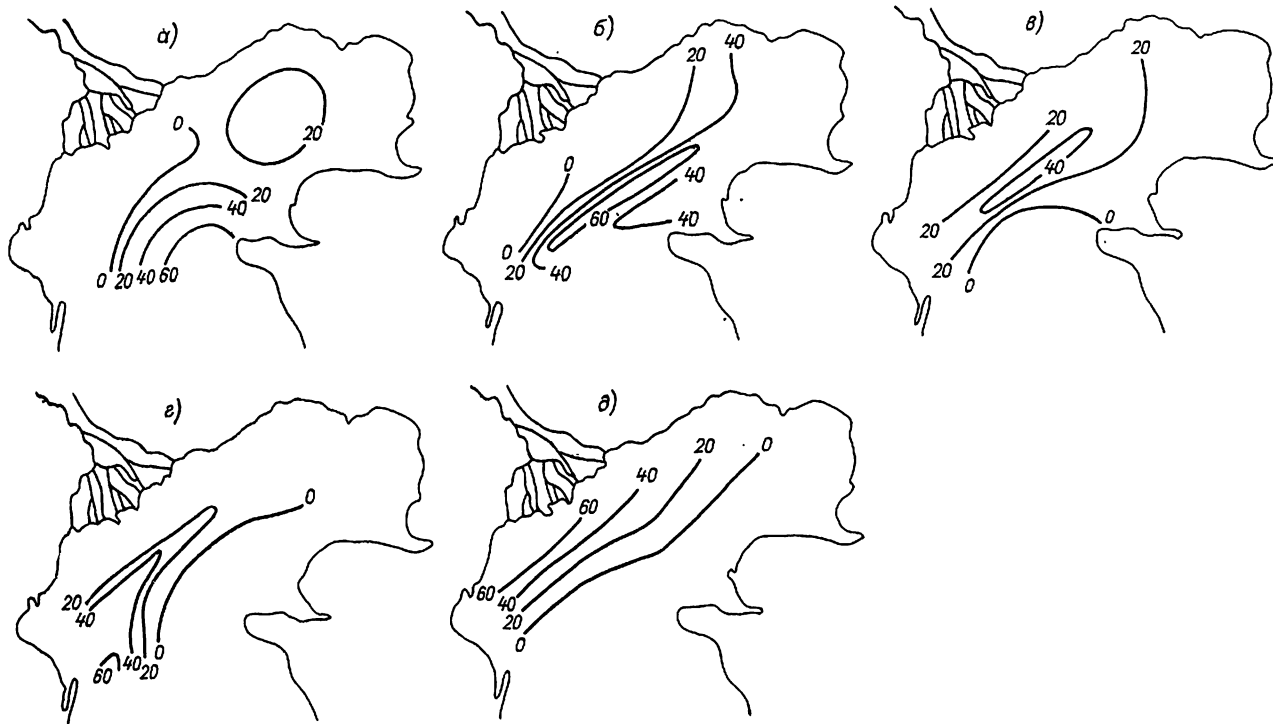


Рис. 9.6. Вероятность (%) цвета воды 2-го (а), 3-го (б), 4-го (в), 5-го (г) и 6-го (д) цветowych интервалов (апрель—май).

району с явно выраженной зоной смешения волжских и среднекаспийских вод.

Четвертый интервал (рис. 9.6 в) наблюдается в зоне смешения с вероятностью 40 %, которая уменьшается ко взморью, где сказывается влияние стока волжских вод.

Пятый интервал вероятнее всего наблюдается в зоне смешения вод.

В октябре—ноябре на распространение воды 2-го цветowego интервала (рис. 9.9 а) оказывает влияние приток среднекаспийских вод и отмирание фитопланктона из-за понижения температуры воды.

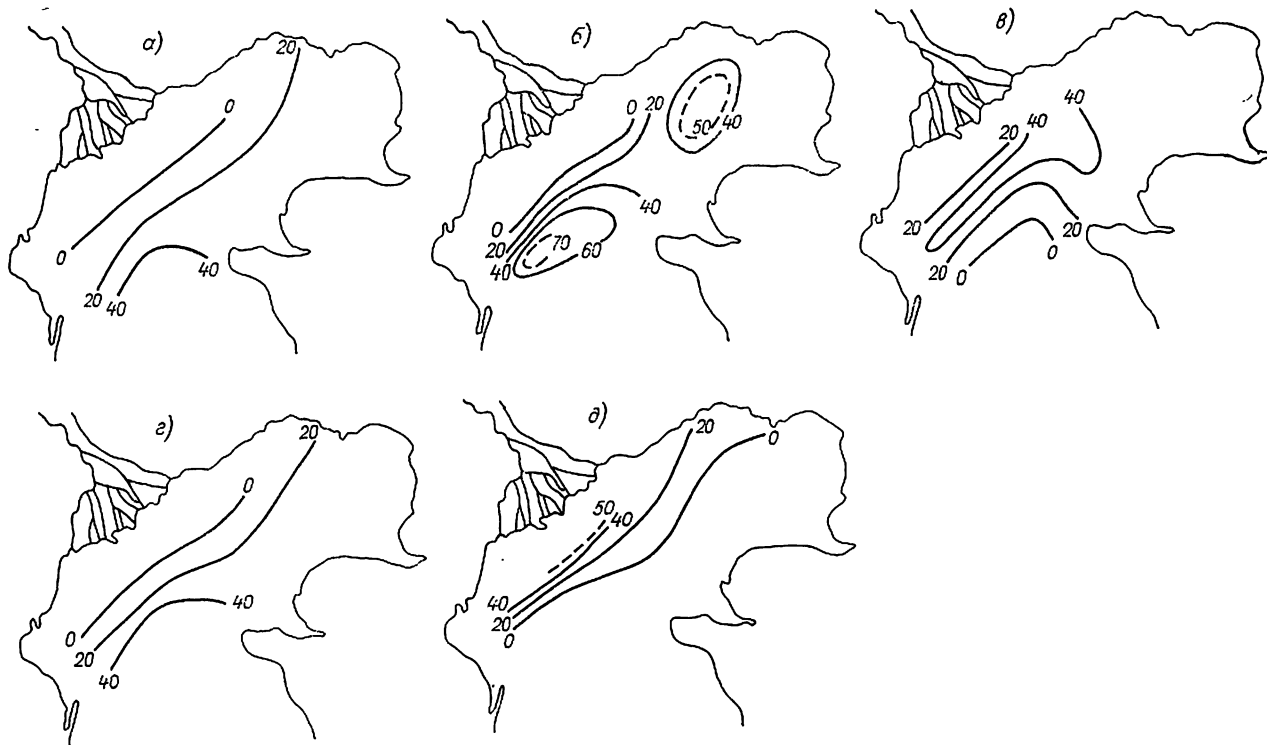


Рис. 9.7. Вероятность (%) цвета воды 2-го (а), 3-го (б), 4-го (в), 5-го (г) и 6-го (д) цветовых интервалов (июнь — июль).

В центральном районе наиболее вероятным является 3-й цветовой интервал (рис. 9.9 б).

В западном районе преимущественно наблюдается 4-й цветовой интервал (рис. 9.9 в). Это обусловлено поступлением взмученных вод Кизлярского залива, вызванным преобладающими западными ветрами.

Пятый цветовой интервал (рис. 9.9 г) с вероятностью 60 % наблюдается в зоне смешения вод.

Шестой цветовой интервал (рис. 9.6 д, 9.7 д, 9.8 г, 9.9 д) с вероятностью 100 % наблюдается на взморье р. Волги, т. е. в северном районе, с постепенным уменьшением до зоны смешения вод.

За весь период наблюдений 1-й цветовой интервал не зарегистрирован.



Рис. 9.8. Вероятность (%) цвета воды 2-го (а), 3-го (б), 4-го (в) и 6-го (г) цветовых интервалов (август — сентябрь).

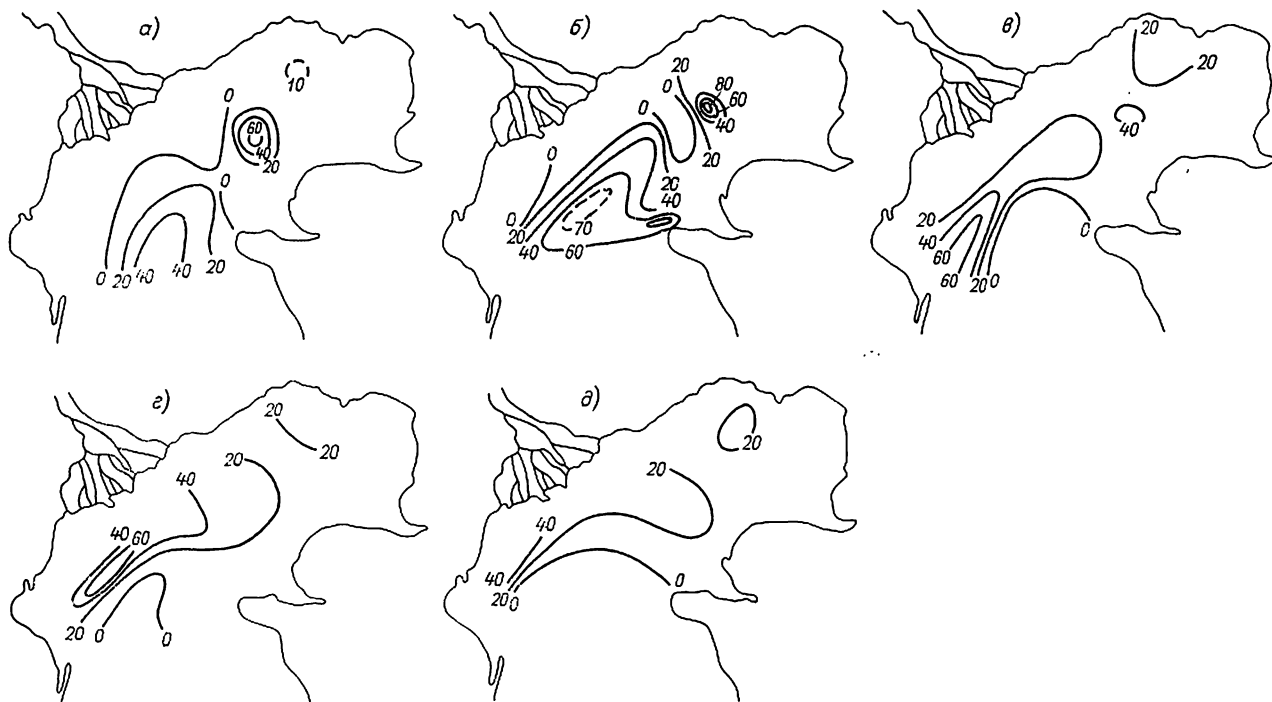


Рис. 9.9. Вероятность (%) цвета воды 2-го (а), 3-го (б), 4-го (в), 5-го (г) и 6-го (д) цветовых интервалов (октябрь — ноябрь).

#### 9.4. Цвет воды в Среднем и Южном Каспии

Оценка пространственно-временной изменчивости цвета воды в Среднем и Южном Каспии проводилась на основе анализа и обобщения наблюдений, выполненных на «вековых» и стандартных

кались литературные источники, преимущественно рукописные.

Зимой большая часть акватории Среднего и Южного Каспия занята сравнительно однородными водами зеленовато-голубого цвета (номера шкалы цветности V и VI). Голубовато-зеленая вода

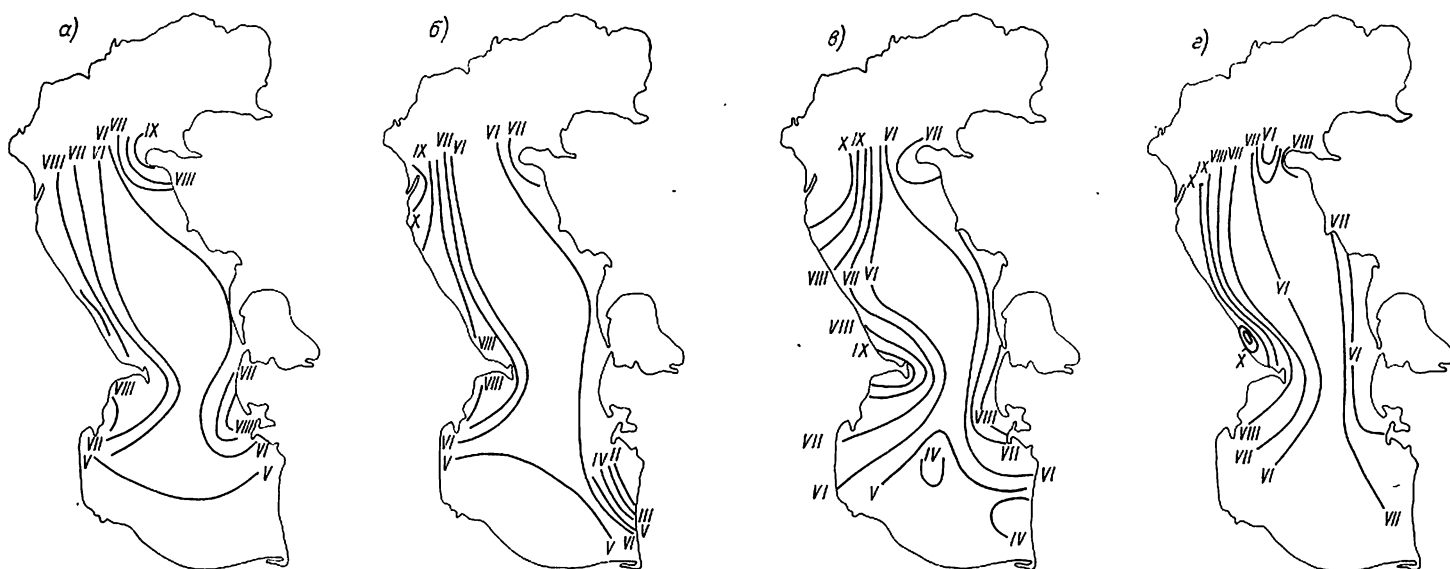


Рис. 9.10. Распределение цвета воды зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г).  
Цифры — номера шкалы цветности.

гидрологических разрезах в характерные месяцы сезонов (рис. 9.10). Исходными послужили данные с 1961 по 1983 г. Были вычислены среднегодовые месячные значения и выбраны экстремальные по всем станциям «вековых» и стандартных разрезов. Для характеристики распределения цвета воды в прибрежной зоне и мелководных заливах привле-

(VII—VIII) простирается относительно широкой полосой вдоль западного и восточного побережья (см. рис. 9.10). Локальные районы с цветом (VIII—IX) находятся вблизи берегов: в западной части разреза Дивичи—Кендерли, на взморье Куры, в районе п-ова Мангышлак и о. Огурчинского. Основными причинами появления зон воды зеленого

цвета является ветровое перемешивание, вызывающее взмучивание воды, а также смешение морской и опресненной воды.

Весной (апрель) вследствие неодинакового развития фитопланктона вода в разных районах моря имеет различные оттенки. На цвет воды значительно влияют растворенные органические вещества, выносимые реками (см. рис. 9.10). Влияние речных вод проявляется на западной границе Северного и Среднего Каспия (IX—X). Наиболее синяя вода (I—II) наблюдается в юго-восточном районе Каспия.

Летом (август) влияние речного стока на цвет воды вдоль западного побережья прослеживается до Апшеронского полуострова и несколько южнее. Голубой цвет воды (IV) сохраняется небольшими зонами в Южном Каспии. На значительной акватории в Среднем и в Южном Каспии преобладает голубовато-зеленая окраска воды (VII—VIII).

Осенью (ноябрь) преобладает зеленовато-голубой (VI) и голубовато-зеленый (VII) цвет воды. Вдоль западного берега наблюдается в основном вода зеленого цвета (IX—X), а в отдельных районах, например в западной части разреза Дивичи — Кендерли, наблюдается вода с желтым оттенком

(XI—XII), что обусловлено в основном влиянием ветрового перемешивания вблизи берегов.

В общем цвет воды в средней и южной частях моря может изменяться в довольно широком диапазоне: от синего (I—II) до коричневатого-желтого (XVII—XVIII). Так, в районе пос. Дивичи при сильно взмученной воде (прозрачность 1,75 м) на одной и той же гидрологической станции желтый цвет был зафиксирован дважды: в феврале 1967 г. (XV) и в ноябре 1966 г. (XVI), а в районе о. Огурчинского в 1965 г. наблюдался коричневатого-желтый (XVII) цвет. Синий цвет (I—II) моря отмечался 6 раз на самых глубоководных станциях разрезов.

В Красноводском заливе цвет воды зеленоватый с буроватым оттенком, ближе к берегам — темно-зеленоватый, а в сторону моря постепенно изменяется на зеленоватый и далее на светло-зеленый.

В Туркменском заливе цвет воды в течение года изменяется от голубовато-зеленого до зеленовато-голубого (VII, VIII—V, XI). Осенью, зимой и в начале лета в районах с глубинами более 5 м преобладает зеленовато-голубой цвет (V и VI); в мелководных районах у восточного побережья цвет воды голубовато-зеленый (VII и VIII).

## 10. УРОВЕНЬ ВОДЫ

### 10.1. Организация инструментальных наблюдений за уровнем моря и их высотная основа

Эпизодические инструментальные наблюдения за уровнем Каспийского моря в Бакинской бухте были начаты по инициативе акад. Э. Х. Ленца с 1830 г., систематические наблюдения проводятся с 1837 г., а регулярные — с 1890 г.

Со второй половины XIX — начала XX в. уровенные наблюдения организованы и в других пунктах, расположенных в различных частях Каспийского моря (рис. 10.1).



Рис. 10.1. Схема расположения уровенных постов на Каспийском море.

1 — действующие; 2 — «вековые»; 3 — закрытые.

Инструментальные наблюдения за уровнем моря до начала XX в. проводились разными ведомствами, организованные ими уровенные посты имели условные системы высот, что снижает их практическую значимость. К тому же большая часть этих материалов к настоящему времени не сохранилась.

Наибольшего развития сеть наблюдений за уровнем моря получила после организации в 1929 г.

Гидрометеорологической службы СССР. С этого времени до 1937 г. по всему побережью Каспийского моря были открыты многие из действующих и сейчас уровенных постов (рис. 10.1, табл. 10.1).

В результате интенсивного падения уровня моря в 30-е годы часть уровенных постов оказалась далеко на суше.

Существующая сеть морских береговых станций и постов, особенно в северной части моря, в целом не достаточно полно освещает режим уровня и не удовлетворяет потребностям современного народного хозяйства. Тем не менее расположение большинства уровенных постов репрезентативно. Понижение уровня моря, продолжавшееся до середины 70-х годов текущего столетия, поставило под угрозу проведение наблюдений на постах, расположенных в мелководных районах, некоторые посты были закрыты (Астара). На станциях западного побережья средней части моря [Дербент, Кизил-Бурун (Кильгинка), Низовая Пристань] наблюдения проводились в мелководной прибрежной полосе открытого моря, в зоне прибоя.

Много станций в этот период было закрыто в северной части моря.

Таким образом, количество уровенных постов на Каспийском море со дня организации Гидрометслужбы СССР до настоящего времени менялось в связи с длительной тенденцией падения уровня моря, а также в зависимости от потребностей народного хозяйства.

Организация Гидрометслужбы СССР обусловила необходимость приведения отсчетов уровня моря, измеряемых в различных частях и районах каспийского побережья, к единой исходной плоскости, так как до этого времени единой системы высотных отметок не существовало и каждый уровенный пост имел условный нуль поста.

Первую попытку увязки нулей постов предприняли В. В. Борисов и В. А. Зенин [161]. Расхождения в вычисленных ими отметках нулей постов составляют 4—5 см.

До 1961 г. на побережье Каспия существовало несколько не связанных между собой систем высот: черноморская (относительно уровня Черного моря), в основе которой лежит водная нивелировка В. А. Зенина; система высот 1950 г. — Каталога ГУГКа издания 1949—1952 гг.; ведомственные, в том числе основанные на нивелировке Военно-топографического управления (ВТУ), исходными реперами которых служат репера III и IV классов, не включенные в Каталог ГУГКа.

С 1 января 1961 г. характеристики уровня моря даются в превышениях над единым нулем поста, который принят для Каспийского моря равным —28,0 м (средневзвешенный уровень моря за 1940—1955 гг.) относительно нуля Кронштадтского футштока («Балтийская система высот» 1950 г.).

В настоящее время на Каспийском море действует система высот 1977 г., введенная с 1 января 1979 г. — Главная высотная основа СССР 1977 г.



Периоды работы уровенных постов на Каспийском море

Станция	Период наблюдений, годы	Станция	Период наблюдений, годы
<b>Западное побережье</b>			
Астара	1912—1916, 1926—1975	Низовая Пристань	1933—1963
Ленкорань	1869—1881, 1903—1916	Дербент	1936—1957
	1936—1938 (I)	Изберг	1943—1981
Остров Сара	1907—1919, 1921—1955 (V)	Махачкала	1900—по н. в.
Куринская Коса	1952—1962		
Нефтечала (Зюйдостовый Култук)	1911—1924, 1927—1936, 1940—по н. в.	<b>Восточное побережье</b>	
Устье Куры	1925—1935	Форт-Шевченко	1921—по н. в.
Остров Кулагин	1947—1951	Шевченко	1961—по н. в.
Алят	1932—1954	Александр-Бай	1936—1958
Свиной остров	1923—1940, 1953—по н. в.	Бухта Кендерли	1935—1956
Баку	1830—по н. в.	Коса Ада	1957—1969
Остров Жилой	1924—по н. в.	Бекдаш	1930—по н. в.
Нефтяные Камни	1953—по н. в.	Кара-Богаз-Гол	1921—по н. в.
Остров Артема	1940—1966	Саптак	1930—1938
Апшерон	1912—1918, 1921—1941, 1984—по н. в.	Кургузул	1940—1943
	1948—по н. в.	Кара-Сукут	1943—1955
Сумгаит	1935—1941	Чагала	1933—1941
Джорат	1935—1938,	Кизил-Куп	1932—1944
Кизил-Бурун (Сиазань)	1957—1959	Карши	1936—1938
	1939—1957	Куули-Маяк	1900—1917
Кильгинка	1963—по н. в.		1921—по н. в.
Челекен (эстакада)	1938—по н. в.	Красноводск	1915—1920,
Огурчинский остров	1912—1917		1922—по н. в.
Чикишляр	1938—1951	Кизыл-Су	1924—1958
Гасан-Кули	1850—1883	Челекен	1912—1963
Астрабадский (Горганский) залив		Аладжа	1963—по н. в.
Энзели (Пехлеви)	1925—1936	Искусственный остров	1958—по н. в.
		Астраханский приемный плавмак	1960—по н. в.
		Остров Чистой Банки	1941—1955
		Остров Тюлений	1938—по н. в.
		Брянская Коса	1939—1958
		Остров Чечень	1936—1954
		Пешной	1929—1953,
			1964—по н. в.
		Зюйдвестовая Шалыга	1956—1964
		Жилая Коса	1914—1917,
			1926—1938
		Прорва	1933—1941
		Бурунчук	1937—1945
		Остров Кулалы	1936—по н. в.
		Сарыташ	1948—1958

Примечание. Н. в. — настоящее время.

## 10.2. Вековые колебания уровня

Формирование Каспийского моря, возраст которого составляет около 10 млн лет, происходило в течение длительной геологической истории, на протяжении которой наблюдалась неоднократная смена трансгрессивных и регрессивных фаз уровня разной величины и продолжительности. В третичном периоде (начался 70 млн лет тому назад) происходила медленная изоляция и отчленение понто-каспийского бассейна от южных морей и от океана Тетис. В конце понтического времени, в среднем плиоцене (10 млн лет тому назад) огромное внутреннее Сарматское море, охватывающее территории современных Черного и Каспийского морей, распалось на отдельные части, образовав Каспийское море — самостоятельный изолированный бассейн. При этом площадь морской акватории была меньше современной, а в отдельные века среднего плиоцена море занимало лишь южную котловину,

т. е. его уровень находился значительно ниже современных отметок. Трансгрессии и регрессии моря в дочетвертичный период определялись разными причинами: в раннем неогене преобладали в основном тектонические процессы и горообразовательные движения, а в конце неогена — верхнем плиоцене (в акчагыльский и апшеронский периоды) повышение уровня происходило не только в результате влияния тектонических факторов, но и климатических изменений. В четвертичное время колебания уровня были обусловлены исключительно климатической изменчивостью.

Исследования [349, 418, 419 и др.] показали, что в истории развития Каспийского региона выделяются четыре основных этапа: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский. Эти этапы и были положены Г. И. Рычаговым в основу описания плейстоценовой истории Каспия и хронологической шкалы каспийских трансгрессий (табл. 10.2). Размах колебаний уровня Каспийского

Таблица 10.2

Хронологическая шкала каспийских трансгрессий  
(по Г. И. Рычагову [349])

Трансгрессия и ее стадии	Положение береговой линии, м БС	Абсолютный возраст
<b>Новокаспийская трансгрессия — настоящее время — 8—9 тыс. лет назад</b>		
Последние пики пятой стадии	—24, —25	XIV в. н. э., середина XVII — начало XVIII в. н. э., начало XIX в. н. э.
Четвертая стадия	—22, —23	3,0—3,5 тыс. лет
Третья стадия	—21	5,5—6,5 тыс. лет
Максимальная стадия	—19, —20	около 8,0 тыс. лет
Первые пики трансгрессий	—25	около 9,0 тыс. лет
<b>Позднехвалынская трансгрессия — 10—20 тыс. лет назад</b>		
Сартасская стадия	—12	около 12,0 тыс. лет
Кумская стадия	—5, —6	около 14,5 тыс. лет
Махачкалинская, максимальная стадия	около 0	около 16,0 тыс. лет
Стадия, предшествовавшая максимальной	—	около 18,5 тыс. лет
<b>Раннехвалынская трансгрессия — 40—70 тыс. лет назад</b>		
Буйнакская стадия	20—22	около 42,0 тыс. лет
Талгинская стадия	34—36	около 47,0 тыс. лет
Максимальная стадия	47—48	около 60,0 тыс. лет
Стадия, предшествовавшая максимальной	—	около 70,0 тыс. лет
<b>Позднехазарская трансгрессия — от 90—100 тыс. лет до 200 тыс. лет</b>		
Раннехазарская трансгрессия	—	250—300 тыс. лет
Бакинская трансгрессия	—	400—500 тыс. лет (не древнее 690 тыс. лет)

моря в плейстоцене с учетом данных В. Г. Рихтера по так называемой красноводской регрессивной стадии превышал 100 м.

Наиболее низкие уровни, достаточно достоверно установленные, наблюдались в предновокаспийское, предхвалынское, предхазарское и особенно в предбакинское время (более 500 тыс. лет тому назад), когда уровень моря располагался на абсолютных отметках —150 м. Эпохи наиболее низкого стояния уровня были переломными в эволюции Каспийского бассейна, так как каждая трансгрессия, следовавшая за низким стоянием уровня, характеризовалась своими специфическими чертами.

С третичного периода до наших дней на месте Каспийского моря сменилось четыре различных по своим очертаниям и характеру бассейна: Понтическое, Киммерийское, Акчатыльское и Апшеронское моря. Еще более сокращаясь в бакинский и древнекаспийский века, море постепенно принимало современные очертания.

В последние 7 тыс. лет на Каспии после глубокой мангышлакской регрессии, когда уровень моря упал на 30 м ниже современного, развивается новокаспийская трансгрессия (рис. 10.2). В настоящее время еще не сложилось единого мнения о числе ее стадий, их последовательности продолжительности и масштабах [418, 419].

Вполне естественно, что все сведения об отметках уровня моря в геологическом прошлом носят условный характер.

Скудные сведения об уровнях Каспийского моря с XII в. до н. э., помещенные в работах ученых, географов и литераторов того времени, были получены на основании косвенных и далеко не надежных данных, имеющих различное толкование. Современные археологические раскопки указывают лишь на ориентировочные значения отметок уровня моря за этот период. Удалось установить, что за

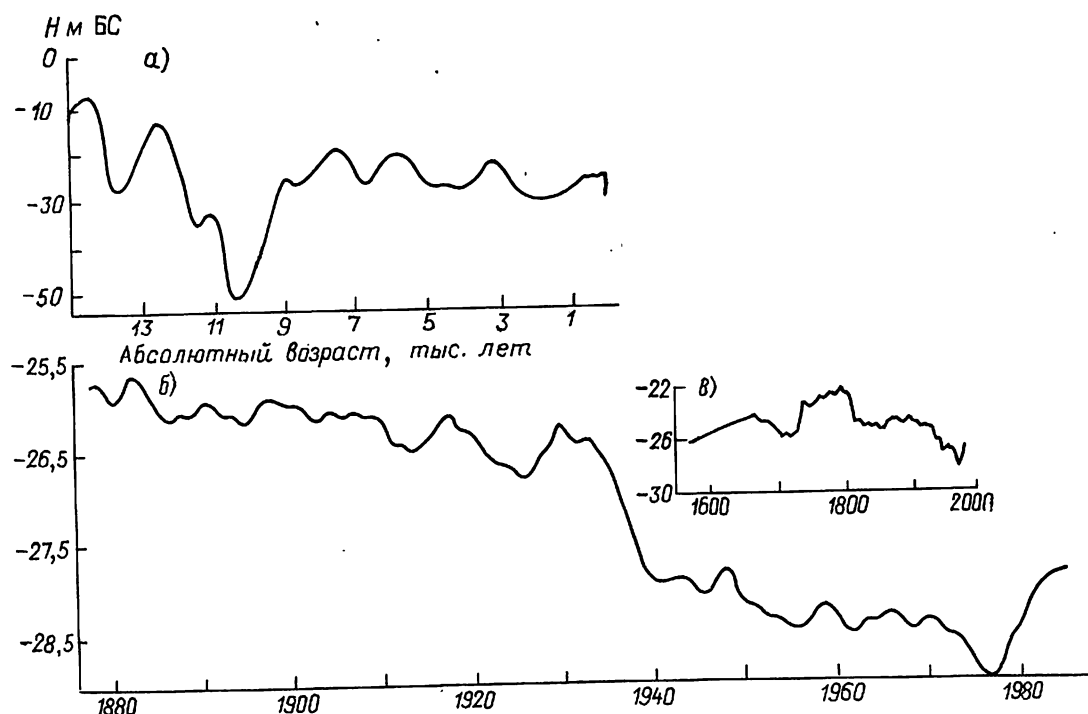


Рис. 10.2. Колебания уровня Каспийского моря в различные периоды. а — в позднем плейстоцене; б — за период инструментальных наблюдений; в — с 1556 г.

12 веков до н.э. размах колебаний уровня моря достигал 15 м. В I в. до н.э., т. е. более 2 тыс. лет тому назад, уровень моря находился на отметках выше —14 м [11, 40].

От начала нашей эры до X в. описания колебаний уровня моря носят более достоверный характер по сравнению с предшествующим периодом. Появляются уточненные карты Каспийского моря, позволяющие относительно объективно определить уровенные отметки за первое тысячелетие нашей эры.

Было установлено, что в отдельные периоды с X по XVI в. уровень опускался ниже современного на 12 м. Основная причина значительного понижения уровня Каспия между X и XIII веками, по мнению многих авторов [11, 28, 40], заключалась в прекращении стока Амударьи в Каспийское море, существовавшего с V в. до н.э. до X в. н.э., т. е. непрерывно в течение 14 веков. С первой половины XIII в. до середины XVI в. сток Амударьи в Каспий возобновился, и уровень моря заметно повысился: размах его колебаний составил за эти три неполных столетия около 6 м.

Б. А. Аполлов [11] получил отметки уровня моря для отдельных лет и периодов от начала нашей эры до середины XVI в. Эти данные показывают, что уровень колебался в значительно меньшем диапазоне, чем до нашей эры: размах вековых колебаний уровня за 16 столетий составил около 8 м (—24,5... —32,5 м).

В середине XVI в. уровень моря находился на низкой отметке —26,6 м, через столетие произошло повышение уровня до отметки —23,9 м, после чего он вновь стал падать и в начале XVIII в. достиг минимального значения —26 м. После резкого падения начался длительный период высокого стояния уровня, достигшего в начале XIX в. (так же, как 4—6 тыс. лет назад и в начале нашей эры) наиболее высоких отметок —22,5 м. После этого уровень моря стал падать и к 1830 г. опустился до —25,9 м.

#### 10.2.1. Многолетняя изменчивость уровня моря и ее причины

С начала проведения инструментальных наблюдений и до XX в. уровень Каспийского моря колебался в среднем около отметки —25,8 м. С конца XIX в. в многолетнем ходе уровня наблюдалась тенденция понижения, продлившаяся до 1977 г., когда уровень моря находился на самой низкой отметке не только за период инструментальных наблюдений, но и за последние 500 лет (—29 м), в течение которых размах колебаний уровня составлял 7 м.

В текущем столетии в многолетнем ходе уровня Каспийского моря прослеживаются несколько характерных периодов. Так, на фоне общей тенденции понижения уровня в конце прошлого и в начале текущего столетия (1900—1929 гг.) изменения уровня моря были незначительными и происходили около средней отметки —26,2 м. Значение тренда за этот период составило —0,34 м. Состояние относительно равновесного положения уровня сменилось периодом резкого его падения в 1930—1941 гг. (на 1,8 м). С начала 40-х до конца 50-х годов прослеживается замедленное понижение уровня моря. В 60-е годы в многолетнем ходе отмечалась

некоторая стабилизация на отметках около —28,4 м, сменившаяся в 1970 г. резким падением до самой низкой отметки —29,0 м. Общее понижение уровня моря за текущее столетие до 1977 г. составило 3,2 м. Снижение уровня происходило с интенсивностью в среднем около 4 см/год, а в 1930—1941 и 1970—1977 гг. интенсивность снижения возрастала соответственно до 16 и 14 см/год.

С 1978 г. уровень моря стал резко повышаться, и в 1991 г. его среднегодовая отметка поднялась до значения —27,15 м. Интенсивность подъема уровня за этот период составила в среднем около 14 см/год, а в отдельные годы достигала и 30 см.

На многолетние колебания уровня моря оказывают влияние многие факторы, основные из которых следующие: климатические изменения, тектонические процессы, меняющие объем морской впадины, и хозяйственная деятельность человека. Вклад этих факторов в многолетние колебания уровня далеко не одинаков. Как показали многочисленные исследования, климат — это основной фактор, определяющий вековые и межгодовые изменения уровня моря, т. е. эвстатические (объемные) колебания уровня.

Еще в начале XIX в. Э. Х. Ленц [284], изучив колебания уровня Каспия за более чем 400 лет, объяснил их изменениями климатических условий. А. И. Воейков [94] установил зависимость положения уровня моря от стока впадающих в него рек, изменения испарения с его поверхности и количества выпадающих осадков, т. е. от элементов водного баланса, определяемых климатическими факторами. Гипотеза климатической обусловленности многолетних колебаний уровня моря получила развитие в ряде исследований [94, 116, 117, 171]. Многие исследователи рассматривают проблему непостоянства уровня Каспия в глобальном масштабе. Л. С. Берг и В. Ю. Визе [40, 82] установили зависимость между суровостью зимы в Арктике, стоком р. Волги и уровнем Каспия. Л. С. Берг отмечал, что изменение интенсивности общей циркуляции атмосферы оказывает прямое воздействие на уровень моря, во время потепления Арктики уровень понижается, а при похолодании — повышается. Проникновение на север в циклонах теплых и влажных воздушных масс вызывает потепление Арктики, в то время как в средних широтах, включая бассейн Каспийского моря, увеличивается преобладание антициклонического режима погоды в холодный сезон. Это приводит к дефициту зимних осадков в бассейне Волги, уменьшению ее стока и соответственно к падению уровня моря.

А. В. Шнитников [448, 449] сделал вывод о связи вековых колебаний уровня с изменчивостью общей увлажненности Европы. Выделив период многовековой изменчивости общей увлажненности Евразии в 1850 лет, он отмечал, что трансгрессии Каспия происходят во время максимумов увлажненности (прохладно-влажных фаз цикла), а минимумам увлажненности (сухим и теплым фазам цикла) соответствуют регрессии Каспийского моря.

По данным многих авторов [7, 19, 35, 98 и др.] главная причина многолетних колебаний уровня Каспийского моря — изменчивость климатообразующих факторов (солнечной активности, циркуляции атмосферы и др.), влияющих на формирование элементов водного баланса водоема и при-

водящих к непостоянству соотношений между отдельными его элементами. Она определяет циклические изменения объема вод моря и соответствующие им циклические колебания уровня моря различной продолжительности: от 2—3-летних до квазивековых. Эти колебания носят нерегулярный характер, поэтому трудно предсказуемы.

Климатические аномалии приводят к значительным изменениям положения уровня моря. Так, крупная аномалия, охватившая все Северное полушарие в начале текущего столетия и достигшая максимума в 30-е годы, привела к наиболее резкому снижению уровня моря за короткий срок (с 1930 по 1941 г.) на 1,8 м. В 1970-х годах в бассейне моря сложились аналогичные условия. Уменьшение увлажненности, резкое сокращение поверхностного притока и повышенное испарение с поверхности моря, установившийся антициклонический режим погоды привели к дефициту водного баланса и снижению уровня к 1977 г. примерно на 0,7 м. Климатические изменения приводят и к повышению уровня моря, о чем свидетельствует его последний резкий подъем, начавшийся с 1978 г. и продолжающийся до настоящего времени. Современное повышение уровня, составившее уже более 1,5 м, не представляет собой аномального явления. Аналогичные изменения наблюдались как в конце прошлого столетия, так и в текущем: с 1862 по 1869 и с 1873 по 1878 гг. повышение уровня моря достигало соответственно около 1,0 и 0,6 м, а с 1914 по 1917 и с 1926 по 1929 гг. — 0,5—0,6 м. Следует отметить, что происходящий с 1978 г. подъем уровня — самый продолжительный за весь период инструментальных наблюдений (табл. 10.3).

По мнению некоторых ученых, причиной неустойчивости уровня Каспия в современную геологическую эпоху являются тектонические процессы. Однако многие исследования [50, 349, 418, 419 и др.] свидетельствуют, что тектонические движения в изменении уровня Каспия имеют лишь второстепенное значение. В работах [233, 307, 431] отмечено, что современные тектонические движения земной коры на побережье Каспия не превышают нескольких миллиметров в год, поэтому их вклад в межгодовую изменчивость уровня моря ничтожно мал.

Исследования П. В. Федорова [418; 419] показали, что тектонические движения в области моря были значительны в первой половине четвертич-

ного периода и приводили к деформации древних береговых линий. Их скорости были в десятки раз меньше скоростей колебаний уровня моря и не могли оказать существенного влияния на трансгрессии и регрессии моря. В то же время климатические изменения были значительными и приводили к смене ледниковых и межледниковых эпох.

Г. И. Рычагов [349] на основании анализа высотного положения уровня Каспия в различные этапы плейстоцена пришел к выводу, что уровень, близкий к современному (—28 м), является нормальным уровнем Каспия для межледниковых эпох и может служить репером, на который следует ориентироваться при определении тенденции развития Каспийского бассейна.

При отметках уровня моря, равных или близких к современному, устанавливается динамическое равновесие между приходной и расходной частями баланса Каспийского бассейна даже при неблагоприятных климатических условиях. Ниже —28 м уровень моря падал лишь при сочетании особо неблагоприятных климатических условий. Таким образом, при уровне выше отметки —28 м море находится в трансгрессивной стадии, ниже — в регрессивной [349]. Современный уровень моря с отклонениями  $\pm(1,0 \dots 1,5)$  м может быть принят за оптимальный при разработке народнохозяйственных мероприятий как на ближайшее время, так и на более отдаленную перспективу.

Современные тектонические движения на побережье Каспийского моря приводят к вертикальным перемещениям нулей уровенных постов. Поэтому при оценке современных колебаний уровня моря необходимо это учитывать. Мнения исследователей [233, 307] относительно перемещений нулей уровенных постов и их направленности расходятся. Вместе с тем, если рассматривать относительные движения нулей уровенных постов, видно, что оценки, даваемые разными авторами, совпадают. При этом относительное высотное положение нулей уровенных постов Махачкала, Форт-Шевченко, Куули-Маяк и Красноводск изменяется очень незначительно, а относительное опускание нуля уровенного поста Бакинского футштока прослеживается отчетливо. Анализ вертикальных перемещений нулей всех основных уровенных постов Каспийского моря свидетельствует о разнонаправленности этих движений в различных частях моря и о различной скорости перемещений на каждом уровенном посту за многолетний период (рис. 10.3).

Таким образом, тектонические движения не могут быть соизмеримы с существующими скоростями межгодовых изменений уровня моря, достигающими в последние годы 20—30 см/год и определяемыми главным образом климатическими факторами.

Важной причиной многолетних изменений уровня Каспийского моря в настоящее время является все возрастающее влияние хозяйственной деятельности, прежде всего, на речной сток в море.

В начале столетия формирование гидрометеорологического режима моря происходило в естественных условиях. В 30-е годы на реках Каспийского бассейна началось строительство и эксплуатация водохранилищ, гидроэлектростанций, в 40-е и последующие годы влияние хозяйственной деятельности на режим рек становится все более интенсив-

Таблица 10.3

Периодичность и интенсивность (см/год) непрерывного изменения уровня Каспийского моря с 1837 по 1987 г.

Продолжительность однозначного хода уровня, годы	Количество случаев		Подъем		Спад	
	подъема	спада	средний	максимальный	средний	максимальный
1	12	4	8,3	18	—2,5	—
2	8	9	8,3	21	—9,2	—30
3	2	6	10,3	23	—15,4	—30
4	4	4	14,8	37	—9,8	—22
6	—	3	—	—	—9,7	—22
8	—	1	—	—	—9,4	—16
9	1	1	13,3	29	—19,4	—33

ным. В начале 30-х годов из рек бассейна безвозвратно изымалось на нужды хозяйства не более 5—7 км<sup>3</sup>, а в середине 50-х годов на заполнение новых водохранилищ потребовалось около 200 км<sup>3</sup> речной воды. До середины 50-х годов уменьшение

ротехнических сооружений — море недополучило около 350 км<sup>3</sup> поверхностного притока (25 км<sup>3</sup> в год). С каждым годом объемы безвозвратных изъятий речного стока растут и в целом за время зарегулирования стока (1956—1990 гг.) составили

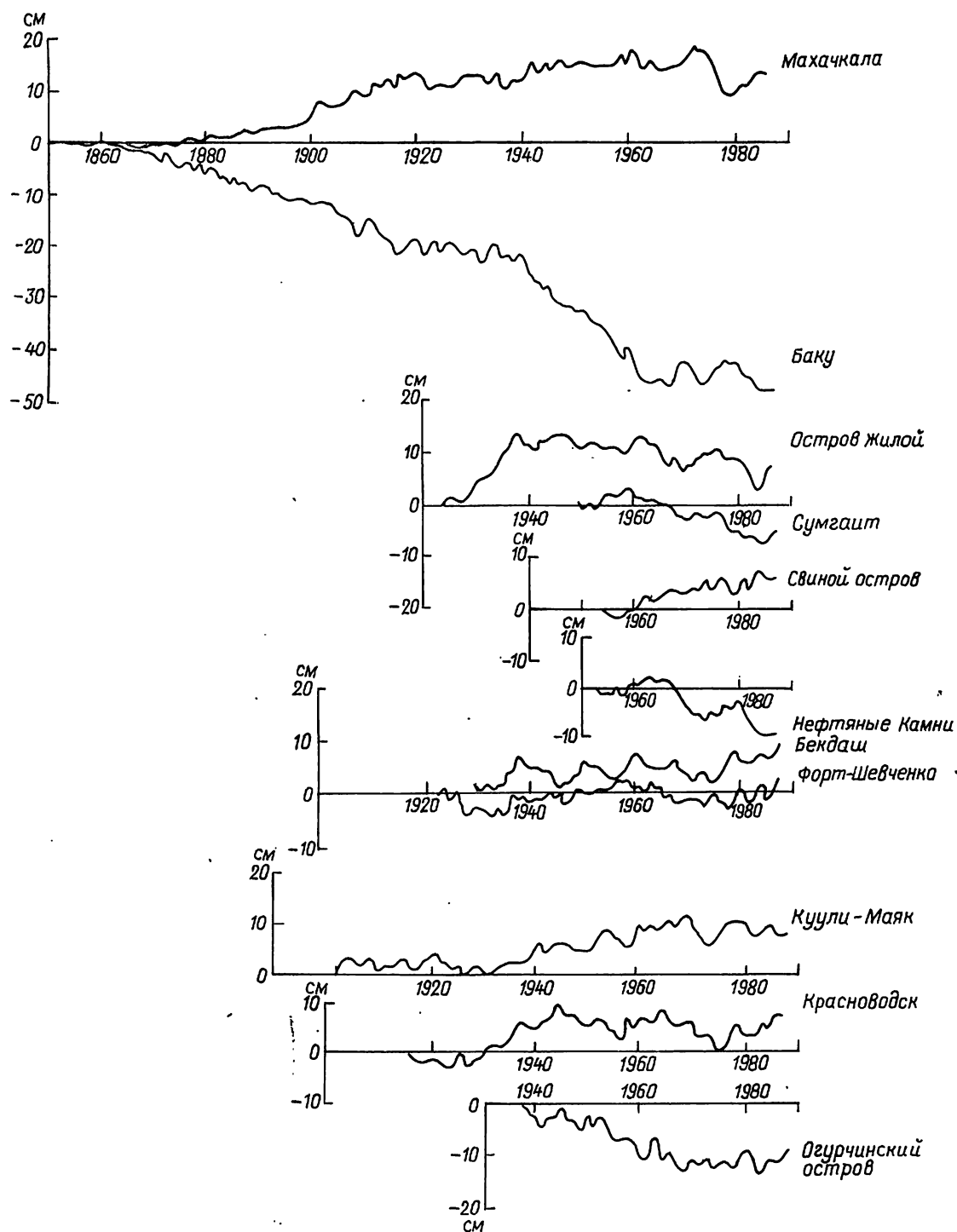


Рис. 10.3. Относительное перемещение уровней постов Каспийского моря.

поверхностного притока к морю за счет хозяйственной деятельности составляло не более 3% многолетней нормы и незначительно влияло на снижение уровня моря. Так, за 1942—1955 гг. суммарные безвозвратные изъятия речного стока составили около 113 км<sup>3</sup> (8,1 км<sup>3</sup> в год), а с 1956 по 1969 г. — период строительства и эксплуатации крупных гид-

по данным ГГИ около 30 км<sup>3</sup> в год. В настоящее время объем безвозвратного водопотребления в бассейне Каспия составляет 40—50 км<sup>3</sup> в год. С 1942 по 1990 г. в хозяйственных целях было использовано около 1000 км<sup>3</sup> речной воды, в том числе в бассейне Волги около 600 км<sup>3</sup>. Снижение уровня моря под влиянием водохозяйственных ме-

роприятий в его бассейне в 30—40-х годах не превышало 2—3 см/год, а в конце 70-х — начале 80-х годов достигло 10—12 см/год. Скорость подъема уровня моря в последние годы составляла 20—30 см/год (в 1979 г. подъем составил 30 см, в 1981 г. — 26 см). Следовательно, в естественных, не нарушенных хозяйственной деятельностью условиях уровень в настоящее время мог бы находиться на 1,0—1,5 м выше фактических отметок.

Таким образом, межгодовые колебания уровня Каспийского моря в настоящее время определяются в основном сочетанием климатических и антропогенных факторов, причем климатические факторы — преобладающие.

### 10.2.2. Внутригодовые изменения уровня

Анализ внутригодового хода уровня Каспия, определяемого изменением среднемесячных значений, проводился по данным наблюдений на уровне-

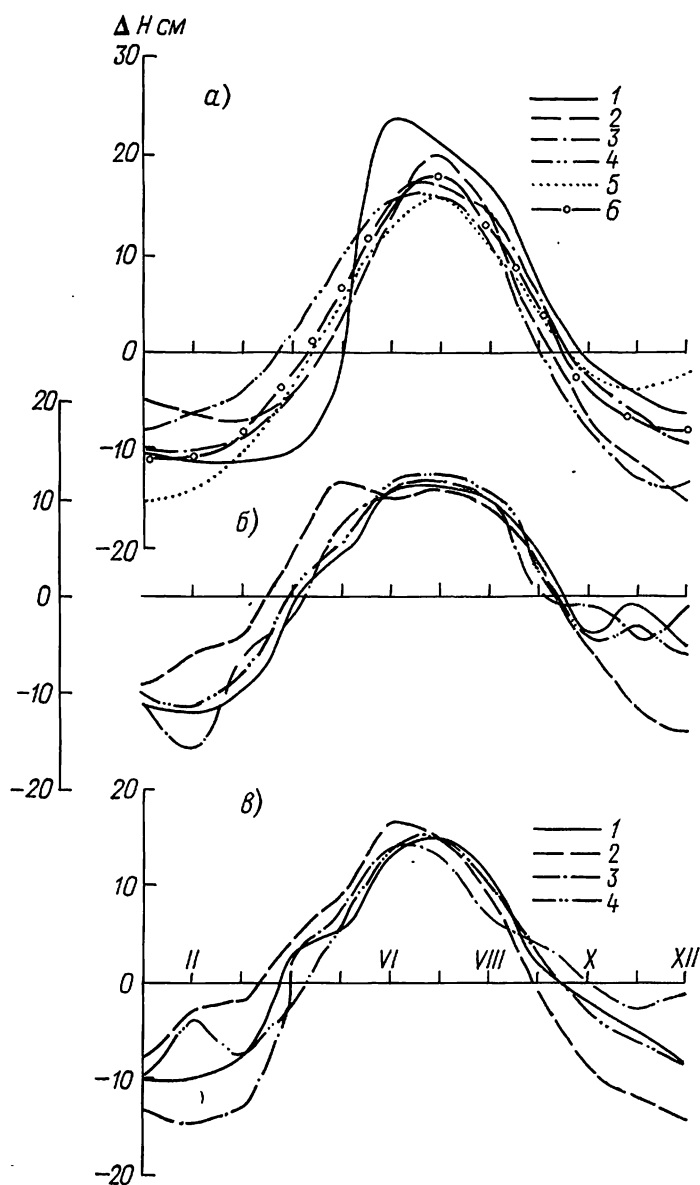


Рис. 10.4. Сезонные изменения уровня Каспийского моря. а — среднего уровня по данным за 1900—1929 (1), 1930—1941 (2), 1942—1969 (3), 1970—1977 (4), 1978—1990 (5) и 1942—1990 гг. (6); б и в — уровня в районе гидрометстанций соответственно Остров Тюлений и Остров Кулалы по данным за 1942—1969 (1), 1970—1977 (2), 1978—1990 (3) и 1942—1990 гг. (4).

ных постах, расположенных в северной, средней и южной частях моря.

Поскольку каждый район моря обладает своеобразным гидрометеорологическим режимом, внутригодовой ход уровня на различных ГМС имеет свои особенности, отражая в то же время и общие закономерности, характерные для моря в целом. Так, в мелководных и открытых районах, особенно в северной части моря, а также на западном и восточном побережье средней части на среднемесячные значения уровня моря оказывают влияние значительные сгонно-нагонные явления. Внутригодовые изменения уровня в основном обусловлены сезонной изменчивостью составляющих водного баланса. Составляющие водного баланса также подвержены значительной межгодовой изменчивости, поэтому изменяется их ежегодное соотношение и роль в сезонном ходе уровня моря. На фоне квазипериодических колебаний происходят короткопериодные колебания уровня непериодического характера.

Самое низкое положение уровня чаще всего наблюдается в декабре — феврале, затем в марте — июле он повышается, достигая наибольшей интенсивности в мае — июне. Наивысший уровень моря отмечается в июне — июле, а затем понижается до зимнего минимума. В декабре — январе иногда наблюдается небольшой подъем уровня (на 2—4 см), сменяющийся незначительным снижением в феврале (на 1—3 см), после чего уровень снова начинает повышаться (рис. 10.4).

Сезонный ход уровня в основном определяется речным стоком, отличающимся большой межгодовой и внутригодовой изменчивостью. Отклонения среднемесячных значений стока от среднемноголетних более существенны в период паводка (апрель — июль), когда сток рек может колебаться от 15 до 90 км<sup>3</sup> в месяц, а в межень (декабрь — февраль) — от 5 до 29 км<sup>3</sup> в месяц, т. е. объем стока может увеличиваться или уменьшаться в 2—3 раза. Наиболее значительная межгодовая изменчивость стока характерна для июня ( $C_v = 0,44$ ,  $\sigma = 21,5$  км<sup>3</sup>) и декабря ( $C_v = 0,40$ ,  $\sigma = 6,1$  км<sup>3</sup>), когда наблюдаются соответственно максимальный и минимальный среднемесячные объемы стока.

Сток с апреля по июнь, когда его объем наибольший, играет решающую роль в весенне-летнем подъеме уровня. В этот же период существенны и атмосферные осадки, выпадающие на акваторию моря. Основное накопление воды в море происходит в июне — июле, поэтому в эти месяцы его уровень и достигает максимальных годовых значений.

Среднемесячный максимум уровня чаще всего отмечается в июле при росте повторяемости с севера на юг. В средней и южной частях моря более высокая повторяемость июльского пика уровня характерна для западного побережья. В целом наступление максимума и минимума годового хода уровня за многолетний период имеет довольно широкий временной диапазон (табл. 10.4).

С июля — августа в связи с уменьшением речного притока и увеличением испарения с морской акватории уровень моря постепенно понижается до зимнего минимума в декабре в Среднем и Южном и в декабре и феврале в Северном Каспии (см. рис. 10.4).

Таблица 10.4

Повторяемость (%) максимальных и минимальных среднемесячных значений уровня моря

Уровень	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Остров Тюлений</b>												
Максимальный	2	—	—	8	14	16	24	18	10	4	4	—
Минимальный	20,5	27	12	2	—	—	—	—	—	6	12	20,5
<b>Остров Кулалы</b>												
Максимальный	—	—	—	2	—	50	40	6	—	2	—	—
Минимальный	20	26	14	—	—	—	—	—	—	—	10	30
<b>Баку</b>												
Максимальный	—	—	—	—	—	8	81	11	—	—	—	—
Минимальный	23	22	16	2	1	—	—	—	—	1	7	28
<b>Махачкала</b>												
Максимальный	—	—	—	—	3	16	69	11	1	—	—	—
Минимальный	20	20	16	5	1	—	—	—	—	5	10	23
<b>Форт-Шевченко</b>												
Максимальный	—	—	—	—	1	32	64	3	—	—	—	—
Минимальный	15	31	7	1	—	—	—	—	—	1	9	36
<b>Красноводск</b>												
Максимальный	—	—	—	—	—	4	74	22	—	—	—	—
Минимальный	24	22	7	—	—	—	—	—	—	—	13	34

За счет притока речных вод происходит повышение уровня в среднем за год на 77 см (от 55 до 115 см), что в отдельные годы составляет 60—90 % годового приращения уровня.

Роль атмосферных осадков в сезонных колебаниях уровня моря по сравнению со стоком рек и испарением менее существенна. Ежегодное повышение уровня моря в результате выпадения на поверхность моря атмосферных осадков составляет примерно 20 см. Отклонения количества осадков от нормы могут обусловить отклонения в годовых приращениях уровня в среднем на  $\pm(3..7)$  см, что составляет 10—15 % размаха его внутригодовых колебаний.

Большое влияние на внутригодовой ход уровня моря оказывает испарение. Отклонения испарения от среднегогодового значения в отдельные годы достигают  $\pm(10..20)$  см, что соответствует примерно 30—50 % размаха внутригодовых колебаний уровня. За счет испарения уровень понижается в среднем за год на 97 см. На протяжении текущего столетия (до 1978 г.) влияние испарения на внутригодовой ход уровня в основном преобладало по сравнению с влиянием речного стока, объем которого постепенно сокращался.

На сезонном ходе уровня моря сказались сокращение, а с марта 1980 по сентябрь 1984 г. прекращение стока морских вод в зал. Кара-Богаз-Гол. Внутригодовое распределение стока морских вод в залив до 1984 г. было аналогично годовому ходу уровня моря. До 40 % годового стока в залив приходилось на июнь—август и сентябрь. В период повышения уровня моря сток в залив уменьшал его в среднем на 1—2 см в год, а в период падения—увеличивал на 0,5—1,0 см в год. Ежегодное снижение уровня моря за счет стока вод в залив

в среднем за текущее столетие составляло около 3,5 см (от 7 до 1 см), а в настоящее время—менее 1 см, т. е. на сезонный ход уровня не влияет.

Таким образом, основные факторы, определяющие сезонный ход уровня—это сток рек и испарение, их внутригодовое распределение.

Среднегодовое распределение размаха годового хода уровня моря (разность наибольшего и наименьшего среднемесячных уровней в году) за 1900—1990 гг.

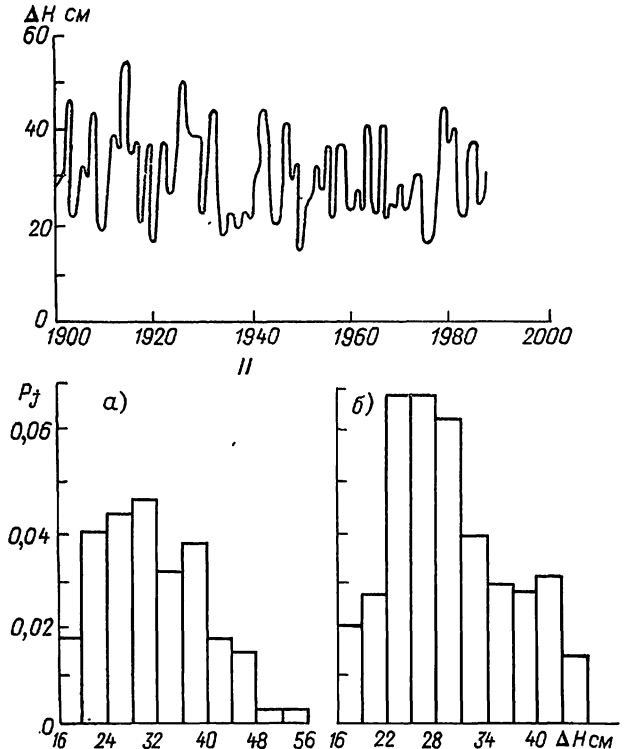


Рис. 10.5. Межгодовые изменения размаха годового хода уровня Каспийского моря (I) и гистограммы (II) их статистического распределения за 1900—1987 (а) и 1942—1987 гг. (б).

$P_j$  — средняя плотность распределения.

составил в среднем по морю около 30 см. Наибольшие значения отмечались в многоводные 1914, 1926 и 1979 гг. (соответственно 55, 50 и 47 см), наименьшие—в маловодные 1920, 1975, 1976 (17—18 см) и 1950 гг. (16 см) (рис. 10.5).

В Северном Каспии по сравнению с морем в целом размах годовых колебаний немного больше и составил за многолетний период в районе ст. Остров Кулалы около 34 см и у ст. Остров Тюлений 40 см. В отдельные годы размах сезонного хода уровня моря значительно менялся, составляя, например, у ст. Остров Тюлений 20 см в 1968 г. и 71 см в 1959 г., у ст. Остров Кулалы 20 см в 1983 г. и 51 см в 1942 г., а в районе о. Зюйдвестовая Шалыга от 37 до 63 см (за 1954—1964 гг.).

Сезонный подъем и спад уровня Каспийского моря, обусловленные прежде всего объемом волжского половодья, его интенсивностью и продолжительностью, характеризуются значительной изменчивостью. Наиболее значительные подъемы уровня отмечались в многоводные 1914, 1926, 1947, 1978 и 1981 гг. (42—54 см), в маловодные 1910, 1934, 1937, 1938 и 1975 гг. происходили наибольшие спады уровня (41—45 см).



Таблица 10.5

Повторяемость (%) сезонных подъемов и спадов уровня по среднемесячным данным ГМС Остров Тюлений, 1938—1987 гг.

Фаза	Интервал, см					
	60 и более	56—59	52—55	48—51	44—47	40—43
Подъем	6,7	2,2	2,2	6,7	11,1	15,6
Спад	9,3	7,0	7,0	14,0	7,0	7,0

Фаза	Интервал, см						
	36—39	32—35	28—31	24—27	20—23	16—19	15—12
Подъем	13,2	15,6	6,7	4,4	8,9	6,7	
Спад	11,6	11,6	14,0	2,3	4,6	2,3	2,3

В северной части моря, куда поступает бóльшая часть речного стока, многолетние изменения сезонного хода уровня выражены более ярко, чем в средней и южной частях. За время наблюдений на ст. Остров Тюлений средние значения подъема уровня и его спада составили соответственно 30 и 27 см, а на ст. Остров Кулалы — 36 и 30 см. Таким образом, в течение года уровень моря может подняться и опуститься приблизительно на 30 см.

Внутригодовые значения подъема и спада уровня моря изменяются в довольно широком диапазоне, особенно в северной части моря (табл. 10.5). Наибольший сезонный подъем уровня был отмечен в районе ст. Остров Тюлений в 1959 и 1985 гг. (71—72 см), наиболее значительный спад — в 1975 г. (64 см). Незначительный подъем уровня в западной части Северного Каспия отмечался в 1969 г. (10 см), а спад — в 1944 и 1976 гг. (9 см). В восточной части, в районе ст. Остров Кулалы, наибольшие подъемы в сезонном ходе уровня моря наблюдались в 1942 (51 см) и 1949 гг. (49 см), незначительный подъем уровня происходил в 1961 и 1971 гг. (11 см), а небольшой спад — в 1987 (14 см) и 1981 гг. (15 см). Наибольший спад уровня был зафиксирован в 1954 г. (42 см).

Как правило, в годы со значительным подъемом уровня отмечается и значительный спад, а в годы с небольшим подъемом значения спада в 1,5—4,0 раза больше значений подъема. В многоводные годы среднемноголетний подъем уровня в сезонном ходе больше, чем в маловодные (табл. 10.6).

В период стабилизации уровня поверхности, в условиях равновесного водного баланса, значения

Таблица 10.6

Сезонные подъемы и спады уровня (см) в Северном Каспии

Годы	Остров Тюлений		Остров Кулалы	
	Подъем	Спад	Подъем	Спад
1940 (1938)—1989	30	27	36	30
1941—1948	34	24	35	26
1949—1956	29	30	38	31
1957—1970	31	26	37	28
1971—1977	22	32	30	38
1978—1987	32	22	40	28

подъема и спада уровня примерно равны, в периоды падения уровня моря или его повышения значение подъема уровня намного меньше или соответственно больше значения спада в сезонном ходе уровня.

Сопоставление среднемесячных многолетних значений уровня Каспия в периоды с различным водным балансом: относительно равновесным (1900—1929 гг.), крайне дефицитным (1930—1941 гг. и 1970—1977 гг.), незначительного дефицита (1942—1969 гг.), положительного баланса (1978—1987 гг.), показало, что в условиях маловодности в первую половину года отклонения среднемесячных уровней от среднегодового меньше, а во вторую половину года — больше, чем в условиях многоводности.

Объем и интенсивность волжского половодья ежегодно изменяются, поэтому максимумы и минимумы в годовом ходе уровня наступают в различных частях моря в разные месяцы, и размах уровня в разные годы значительно отличается от среднемноголетнего значения. Диапазон времени наступления среднемесячного минимума в годовом ходе уровня моря несколько шире и наблюдается с октября по май.

Наиболее вероятное наступление наименьшего среднемесячного уровня моря отмечается с декабря по февраль (в сумме 70—80 %) (см. табл. 10.4). В различных районах средней и южной частей наибольшая повторяемость минимума отмечается в декабре (20—40 %).

Зарегулирование речного стока в бассейне Каспийского моря повлияло на сезонный ход уровня. Так, в современных условиях половодье на Волге начинается на месяц-полтора раньше и проходит быстрее, чем это было в естественных условиях. Поэтому среднемесячный максимум в годовом ходе уровня наступает раньше. Весенне-летние попуски речной воды приводят к сглаживанию хода уровня моря в это время года, а в осенне-зимний сезон происходит повышение уровня, обусловленное зимними попусками воды из водохранилищ Волжско-Камского каскада. В общем, в условиях нарушенного гидрологического режима годовой ход уровня стал более плавным (см. рис. 10.4).

Таким образом, время наступления наибольшего среднемесячного уровня определяется в основном пиком волжского половодья и его продолжительностью, поэтому максимальный среднемесячный уровень определяется условиями данного года и наблюдается в среднем по морю в июле (24—28 %), а минимальный уровень зависит от условий предшествующего года.

Под влиянием сгонно-нагонных явлений среднемесячные значения уровня могут значительно отличаться от тех, которые обусловлены составляющими водного баланса. В отдельные месяцы в ходе уровня отмечаются отдельные скачкообразные отклонения от обычного годового хода за счет существенного влияния сгонов или нагонов. Размах таких отклонений соизмерим с размахом внутригодовых изменений уровня и составляет, например, в районе о. Тюленьего ежемесячно 35—40 см. Наиболее значительные отклонения от «нормы» в районе о. Тюленьего наблюдались в феврале 1959 г. (—44 см) и 1985 г. (—46 см), в марте 1942 и 1953 гг. (соответственно —27 и —30 см). В ноябре

Таблица 10.7

## Внутригодовая повторяемость (%) экстремальных значений уровня моря

Уровень	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Махачкала</b>												
Максимальный	6	4	4	1	9	16	24	20	5	3	4	6
Минимальный	22	19	10	5	3	—	2	1	3	7	12	16
<b>Баку</b>												
Максимальный	—	—	—	—	1	21	54	18	5	—	—	1
Минимальный	25	13	15	9	3	—	1	—	2	9	10	13
<b>Форт-Шевченко</b>												
Максимальный	4	1	1	—	7	23	43	12	3	—	4	1
Минимальный	17	17	13	1	—	—	—	—	1	7	15	28
<b>Красноводск</b>												
Максимальный	1	—	—	—	1	12	59	27	—	—	—	—
Минимальный	16	14	15	10	4	4	1	—	3	8	11	14

1952 г., октябре и декабре 1987 г. вместо обычного спада уровня, отмечавшегося почти на всех уровнях постах Северного Каспия, под влиянием катастрофических нагонов происходил его подъем и отклонения от среднегодового составили соответственно 30, 19 и 21 см вместо обычных —4 см в октябре и ноябре и —6 см в декабре.

Внутригодовое распределение повторяемости экстремальных значений уровня, обусловленных прежде всего сгонно-нагонными явлениями, хотя и соответствует характеристикам повторяемости максимальных и минимальных среднемесячных значений уровня, имеет свои особенности. Наибольшая повторяемость экстремально высоких значений уровня в средней и южной частях Каспия отмечается в июле. Причем закономерность возрастания повторяемости с севера на юг здесь сохраняется: на восточном побережье повторяемость экстремально высоких уровней больше, чем на западном. В декабре — феврале уровень моря наиболее часто достигает экстремально низкого положения. Наибольшая повторяемость отмечается в районе Махачкалы и Баку в январе (22—25 %), а на восточном побережье (Форт-Шевченко и Красноводск) — в декабре — январе (16—28 %) (табл. 10.7).

Анализ внутригодовой изменчивости уровня по различным пунктам, расположенным на разном удалении от устья Волги, позволил проследить, что

максимальный уровень наблюдается у о. Искусственного в мае — июне, в Форт-Шевченко и Махачкале в июне — июле, в Баку в июле, в Астаре в июле — августе. В пунктах, расположенных вблизи устьев рек, сказывается влияние течений, поэтому среднемесячные значения уровня в отдельных пунктах не всегда обусловлены только распространением паводочной волны. Вследствие преимущественного поступления речных вод в северную часть моря (до 85 %) уровенная поверхность моря имеет наклон с севера на юг, изменяющийся по сезонам. Весной, в период половодья, этот наклон проявляется наиболее ярко.

Годовой ход уровня на различных гидрометстанциях Каспийского моря в отдельные годы несколько отличается от среднего уровня, рассчитанного по 4 станциям (Баку, Махачкала, Форт-Шевченко и Красноводск), что обусловлено различиями местных физико-географических и гидрологических условий. Однако за многолетний период эти отклонения не превышают  $\pm 2$  см.

При оценке влияния различных факторов на уровень моря определенное место отводится атмосферному давлению и ветру. При повышении давления (зимой) происходит соответствующее понижение уровня моря (изменению давления на 1 гПа соответствует изменение уровня моря на 1 см слоя), а при понижении давления (летом) — его повышение.

На различия в сезонном ходе уровня между западным и восточным побережьем северной и средней частей моря влияют и сезонные изменения режима ветра над морем. Средний за год перепад среднемесячных значений уровня между западным и восточным побережьем моря составляет около 12 см, а в отдельные годы — от 6 до 20 см.

Наибольшие отклонения среднемесячных значений уровня от среднегодового отмечаются в мае — июне и особенно в июле в восточной части моря (табл. 10.7 и 10.8). При этом в летние месяцы у западного побережья Северного Каспия уровень стоит ниже, а у восточного — выше, чем он должен быть на основании сезонного хода составляющих водного баланса или в сравнении со средним значением уровня по всему морю. Эти отличия зависят от режима ветров над морем и вызываются тем, что влияние одного и того же поля ветра на изменения уровня моря у западного и восточного берегов различное.

Летом, особенно в июле, повторяемость северо-западных и западных ветров увеличивается в 1,5—

Таблица 10.8

## Среднегодовое и экстремальные отклонения (см) среднемесячного уровня моря от среднегодового

Отклонение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Остров Кулалы, 1941—1987 гг.</b>												
Минимальное	—24	—26	—22	—14	—4	—3	7	0	—10	—17	—24	—25
Максимальное	9	16	18	19	16	27	27	22	14	15	19	6
Среднегодовое	—10,0	—10,3	—8,2	—1,5	6,0	13,9	15,2	10,1	2,4	—2,8	—5,8	—7,8
<b>Остров Тюлений, 1938—1987 гг.</b>												
Минимальное	—42	—46	—30	—19	—8	—3	—4	—5	—15	—29	—24	—37
Максимальное	18	10	8	27	27	24	27	25	20	30	21	9
Среднегодовое	—10,1	—11,5	—9,4	—0,8	6,7	11,0	11,7	10,5	3,5	—3,9	—3,7	—5,5

2,0 раза. Эти ветры вызывают нагоны в восточной части моря и сгоны в западной. Поэтому в северной части Каспия отклонения среднемесячного уровня от среднегодового в июле на 3—4 см больше для постов восточного побережья, чем для западного. Поздней осенью в связи с резким усилением ветров восточных направлений увеличивается нагонная составляющая уровня моря у западного побережья и сгонная — у восточного. Поэтому в ноябре для постов восточного побережья среднее отклонение среднемесячного уровня от среднегодового составило 6 см, а для западного — всего 1,5 см. В декабре между отклонением уровня на западном и восточном побережье разница равна 2 см.

В Среднем и Южном Каспии при устойчивых ветрах сгонно-нагонные колебания могут привести к значительным отклонениям среднемесячных значений уровня от среднего уровня моря. Так, в пунктах, расположенных в устьях рек, бухтах, районах со сложной конфигурацией берега, уровень моря может существенно (до 30 см) отличаться от среднего уровня моря: в районе Махачкалы и Форт-Шевченко отклонения достигают 16—18 см, в мелководных районах Куринской косы — 40 см и более.

Особенность расположения уровенного поста в махачкалинском порту такова, что нагонные для открытой части моря ветры являются для него сгонными, поэтому при юго-восточном ветре часто фиксируется пониженный уровень моря, а сгонный северо-западный ветер является здесь нагонным, и соответственно показания уровня моря возрастают.

На сезонный ход уровня, помимо сгонно-нагонных колебаний, оказывают влияние изменения плотности воды и ее объема, определяемые в основном сезонной изменчивостью температуры воды. Л. И. Галеркин [95] предложил следующую формулу для их определения:

$$\Delta H_{\sigma} = 0,1H\Delta V_t, \quad (10.1)$$

где  $\Delta H_{\sigma}$  — изменение уровня в столбе воды с единичным основанием за время  $t$ , см;  $H$  — толщина слоя воды, в котором рассчитываются плотностные изменения уровня, м;  $\Delta V_t$  — изменение условного удельного объема за время  $t$ .

Роль плотностных изменений уровня в его общих изменениях оценивается по-разному [96, 334, 380, 440]. В наших расчетах использованы данные О. И. Шереметевской [440] за многолетний период. Они показывают, что в большинстве районов моря увеличение объема за счет плотностного расширения наблюдается с марта по август, а уменьшение — с сентября по февраль. Наибольшие плотностные приращения уровня в средней и южной частях моря достигают 3 см/мес (с мая по июль, в период формирования слоя скачка), в северной части не превышают 1 см/мес, а в среднем по морю с мая по август эти приращения равны 0,7 см/мес (максимальные достигают 2 в июле и 1,6 см в августе). Роль плотностных изменений уровня в северной части моря, несмотря на самую большую изменчивость температуры и солености, менее заметна, чем в средней и южной частях, где изменения температуры и солености охватывают более значительный объем вод.

В отдельные годы в зависимости от интенсивности прогрева и охлаждения в разных районах моря значения плотностных изменений уровня могут меняться. В связи с этим были рассмотрены три различных года: с нормально теплыми (1966 г.), холодными (1969 г.) и близкими к норме (1967 г.) термическими условиями [261]. Условия оценивались по температуре воздуха, изменению теплосодержания вод и ледовитости моря,  $\Delta H_{\sigma}$  рассчитывалось для разрезов, расположенных в глубоководных частях Каспийского моря.

Анализ подтвердил, что изменения  $\Delta H_{\sigma}$  в основном обусловлены изменениями температуры, так как изменения солености незначительны. Поэтому наибольшие изменения уровня наблюдаются в периоды интенсивного прогрева и охлаждения (весной — в мае, осенью — в октябре — ноябре) и составляют в слое 0—100 м в средней части 3,5, в южной — 4,8 см/мес. Весной и летом в результате прогрева объемы вод увеличиваются и плотностные приращения имеют знак плюс, осенью и зимой в результате охлаждения и уменьшения объемов вод плотностные изменения уровня имеют знак минус. Размах внутрigoдoвых изменений  $\Delta H_{\sigma}$  в южной части моря составляет в теплый (1966) год 8,6, в нормальный (1967) — 8,4 и холодный (1969) — 6,7 см. В средней части моря в теплый год размах равен 6—7 см, в холодный уменьшается до 5 см, на границе с северной частью — до 3 см.

С увеличением глубины деятельного слоя до 200 м размах колебаний  $\Delta H_{\sigma}$  уменьшается, что объясняется особенностями годового хода температуры воды на различных глубинах. Особенно четко это проявляется в годы с аномальными температурными условиями. Прогревание и охлаждение значительно эффективнее сказываются в поверхностных слоях моря.

Учет плотностных изменений уровня представляется необходимым при расчетах водного баланса моря по среднемесячным данным, так как размах сезонного хода плотностных изменений может достигать в отдельные годы 8—9 см.

### 10.2.3. Сверхдолгосрочные прогнозы уровня

Большой научный и практический интерес представляет задача прогноза уровня моря на длительную перспективу. В настоящее время можно выделить несколько методов прогноза. Во-первых, это так называемые климатические (гелиогеофизические) прогнозы. Они основаны на физических моделях, связывающих колебания уровня Каспия или отдельных элементов водного баланса с различными внешними факторами — солнечной активностью, атмосферной циркуляцией, температурой воздуха и другими геофизическими и климатическими характеристиками.

Многие авторы [9, 14, 82, 116, 117 и др.] проводили поиск таких связей, т. е., по существу, пытались разработать сверхдолгосрочный прогноз климата в бассейне Каспия. Климатический прогноз для таких обширных территорий на длительное время продолжает оставаться одной из сложнейших и нерешенных проблем современной науки. Несмотря на то, что наличие солнечно-земных связей в настоящее время общепризнано, механизм этих связей и теоретическая сторона вопроса оста-

ются во многом не ясными. Зависимости между уровнем моря и характеристиками атмосферной циркуляции также далеко не всегда дают возможность получить прогнозы на длительную перспективу. Периоды достаточно тесной связи между средними значениями уровня Каспийского моря и соответствующими показателями солнечной активности и индексами атмосферной циркуляции сменяются периодами, когда эта связь нарушается, меняет свой знак или совсем отсутствует. Из-за непродолжительности исходных рядов нельзя предвидеть такие изменения в характере связи уровня моря с геофизическими процессами. Поэтому использование полученных связей в целях надежного прогнозирования пока не представляется возможным.

Однако следует обратить внимание, что в большинстве работ указанного направления основные выводы исследователей совпадают и свидетельствуют о том, что до 2000 г. следует в среднем ориентироваться на несколько более высокое положение уровня поверхности Каспия (без учета влияния хозяйственной деятельности на гидрометеорологический режим моря).

Ко второй группе прогнозов относятся вероятностно-статистические методы, суть которых состоит в вероятностном описании колебаний уровня исходя из представлений о порождающих их климатических и гидрологических факторах как стохастических процессах [232, 233].

Водный баланс Каспия и положение его уровня определяются взаимодействием двух основных факторов: притока речных вод и видимого испарения (атмосферные осадки минус испарение) с морской акватории. Моделирование рядов этих характеристик позволяет исследовать изменчивость уровня моря как в естественных условиях формирования гидрологического режима, так и при различных его нарушениях.

Расчеты вероятных изменений уровня Каспийского моря на перспективу до 2000 г., основанные на воднобалансовом методе, выполнены многими исследователями [7, 9, 19, 382, 443 и др.]. Полученные прогнозы хотя и отличаются друг от друга в количественном отношении, тем не менее указывают на понижение уровня поверхности к 2000 г., что противоречит результатам климатических прогнозов. Так, по данным А. И. Шикломанова [443], средний уровень моря к 2000 г. по сравнению с отметкой —28,5 м снизится на 1,4 м, а при условии увеличения нормы естественного притока к морю на 10 % повысится на 0,3 м. По прогнозу Г. П. Калининна [35] в среднеклиматических условиях и при условных изъятиях речного стока в объеме 62 км<sup>3</sup> в 1980 г. и 82 км<sup>3</sup> в 2000 г. уровень моря к 2000 г. может снизиться до —30,4 м. При благоприятных гидрометеорологических условиях уровень будет находиться на отметках —28,2... —27,9 м БС. По климатическому же прогнозу уровень может подняться до отметок —25,5... —26,5 м. Как видим, диапазон прогнозируемого уровня моря значителен.

Оба направления прогноза имеют свои преимущества и недостатки. К преимуществам прогнозов первого направления можно отнести их однозначность, что в наибольшей степени устраивает все заинтересованные организации, связанные с освое-

нием и использованием природных богатств Каспийского моря и его бассейна. Недостатком является то обстоятельство, что для построения надежных физических моделей необходимо найти такие определяющие внешние факторы, изменения которых опережали бы изменения уровня или элементов водного баланса на срок не менее заблаговременности прогноза. Найти такие факторы очень трудно, поэтому возникает необходимость их экстраполяции, что представляет не менее сложную задачу, чем разработка самого метода сверхдолгосрочного прогноза уровня моря.

Вероятностно-статистические методы прогноза имеют более строгую теоретическую основу, чем климатические, но вероятностная форма получаемых прогнозов, когда однозначно определяется календарный ход уровня при средних климатических условиях притока и испарения и задается широкая полоса вероятных отклонений положений уровня в каждый год прогнозируемого периода, затрудняет их практическое использование.

Таким образом, в настоящее время не существует достаточно надежных методов прогнозирования перспективных изменений уровня Каспийского моря, что существенно затрудняет решение практических вопросов, связанных с экономикой и развитием народного хозяйства в бассейне моря.

В заключение отметим, что колебания уровня моря — интегральной составляющей сложного взаимодействия различных элементов водного баланса Каспийского моря — в основном определяются климатической изменчивостью, на фоне которой все заметнее проявляется воздействие хозяйственной деятельности человека. Разработка методов сверхдолгосрочного прогноза уровня Каспия — актуальная проблема современности, непосредственно связанная с прогнозированием климата обширных территорий земного шара. Решение этой проблемы позволит наметить пути наиболее рационального использования природных богатств Каспийского моря и его бассейна.

### 10.3. Короткопериодные колебания уровня

Под короткопериодными колебаниями уровня понимаются сгонно-нагонные, приливные и сейшевые колебания.

В работах [7, 422, 455] по изучению сгонно-нагонных явлений на Каспийском море авторы ограничивались преимущественно обобщением наблюдений.

А. И. Каракаш [183] по данным уровня поста Махачкала установил следующую зависимость между изменениями уровня моря, атмосферного давления и скорости ветра за некоторый промежуток времени:

$$\Delta H = A\Delta p + B\Delta V, \quad (10.2)$$

где  $\Delta H$  — изменение уровня, сантиметров за 12 ч;  $\Delta p$  — изменение давления, гектопаскалей за 12 ч;  $\Delta V$  — изменение скорости ветра, метров в секунду за 12 ч;  $A$  и  $B$  — эмпирические коэффициенты, определяемые ежемесячно для каждой гидрометстанции. Предлагаемая методика дает удовлетворительные результаты при плавном изменении давления и уровня моря. При появлении над морем

глубоких быстро движущихся циклонов и при прохождении фронтов нарушается линейный характер зависимости между уровнем моря и давлением.

С. И. Кан [178] считает, что ветер может быть заменен разностью атмосферного давления, наблюдаемого в двух удаленных друг от друга пунктах, выбор которых зависит от направления сгонно-нагонных ветров. Полученное уравнение регрессии применимо для прогноза уровня в любом пункте северной части Каспийского моря с суточной заблаговременностью.

В. Х. Герман и Н. П. Довгопол [163], анализируя составляющие максимальных уровней Каспийского моря в периоды стабильного положения, интенсивного поднятия и слабого понижения, предложили для расчета максимальных приращений уровня моря применять асимптотический закон крайних членов выборки, разработанный Е. И. Гамбелом [97]. Проведен расчет обеспеченности максимальных приращений уровня моря по двойному экспоненциальному закону. Авторы сравнивают максимальные приращения уровня малой обеспеченности, полученные по эмпирическим и по теоретическим кривым обеспеченности. В качестве исходных данных использованы наблюдения на гидрометстанциях Баку (1900—1964 гг.), Форт-Шевченко (1921—1964 гг.) и в зал. Александр-Бай (1940—1959 гг.).

По условиям формирования экстремальных уровней средняя и южная части моря разделены на три крупных района:

I — район бессточных областей (восточное побережье и Апшеронский полуостров, Апшеронский и Бакинский архипелаги);

II — юго-западный район (от м. Алят до иранского побережья);

III — западное побережье от Аграханского до Апшеронского залива.

По разработанной в ГОИНе методике [423] автором получены региональные безразмерные функции распределения экстремальных уровней моря, которые позволяют рассчитывать максимальные отклонения в любом из этих районов. На основе выполненных расчетов были получены экстремальные уровни моря малой обеспеченности с учетом современного и ожидаемого водного баланса.

### 10.3.1. Сгонно-нагонные колебания уровня

В вопросе о том, что считать нагоном и сгоном и что принимать за начало отсчета при оценке их значений, единого мнения до сих пор не суще-

ствует. В настоящей работе для выделения сгонов и нагонов за фоновый принят среднемесячный уровень.

Ввиду того что практический интерес представляют значительные изменения уровня моря, рассматривались лишь такие сгоны и нагоны, которые превышали среднемесячный уровень моря на 30 см и более.

Для анализа сгонно-нагонных колебаний уровня в средней и южной частях моря были использованы ежечасные наблюдения на уровневых постах, расположенных на западном и восточном побережье. По некоторым уровневым постам (Астара, Сумгаит), где нет самописцев уровня моря, но сгоны и нагоны значительные, использованы срочные наблюдения.

При этом полагалось, что высоты нагонов и сгонов, полученные по уровневой рейке, занижены по сравнению с высотами, полученными по мареограммам. Разница в отдельных случаях может достигать 10—20 см. Значения погрешностей для уровневых постов Баку, Махачкала, Форт-Шевченко и Красноводск определены Н. Д. Фоминой [425]. Расчеты показали, что в Махачкале и Красноводске, где сгоны и нагоны имеют примерно одинаковую продолжительность, средняя относительная погрешность составляет 30 %, для постов Форт-Шевченко и Баку она возрастает соответственно до 50 и 43 %.

Для оценки значений сгонно-нагонных колебаний уровня в северной части моря использовались все наблюдения за уровнем со времени открытия поста (станции) и по 1988 г. включительно (табл. 10.9).

Обширные мелководья, малые уклоны дна и суши, конфигурация береговой черты, активная деятельность ветра создают благоприятные условия для развития в Северном Каспии значительных сгонно-нагонных колебаний уровня. Ежегодно отмечаются нагоны свыше 60 см и сгоны свыше 50 см. Огромная протяженность прибрежных мелководий приводит к тому, что экстремальный размах сгонно-нагонных колебаний уровня здесь имеет тот же порядок, что и глубины (до 5—7 м). Здесь выделяется два района с наибольшими сгонно-нагонными колебаниями уровня: 1) западное побережье и взморье р. Волги; 2) северо-восточное и восточное побережье от устья р. Урала до п-ова Бузачи.

Эффективные направления нагонного ветра следующие: для западного побережья северной части моря — юго-восточное и восточное; для северного побережья — юго-восточное и южное; для восточ-

Таблица 10.9

Морские гидрометстанции, данные которых использовались для анализа сгонно-нагонных колебаний уровня в Северном Каспии

Гидрометстанция	Годы	Гидрометстанция	Годы
Прорва	1933—1939	Остров Укатный	1950—1964
Жилая Коса	1925—1939	Искусственный остров	1950—1988
Гурьев	1916—1988	Остров Чистой Банки	1950—1964
Большой Пешной	1934—1956; 1964—1988	Брянская Коса	1940—1958
Зюйдвестовая Шалыга	1956—1964	Каспийский (Лагань)	1936—1948; 1981—1988
Остров Кулалы	1936—1988	Бурунчук	1937—1939
Остров Тюлений	1938—1988		

ного: в дельте р. Урала и р. Эмбы — юго-западное; на участке устье р. Эмбы — пос. Прорва — западное и юго-западное.

Значительные нагоны, создаваемые преобладающими, особенно в холодный период года, штормами восточных и юго-восточных направлений, характерны для северо-западного побережья Северного Каспия. За последние 110 лет в этом районе наблюдалось 9 сильных нагонов (более 1,5—2,0 м): в 1877 г., 25—27 ноября 1910 г., 11 ноября 1925 г., 19—23 марта 1940 г., 10—13 ноября 1952 г., 19—20 ноября 1960 г., 17—18 февраля и 27—30 декабря 1981 г., 25—28 января 1984 г. В 1877 и 1910 гг. высота нагона достигала 3,6 м, в 1925 г. — 2,4 м.

Большие нагоны у западного побережья обычно сопровождаются предварительной «раскачкой» водной поверхности предшествующим сгоном или нагоном. В первом случае за 1—2 сут перед максимумом нагона действует сгонный ветер, переходящий затем в сильный нагонный. Подъем уровня складывается из двух составляющих: восстановление (подъем) уровня после сгона и чистый ветровой нагон. Во втором случае действуют последовательно два нагона: сначала меньший, выводящий уровень из равновесия, а затем через 1—2 сут, после вторичного усиления нагонного ветра, формируется большой нагон, максимум которого иногда совпадает по времени с максимумом уровня при сейше, образованной в результате предшествующего нагона.

Особенно сильный нагон с катастрофическими последствиями в северо-западной части Каспия и в дельте Волги отмечен 10—13 ноября 1952 г. при штормовых восточном и юго-восточном ветрах. Все четверо суток скорость ветра над северной частью моря была более 15—18 м/с, а 12 ноября — 26—28 м/с. Максимальная скорость ветра (до 34—40 м/с) отмечалась на ГМС Махачкала. Нагон начался 10 ноября, его максимум отмечен 12 ноября. Поле ветра сформировало двойной нагон: восточные и юго-восточные ветры из восточной части Северного Каспия и юго-восточные ветры из средней части моря. Высота нагона составила 4,2 м у пос. Каспийского, 3,0 м у ст. Брянская Коса, 3,7 м в Кизлярском заливе (с. Кочубей) и 1,5 м в северной части моря (о. Жесткий). При последующей нивелировке были зафиксированы отметки уровня — 24,53 и — 24,68 м БС. Интенсивность подъема уровня при нагоне достигала 20 см/ч (ст. Брянская Коса).

Нагон 1952 г. нанес огромный ущерб народному хозяйству. Общая площадь затопления суши составила 17 тыс. км<sup>2</sup>. По рассказам очевидцев, по ложбинам суши вода шла 1,5—2,0-метровым валом со скоростью 5—7 м/с. Полоса суши шириной 25—35 км была затоплена морской водой. По расчетам Н. Д. Герштанского повторяемость такого нагона составляет 1 раз в 150—200 лет [104].

Средняя высота наибольших за год нагонов по данным ГМС Брянская Коса за 1940—1958 гг. равна 121 см, а экстремальная — 239 см (12 ноября 1952 г.). У о. Тюленьего, расположенного в 40 км от западного побережья, средняя высота наибольших за год нагонов за 1938—1988 гг. равна 95 см, а экстремальная — 238 см. Таким образом, средняя высота значительных нагонов у берега моря на 26 см больше, чем в 40 км мористее.

В соответствии с характером ветров наибольшие частота и значения нагонов и сгонов отмечаются ранней весной (март — апрель) и осенью (сентябрь — ноябрь). В летний сезон (с мая по август) сгонно-нагонные колебания уровня обычно незначительны и повторяемость их мала. На холодный сезон приходится до 75 % всех наибольших за каждый год нагонов и сгонов. За 50 лет у о. Тюленьего 41 % наибольших за год нагонов отмечен в ноябре—декабре, 21 % — в феврале—марте. В июле—августе сильных нагонов здесь вообще не было.

На северном участке побережья между дельтами Волги и Урала наблюдения за уровнем моря выполнялись всего несколько лет на водпостах Ганюшкино и Забурунье и были прекращены из-за ненадежности наблюдений. По этим наблюдениям и другим источникам установлено, что за последние 50 лет наибольшие нагоны отмечались в 1913, 1928, 1937, 1952 и 1980 гг. и достигали 1,6—1,9 м. Почти все эти нагоны происходили в ноябре и длились 3—4 дня [105, 368]. В районе о. Укатного наибольшая высота нагона отмечена в ноябре 1952 г. и составила 1,25 м. Сгонно-нагонные колебания уровня моря в восточной части Северного Каспия изучены крайне слабо, поскольку за последние 50 лет стационарных длительных наблюдений за уровнем здесь не было. Можно дать только ориентировочную эмпирическую оценку нагонных колебаний уровня моря в этом районе по коротким рядам стационарных наблюдений 30-х годов (ГМС Прорва, Жилая Коса), по очень редким экспедиционным наблюдениям, данным авиаразведки, а также по отдельным сведениям о затоплении поселков, нефтепромыслов в период сильных нагонов и т. п. Ориентировочными материалами для оценки нагонов в восточной части могут служить стационарные наблюдения за уровнем в устье р. Урала (ГМС Зюйдвестовая Шалыга, Большой Пешной, Гурьев) в 1950—1980 гг.

У восточного побережья северной части моря сильные нагоны обычно отмечаются тогда, когда глубокий циклон перемещается с запада на восток, располагаясь в междуречье Волги и Урала, а над южной частью Каспия располагается область повышенного давления. Показательным в этом отношении был нагон 18—21 апреля 1987 г., когда разность атмосферного давления над северной частью моря с севера на юг была равна 5—8 гПа.

Наивысший уровень при нагоне, как правило, наступает через 2—3 сут после начала естественного синоптического периода.

При сильных ветровых нагонах может затопляться побережье шириной до 15—30 км от уреза воды при среднем уровне моря — 28 м. Ширина затопления побережья зависит от высоты нагона у берега, уклонов и отметок высот прибрежного участка суши и времени стояния максимального уровня. При одной и той же высоте нагона, при более высоком среднем уровне моря вероятность затопления побережья в Северном Каспии увеличивается, а при более низком — уменьшается. Например, при среднегодовом уровне моря — 29 м и при нагоне 2 м затопление произойдет до изогипсы — 27 м, а при среднегодовом уровне моря — 27 м и при таком же нагоне будет затоплена суша до изогипсы — 25 м.



По имеющимся данным, за последние полвека наибольшие нагоны у восточного побережья отмечались в июне 1934 г. (140 см), в апреле 1946 г. (210 см), в октябре 1957 г. (около 200 см), в октябре 1953 г. (195 см), в апреле 1987 г. (около 150 см) и в мае 1989 г. (190 см) и затоплялась зона от 15 до 35 км в глубину территории. Все эти нагоны формировались штормовыми северо-западными, западными и юго-западными ветрами со скоростью 15—25 м/с, действующими 3—6 сут.

По наблюдениям ГМС Прорва за 1933—1939 гг. средняя высота нагона из максимальных за месяц равна 64 см, а по ГМС Жилая Коса — 70 см. Наибольшая высота нагона за весь этот период наблюдений в районе ГМС Прорва составила 182 см (12 апреля 1938 г.), в районе ГМС Жилая Коса — 230 см. Сильные нагоны были отмечены на этих станциях и 11 июня 1938 г. (133 и 190 м соответственно).

Средняя скорость подъема уровня при наибольших за месяц нагонах для района ГМС Прорва равна 3 см/ч, для района ГМС Жилая Коса — 5 см/ч. Наибольшая же скорость подъема уровня при нагонах на этих станциях достигала 25—32 см/ч.

Статистика наблюдений за ветром и уровнем за безледный период по водпосту Зюйдвестовая Шалыга за 1956—1964 гг. показывает, что здесь отмечается 3 % штиля, 32 % нагонного ветра, 52 % — сгонного и 8 % — нейтрального. Нагонные ветры со скоростью 2—5 м/с повышают уровень на 6—30 см, со скоростью 6—10 см/с — на 31—50 см, со скоростью 11—15 м/с — на 51—80 см и со скоростью 16—25 м/с — на 90—150 см.

В среднем в месяц отмечается 3—4 нагона и 4—5 сгонов, поэтому 80—85 % времени в безледный период береговая черта у восточного побережья моря изменяется. При средних ветровых условиях размах этой миграции составляет 3—5 км, а в экстремальных условиях при сгоне зона осушки может достигать 8—12 км, при нагоне затопляется зона суши до 30 км в отдельных районах.

Продолжительность нагонов и сгонов изменяется в широких пределах — от нескольких часов до нескольких суток. Наиболее часто нагоны длятся 1,5—2,5 сут, а максимальная продолжительность достигает 6—8 сут. Продолжительность отдельных сгонов в среднем равна 2—3 сут, а наибольшая составляет 8—10 сут. При этом за продолжительность нагона принимается время нахождения уровня на отметках выше среднемесячной.

Средняя скорость изменения уровня при нагоне составляет 4 см/ч, а при максимальных скоростях ветра может достигать  $(90 \pm 20 \dots 30)$  см/ч.

До 1940-х годов при нагонах большое количество морской воды уходило в заливы Мертвый Култук и Кайдак. В начале 40-х годов эти заливы отчленились от моря и обсохли. В первые годы после отчленения при сильных нагонах заливы соединялись с морем. Однако уже в 60—70-е годы при дальнейшем понижении уровня эти заливы перестали затопляться при нагонах.

В связи с последним подъемом уровня моря начиная с 1983 г. при сильных нагонах каспийские воды стали проникать в обсохшие ранее заливы Комсомолец и Кайдак. Это отмечено на снимках ИСЗ в 1984—1989 гг., где зал. Кайдак частично

затоплен водой. В это же время начинает подтапливаться морской водой и сор Мертвый Култук. Особенно большое его затопление было отмечено в июле — августе 1988 г.

Статистический анализ уровня показывает, что большинство сильных и катастрофических нагонов в северной части моря отмечается осенью и весной. Однако штормовые ветры часто наблюдаются здесь и в ледовый период. Ледяной покров значительно уменьшает значения сгонно-нагонных колебаний уровня моря по сравнению с безледным периодом. В среднем высота нагона при установлении прочного ледяного припая в западной части Северного Каспия уменьшается не менее чем в 3—5 раз в зависимости от ширины припая и характеристик ветра. В восточной части водоема в середине зимы (январь — февраль) практически вся акватория занята льдом и заметных нагонов здесь не отмечается.

В суровые и умеренные зимы в январе—марте волна нагона, возникающая у кромки припая под действием штормового ветра, быстро гасится сплошным ледяным покровом и практически не создает нагона. Обычно ледяной припай в такие зимы здесь не разрушается даже под действием штормовых ветров.

В Уральской бороздине в умеренные зимы существует огромная полынья примерно на изобате 5—6 м, где при сильных ветрах может формироваться местный нагон, дающий небольшой (20—30 см) подъем уровня у восточного побережья водоема.

В западной части Северного Каспия ледовые условия менее суровы и в нормальные зимы припай может разрушаться под действием штормовых ветров, которые могут вызывать нагоны у западного побережья.

В теплые зимы отмечаются практически такие же по высоте нагоны, что и в безледный период. В такие зимы ледяной покров очень неустойчив и обычно разрушается при первом же усилении ветра, превращаясь в плавучий лед, который почти не препятствует развитию нагона.

Влияние ледяного покрова на нагоны в северной части моря показывают три зимние нагонные ситуации, близкие по характеристикам ветра, но отличающиеся по ледовым условиям.

В суровую зиму 1969 г. трое суток (12—14 февраля) над всей акваторией Северного Каспия наблюдался устойчивый восточный ветер со скоростью до 28 м/с. В западной части моря, у о. Тюленьего, который расположен относительно недалеко от кромки припая, высота нагона составила около 75 см, а в прибрежной части — не более 10—15 см. Таким образом, повышение уровня носило локальный характер, так как припай у западного побережья не был разрушен.

В умеренные зимы при нагонных ситуациях высота нагона больше, чем в суровые. Так, 17—18 марта 1959 г. при восточном ветре со скоростью 24—34 в северо-западной и 16—20 м/с в северо-восточной частях моря высота нагона у о. Тюленьего составила 137 см, и отмечалось большое затопление северо-западного побережья моря.

Очень мягкой зимой 1980-81 г. в северо-восточной части моря отмечался только плавучий лед, устойчивого припая не было. Вдоль восточного по-



бережья от устья р. Урала до п-ова Бузачи 1—3 и 10—11 февраля 1981 г. наблюдались значительные нагоны под воздействием сильных устойчивых ветров северо-западного и западного направлений со скоростью до 17—20 м/с. По данным авиаразведки Астраханской ГМО, выполненной после этих нагонов, в районе пос. Прорва затопление территории достигало 6 км к северу, а южнее поселка ширина затопления была еще больше.

В этот же месяц, 17—18 февраля 1981 г., под воздействием сильных ветров восточных румбов отмечался значительный нагон (до 1,5—2,0 м) у северо-западного побережья, в результате чего приморская часть дельты Волги и прилегающая к ней территория были затоплены водами с моря.

При сильных нагонах в начале зимы прибрежный припай взламывается и под влиянием ветра и течений происходит торошение, дрейф льдин и ледяных полей, в том числе и по затапливаемой морскими водами территории суши.

По данным авиаразведки Астраханской ГМО, 29 ноября 1964 г. в результате нагона по восточному берегу от устья р. Урала до о. Дурнева была затоплена полоса побережья шириной 25—30 км, причем почти вся она была покрыта первичными формами льда густотой 6 баллов. Авиаразведка 20 ноября 1965 г. также обнаружила у восточного побережья Северного Каспия зону затопления от нагона шириной до 10 км. Урез воды подошел к обвалованным участкам нефтепромыслов Прорвы и Каратона. На затопленном участке образовался илос густотой 7 баллов.

Наибольшие сгоны также отмечаются в северной части моря, они изучены слабее, чем нагоны. Основная причина заключается в чрезвычайной отмелости берегов: при сгонах образуется обширная осушка, вода может уходить в сторону моря на несколько километров от водпоста, и при сильных сгонах взять отсчет по рейке невозможно. В таких случаях в таблицах ставилась буква «С» (сгон), поэтому максимальные значения сгонов, показанные в различных справочниках по Северному Каспию, значительно меньше, чем наблюдаются в природе.

За последние десятилетия наиболее сильные (более 1 м) сгоны были 9 октября 1957 г., 21 января 1960 г., 26 ноября 1963 г., 29 января 1964 г., 26 октября 1965 г., 13 сентября, 22 октября и 25 декабря 1977 г. и 1 октября 1978 г. Сгон 1 октября 1978 г. был одним из наибольших (до 1,3 м), когда уровень у о. Тюленьего понизился до отметки —30,14 м БС.

Величина сгона у побережья ограничена глубиной места. Наибольшие сгоны происходят на свалах глубин (изобаты 2—3 м). При понижении среднего уровня моря зоны максимальных значений нагонов и сгонов смещаются в сторону моря, а при подъеме — в сторону суши. В связи с этим невозможно использовать длинные ряды наблюдений для получения надежных статистических характеристик сгонов и нагонов для конкретного поста.

Существенные изменения сгонно-нагонных колебаний уровня в Северном Каспии могут произойти при падении уровня ниже отметок —30...

—31 м, когда восточная часть моря начинает изолироваться от западной.

Специальные наблюдения за уровнем и течениями на профилях, перпендикулярных береговой черте, показали [104, 375], что во время возникновения нагона зона его максимальной высоты располагается у берега над определенной глубиной и при дальнейшем развитии смещается в сторону берега, а при сгонах — наоборот, в сторону моря. Зона максимальных нагонов обычно располагается недалеко от берега, а зона максимальных сгонов — в районе изобат 2—3 м. Установлено, что существует критическая глубина у берега, при которой при нагонах и сгонах начинает действовать придонное градиентное компенсационное течение. При сильных ветрах эта глубина находится в пределах 1,5—1,9 м. Чем больше скорость ветра, тем больше критическая глубина. В районах с глубинами менее критической весь водный поток от поверхности до дна перемещается по направлению ветра, поэтому с этого места происходит наибольший подъем уровня воды при нагоне и его понижение при сгоне. Значения нагонов и сгонов при малых уклонах дна и прилегающей к берегу суши убывают от района критической глубины как в сторону моря, так и в сторону суши.

Внутригодовое распределение сгонов и нагонов в районе Махачкалы определяется в основном сезонной повторяемостью господствующих ветров. Из общего числа случаев сильных и штормовых ветров на юго-восточные приходится 55, на северо-западные — 44 и лишь 1 % на остальные румбы. Продолжительные штормы чаще наблюдаются в холодное время года, в результате чего преобладающая часть сгонов и нагонов приходится на осенне-зимний период.

Сгоны в районе Махачкалы достигают больших значений, чем нагоны, и имеют место преимущественно зимой. Так, в ноябре — феврале повторяемость сгонов за 1930—1980 гг. составила 64 %, причем значительная их часть приходится на сгоны до 30—40 см. Максимальный сгон составил 100 см (20—21 ноября 1957 г.) во время жестокого северо-западного шторма. В Махачкале в это время дул сильный западный ветер скоростью 34 м/с.

Нагоны имеют наибольшую повторяемость в диапазоне 30—49 см. На их долю приходится свыше 97 % всех случаев (табл. 10.10). Около 4 % общего числа падает на нагоны высотой 50—59 см.

Максимальный нагон наблюдался 12 февраля 1969 г. и составил 72 см при юго-восточном ветре до 20 м/с.

Район Сумгаита относится к мелководной зоне, а его местоположение у «основания» Апшеронского полуострова благоприятствует подпору воды при сильных северных и северо-западных ветрах. Сгонными ветрами являются южные и юго-восточные.

В среднем за год в Сумгаите на северные (22 %) и северо-западные (28 %) ветры приходится около 50 %, причем летом повторяемость их несколько выше (55 %), чем зимой (48 %). Зимой и весной повторяемость южных ветров составляет 27, летом — 18 %. Наибольшее число дней (67 %) с сильным ветром (7—15 м/с) из общих за год (125) приходится на осенне-зимний сезон, что хорошо согласуется с повторяемостью сгонов и нагонов.

Число случаев  $N$  и повторяемость  $P$  (%) нагонов на побережье Среднего и Южного Каспия

Интервал, см	Астара (1930—1976 гг.)		Зойдостовый Култук (1930—1987 гг.)		Свиной остров (1954—1987 гг.)		Баку (1930—1987 гг.)		Сумгаит (1949—1987 гг.)		Махачкала (1930—1987 гг.)		Форт-Шевченко (1930—1987 гг.)		Кара-Богаз-Гол (1930—1987 гг.)		Огурчинский остров (1938—1987 гг.)	
	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$
30—39	198	70,3	105	76,2	233	76,1	120	88,3	355	63,7	377	87,1	270	73,6	227	75,2	134	86,5
40—49	55	19,5	21	15,2	59	19,3	15	11,0	152	27,3	45	10,4	61	16,6	52	17,2	18	11,6
50—59	28	9,9	9	6,5	12	3,9	1	0,7	37	6,6	10	4,0	25	6,8	19	6,3	3	1,9
60—69	1	0,3	2	1,4	—	—	—	—	9	1,6	1	0,4	4	1,1	4	1,3	—	—
70—79	—	—	1	0,7	—	—	—	—	2	0,4	—	—	6	1,6	—	—	—	—
80—89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,3	—	—	—	—
90—99	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
100—109	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—

Из общего количества случаев сгонов и нагонов на нагоны приходится 88,2, а на сгоны — 11,8 % на рассматриваемой акватории.

Сгонно-нагонные колебания уровня в районе Сумгаита отмечаются в течение всего года, но наибольшая повторяемость их приходится на холодный период. На декабрь — февраль приходится 32 % всех нагонов и 40 % — сгонов. По сравнению с другими сезонами весной отмечается наименьшая повторяемость нагонов и сгонов. Так, в апреле — мае повторяемость нагонов за исследуемый период составила всего 11 %, а сгонов высотой 30 см вообще не наблюдалось.

Наибольшую повторяемость имеют нагоны и сгоны в интервале 30—39 см (для случая нагона 63 %, для сгона 89 %), а для нагонов и сгонов в интервале 40—49 см повторяемость соответственно 27 и 11 %. Около 2 % приходится на нагоны высотой 60 см и выше (табл. 10.10, 10.11).

Максимальный нагон в Сумгаите за 1948—1980 гг. отмечен 12 октября 1948 г. и составил 104 см при ветре северного направления 24 м/с. Максимальный сгон (45 см) был отмечен 17 декабря 1948 г. при южном ветре (см. табл. 10.12). Как видим, максимальный нагон значительно больше.

Однако эти значения не следует считать абсолютными максимумами подъема и спада, так как они наблюдались по уровенной рейке, что дает погрешность 20—30 % и более в зависимости от продолжительности стояния уровня.

Юго-западные штормы в районе Апшеронского полуострова вызывают в Баку продолжительный,

но небольшой сгон. Повторяемость сгонов здесь примерно одинакова во все сезоны. Наибольшее количество сгонов и нагонов приходится на интервал 30—49 см, повторяемость нагонов в этом интервале составляет 99 %, сгонов — 84 % (см. табл. 10.10 и 10.11). Более 16 % общего числа падает на сгоны 50—90 см.

При сильных северных ветрах сгоны достигают максимального развития. Уровень моря понижается резко и менее чем за три часа может достигнуть своего минимального положения. Анализ совместных графиков хода уровня и ветра [19] показал, что высота сгона будет больше, если ветер усиливается быстро, и меньше, если его скорость возрастает медленно.

В 14 % случаев максимум уровня наступает раньше максимума скорости ветра. В большинстве случаев (64 %) максимум уровня наступает одновременно с максимумом скорости ветра.

Максимальный сгон (86 см) по данным за 1930—1980 гг. наблюдался в Баку 16 ноября 1963 г., при этом западо-северо-западный ветер достигал скорости 20 м/с (см. табл. 10.12). Сгон начался в 4 ч и за три часа достиг максимума; с ослаблением ветра до 2 м/с уровень моря начал повышаться и в 15 ч этого же дня поднялся на 128 см.

Юго-западная часть моря по характеру ветрового режима подразделяется на два района: северный, представляющий собой по существу «переходную зону», и собственно юго-западный к югу от устья р. Куры.

Основная причина нагонов в юго-западном районе — сильные штормовые ветры северо-восточного

Таблица 10.11

Число случаев  $N$  и повторяемость  $P$  (%) сгонов на побережье Среднего и Южного Каспия

Интервал, см	Баку (1930—1987 гг.)		Сумгаит (1949—1987 гг.)		Махачкала (1930—1987 гг.)		Форт-Шевченко (1930—1987 гг.)		Кара-Богаз-Гол (1930—1987 гг.)		Красноводск (1930—1987 гг.)		Огурчинский остров (1938—1987 гг.)	
	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$	$N$	$P$
30—39	646	61,7	64	88,9	461	69,1	263	83,0	205	82,3	618	58,1	345	56,8
40—49	262	25,0	8	11,1	135	20,2	46	14,5	33	13,3	259	24,4	140	23,7
50—59	88	8,4	—	—	50	7,5	7	2,2	8	3,2	118	11,1	57	9,4
60—69	32	3,1	—	—	15	2,2	1	0,3	2	0,8	32	3,0	28	4,6
70—79	13	1,2	—	—	4	—	—	—	1	0,4	26	2,4	20	3,3
80—89	6	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0,3	5	2,5
90—99	—	—	—	—	1	0,1	—	—	—	—	5	0,5	2	0,3
100—109	—	—	—	—	2	0,3	—	—	—	—	2	0,2	—	—

Максимальные и минимальные сгоны и нагоны (см) в средней и южной частях Каспийского моря

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Дата экстремума
<b>Астара, 1930—1978 гг.</b>													
Сгон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нагон	54	54	56	54	43	46	39	52	57	57	58	56	2 XI 1963
<b>Зюйдостовый Култук, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нагон	43	41	44	38	51	44	54	53	62	57	44	72	11 XII 1952
<b>Свиной остров, 1954—1987 гг.</b>													
Сгон	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нагон	64	50	49	50	47	36	44	47	54	60	50	50	20 X 1973
<b>Баку, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	74	67	81	75	81	73	75	72	85	85	86	63	16 XI 1963
Нагон	47	40	44	40	38	47	31	33	40	45	46	49	23 XII 1975
<b>Остров Жилой, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	31	34	46	38	37	—	—	42	60	31	31	51	—
Нагон	46	35	34	30	32	—	31	—	31	35	45	—	—
<b>Сумгаит, 1948—1987 гг.</b>													
Сгон	39	33	40	—	—	30	44	30	41	41	40	45	17 XII 1948
Нагон	52	68	59	52	59	57	54	62	56	104	65	70	12 X 1948
<b>Махачкала, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	58	90	49	69	42	43	44	42	56	61	100	72	20—21 XI 1957
Нагон	50	72	50	37	41	32	37	54	35	45	59	54	12 II 1979
<b>Форт-Шевченко, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	54	45	49	38	48	44	44	49	44	62	59	54	26 X 1948
Нагон	69	81	57	61	58	53	57	58	72	79	77	83	4 XII 1956
<b>Бекдаш, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	38	33	34	41	61	35	42	33	47	47	32	41	11 V 1964
Нагон	46	45	32	60	51	41	33	—	34	62	37	43	—
<b>Кара-Богаз-Гол, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	46	49	51	53	55	71	53	51	42	47	58	44	8 VI 1942
Нагон	66	49	64	53	50	50	37	37	42	46	57	60	1 I 1973
<b>Красноводск, 1930—1987 гг.</b>													
Сгон	75	76	93	102	91	77	80	92	77	60	75	75	2 IV 1971
Нагон	40	47	38	47	49	50	—	30	—	30	60	37	—
<b>Огурчинский остров, 1937—1987 гг.</b>													
Сгон	83	76	61	67	60	62	47	68	87	78	80	90	23 XII 1978
Нагон	50	43	47	39	45	43	31	34	37	42	52	48	27—28 XI 1964

направления, на долю которых приходится 88 % всех штормов.

Наибольшее число нагонов наблюдается в осенне-зимний сезон (69 % на ст. Свиной остров, 65 % на ст. Зюйдостовый Култук), в летнее время их повторяемость незначительна (соответственно 8 и 17 %). Нагоны в интервале 30—49 см составляют до 95 % на ст. Свиной остров и 91 % на ст. Зюйдостовый Култук, но встречаются нагоны высотой 50—70 см, на долю которых приходится соответственно 9 и 5 % случаев (см. табл. 10.10).

Максимальная высота нагона у о. Свиного зафиксирована 20 октября 1973 г. при развитии над средней частью Каспийского моря штормового ветра северной четверти скоростью 24—28 м/с и и продолжительностью 12 ч.

В районе ст. Зюйдостовый Култук максимальный нагон наблюдался 11 декабря 1952 г. при северо-восточном ветре скоростью 18 м/с. Наибольшая продолжительность нагона в этом районе может составлять 100—120 ч в зависимости от продолжительности штормового северо-восточного ветра.

Режим сгонно-нагонных колебаний уровня к югу от устья Куры до Астары зависит от региональных синоптических процессов над морем. Местные ветры не играют почти никакой роли, поскольку сильные ветры — явление редкое и кратковременное, их продолжительность ограничивается несколькими часами.

Нагоны в этой части моря наблюдаются даже при маловетрии вследствие распространения на-

гонной волны из средней части Каспийского моря в южную при северо-западных штормах.

В среднем за год повторяемость нагонов намного превышает повторяемость сгонов, что полностью согласуется с режимом ветров.

Наибольшую повторяемость (до 70 %) имеют нагоны в пределах 30—39 см, из которых 48,4 % приходится на осенне-зимний период, когда над морем действуют сильные продолжительные штормы. На долю нагонов высотой в 50—60 см приходится не более 10 % всех случаев (см. табл. 10.10).

Сгонно-нагонные колебания уровня на северо-востоке средней части моря установлены по данным мареографа на ГМС Форт-Шевченко.

В соответствии с ориентацией береговой черты в месте расположения уровня поста сгоны вызываются ветрами от северных до западо-северо-западных румбов. Наиболее часто сгоны наблюдаются при северо-западных ветрах. Западные и северо-западные ветры могут приводить как к сгонам, так и к нагонам, в зависимости от продолжительности их действия.

При юго-восточных и юго-юго-восточных ветрах осуществляется перенос вод с юга из открытого моря в северо-восточную часть Среднего Каспия и на ст. Форт-Шевченко отмечаются нагоны.

Сгонно-нагонные колебания уровня моря в данном районе наблюдаются во все сезоны, но наибольшая их повторяемость приходится на осенне-зимний период вследствие усиления штормовой деятельности.

По высоте сгоны значительно уступают нагонам, и в большинстве случаев (80 %) их высота не превышает 30—39 см, а на сгоны высотой 50—60 см приходится всего 2,5 % (см. табл. 10.10, 10.11).

Максимальный сгон на ст. Форт-Шевченко за 1930—1980 гг. наблюдался 26 октября 1948 г. и составил 62 см при северо-северо-западном ветре скоростью 20 м/с.

Максимальный нагон отмечен 4 декабря 1956 г. при юго-восточном ветре скоростью 18 м/с и составил 83 см (см. таб. 10,12). Характерная особенность сгонно-нагонных колебаний уровня моря в этом районе — их малая продолжительность: средняя продолжительность сгонов и нагонов изменяется в отдельные месяцы от 2 до 7 ч. Максимальная продолжительность в осенне-зимний период не превосходит 12—13 ч.

Значительные сгоны в районе зал. Кара-Богаз-Гол вызываются ветрами северной четверти: северо-западными и северо-северо-западными. Особенно устойчивые северо-западные ветры наблюдаются в июне, в результате чего на этот месяц и приходится наибольшая повторяемость сгонов — 21 %. Наибольшая повторяемость приходится на сгоны высотой 30—40 см (82,5 %), а на сгоны 40—70 см — всего 17 % всех случаев (см. табл. 10.11). Максимальный сгон отмечен 8 июня 1942 г. при штормовом северо-западном ветре скоростью 20 м/с и составил 71 см (см. табл. 10.12).

Нагонные ветры для данного района имеют направления от востоко-юго-востока через юг до запада; большая повторяемость этих ветров имеет место в зимние месяцы. По высоте нагоны значительно меньше сгонов. Максимальный нагон за исследуемый период наблюдался 1 января 1973 г.

при западо-северо-западном ветре скоростью 18 м/с и составил 64 см (см. табл. 10.12).

Ориентация Красноводского залива определяет значительные по высоте и продолжительности сгоны. Нагоны в этом районе — явление редкое, их повторяемость составляет 5 %, тогда как на сгоны приходится 95 %.

Значительные сгоны (30 см) отмечаются в весенне-летний сезон. Их повторяемость в эти месяцы составляет 57 %, что фактически соответствует повторяемости сгонных ветров, и на сгоны высотой 80 см и более за 1930—1987 гг. приходится всего 1,0 % (см. табл. 10.11). В Красноводском заливе отмечены наибольшие для восточного побережья средней и южной частей Каспийского моря сгоны, достигающие высоты 100 см, как это было 2 апреля 1971 г. при северо-северо-западном ветре скоростью 24 м/с (см. табл. 10.12).

В районе о. Огурчинского сгонными являются ветры северной четверти, а нагоны формируются под воздействием юго-восточных штормов. В среднем повторяемость сгонов (75 %) значительно превышает повторяемость нагонов (25 %). Наибольшую повторяемость (до 55 %) имеют сгоны в интервале 30—39 см, нагоны этой высоты составляют лишь 4 %.

Нагон только в редких случаях превышал 50 см, тогда как сгоны в отдельные годы достигали 90 см (в 15 % случаев).

### 10.3.2. Сейшевые колебания уровня

Первые сведения о сейшах Каспийского моря приводятся Н. М. Книповичем [212]. Анализируя мареограммы, он пришел к выводу о существовании в Махачкале сейш с периодами 5,5; 2,75 и 1,5 ч.

В 1960 г. Г. В. Полукаров [308] рассчитал сейшевые колебания уровня Каспия по методу Кристалла.

В. Х. Герман [102] выделил периодичности в колебаниях уровня Каспийского моря от одних до нескольких суток по материалам наблюдений на нескольких уровнях постах. Спектральный анализ позволил автору выявить составляющие колебаний уровня: полусуточную (12,5 ч), главная роль в формировании которой принадлежит приливу, и суточную (24 ч), обусловленную бризами. Период одноузловой сейши (12 ч), рассчитанный В. Г. Полукаровым [308] по методу Кристалла, почти полностью совпадает с периодом, полученным путем спектрального анализа В. Х. Германом [102]. Узловая линия проходит по линии Избербаш—Бекдаш. Полученные автором функции спектральной плотности колебаний уровня приведены на рис. 10.6.

Колебания уровня моря на уровне поста Баку имеют хорошо выраженный пик на периоде 4,7 ч. Предполагается, что он соответствует поперечной одноузловой сейше, образующейся в южной части моря.

А. Н. Косарев и В. Ф. Цыганов [226] на основе спектрального анализа рядов уровня по данным нескольких гидрометстанций за длительное время наблюдений подтвердили результаты, полученные в работе [102].

Для исследования колебаний в прямоугольном бассейне А. Б. Рабинович [321] использовал метод Ритца. Численное решение находилось для модели, аппроксимирующей Каспийское море. В результате расчетов по модели им были выделены периоды одноузловой (8,66 ч) и двухузловой сейши

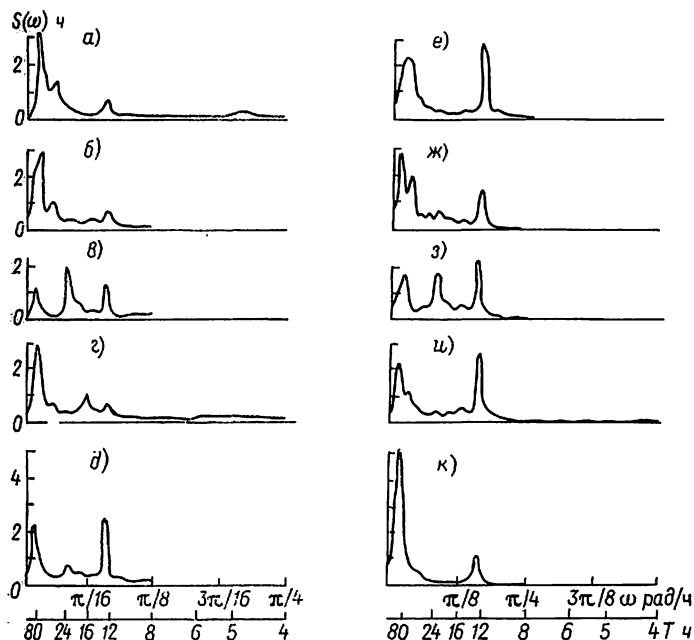


Рис. 10.6. Функции спектральной плотности колебаний уровня Каспийского моря [102].

а — Баку (1 ноября 1963 г. — 31 января 1964 г.),  $\sigma = 9,5$ ; б — Изберг (1 июня — 31 августа 1964 г.),  $\sigma = 3,5$ ; в — Форт-Шевченко (1 июня — 31 августа 1966 г.),  $\sigma = 4,9$ ; г — Форт-Шевченко (1 ноября 1963 г. — 31 января 1964 г.),  $\sigma = 9,1$ ; д — Актау (1 июня — 31 августа 1966 г.),  $\sigma = 3,3$ ; е — Бекдаш (1 июня — 31 августа 1964 г.),  $\sigma = 3,3$ ; ж — Красноводск (1 ноября 1966 г. — 31 января 1967 г.),  $\sigma = 5,3$ ; з — Огурчинский остров (1 июня — 31 августа 1964 г.),  $\sigma = 6,2$ ; и — Огурчинский остров (1 ноября 1966 г. — 31 января 1967 г.),  $\sigma = 6,7$ ; к — Свиной остров (1 июня — 31 августа 1966 г.),  $\sigma = 4,2$ .

(4,39 ч). Небольшое отличие второго периода от результатов В. Х. Германа, А. Н. Косарева и В. Ф. Цыганова [226] автор объясняет тем, что влияние некоторых ортографических особенностей южной части Каспийского моря в модели не учитывалось.

Позднее А. Б. Рабинович продолжил теоретические исследования сейш Каспийского моря [322]. Решение системы уравнений с учетом 20 членов ряда дало форму свободных колебаний со следующими периодами: 9,0; 8,4; 7,4; 4,0; 3,0; 2,7; 2,3; 2,2; 2,0; 1,9 и 1,6 ч. Наибольший период ( $T = 9,08$  ч) имеет самый простой вид колебаний — продольная сейша с одной узловой линией. В этой же работе представлены изолинии свободной поверхности для 12 видов колебаний. Анализ этих колебаний показывает, что они носят сложный характер и заметное влияние на их форму оказывает рельеф дна. Наличие в Каспийском море двух глубоководных впадин, разделенных мелководным Апшеронским порогом, способствует образованию в каждой котловине своих независимых колебаний с различными амплитудами. Узловые линии двухузловой продольной сейши ( $T = 4,43$  ч) проходят над зонами максимальных глубин средней и южной частей моря.

Полученные на основе моделирования периоды автор сравнивает с результатами расчетов по дан-

ным наблюдений и показывает их удовлетворительное соответствие.

### 10.3.3. Приливные колебания уровня

Первые исследования проведены Н. В. Малиновским [263] по материалам наблюдений за уровнем моря в Баку, Махачкале и Красноводске за 30 сут. Обработка мареографных записей этих уровней постов методом гармонического анализа показала, что характер приливных волн везде полусуточный незначительной величины.

А. Н. Косарев и В. Ф. Цыганов [226] на основании спектрального анализа уровня выделили составляющую полусуточного прилива с периодом, близким к 12,4 ч, у о. Огурчинского. Колебания уровня в этом районе не превышают 12 см, а на Нефтяных Камнях — 2 см.

Наиболее полно приливные колебания уровня на Каспии исследованы А. Н. Спидченко [384]. Им вычислены характеристики прилива методом гармонического анализа (табл. 10.13).

На всех уровнях постах прилив имеет полусуточный или неправильный полусуточный характер. Неправильности могут возникать под влиянием бриза на проявляющуюся суточную составляющую, хотя автор [384] считает, что это требует дополнительных доказательств.

В результате гармонического анализа показано существование приливов полусуточного и реже суточного характера, т. е. данные А. Н. Спидченко почти полностью совпадают с результатами Н. В. Малиновского [263].

### 10.3.4. Связь непериодических колебаний уровня моря с вынуждающими силами

Непериодические колебания уровня моря формируются главным образом в результате действия ветра и атмосферного давления. Естественно, чем сильнее ветер, тем больше скорость поверхностного течения и больше наклон уровня поверхности моря. При этом увеличивается градиент давления, вызывающий в придонных слоях течение, по направлению противоположное ветровому.

Циклоны, перемещающиеся над поверхностью моря, формируют колебания уровня, отражающие воздействие ветра и статического эффекта атмосферного давления. Они возбуждают также длин-

Таблица 10.13

Характеристики полусуточного прилива в Каспийском море

Уровеньный пост	Средняя величина прилива, см		Средняя величина сизангичного прилива, см		Средняя величина квадратурного прилива, см	
	по Малиновскому	по Спидченко	по Малиновскому	по Спидченко	по Малиновскому	по Спидченко
Баку	5,7	5,5	7,7	7,3	2,8	3,4
Изберг	—	2,1	—	3,0	—	0,7
Махачкала	3,5	3,2	4,9	4,6	1,6	2,5
Красноводск	5,4	5,9	7,4	8,3	3,0	2,2
Свиной остров	—	4,5	—	5,9	—	2,9
Форт-Шевченко	—	5,3	—	6,4	—	4,1
Бекдаш	—	5,9	—	6,0	—	2,2

Коэффициенты корреляции между изменениями барического поля и колебаниями уровня Каспийского моря для разных временных сдвигов [442]

Станция	Временной сдвиг, ч			
	6	12	18	24
Махачкала	0,95	0,91	0,87	0,82
Изберг	0,93	0,90	0,87	0,82
Сумгаит	0,90	0,85	0,79	0,72
Форт-Шевченко	0,72	0,71	0,59	0,54
Бекдаш	0,91	0,87	0,76	0,63
Кара-Богаз-Гол	0,85	0,83	0,78	0,70
Красноводск	0,83	0,65	0,52	0,42

ные волны, влияние которых зачастую превосходит суммарное воздействие ветра и давления.

Сгоны и нагоны образуются через некоторое время (6—13 ч) после действия ветра.

Н. А. Багров [24], изучая сгонно-нагонные колебания уровня замкнутого моря, отмечал: «Всякое устойчивое изменение скорости и направления ветра отразится на изменении уровня моря в период времени, не превышающий 13 часов».

Для получения численной характеристики барического поля, выражающей влияние ветра, часто вычисляют разность давления воздуха в двух пунктах, достаточно удаленных друг от друга, или так называемый эффективный градиент [178]. Используя такой подход для Северного Каспия, С. И. Кан [197] установила тесную линейную связь ( $r=0,83$ ) между колебаниями уровня на гидрометстанции Каспийск и градиентом давления по линии Гурьев — Махачкала.

Анализ материалов показал, что колебания градиентов давления опережают колебания уровня моря. Сдвиг во времени для северной части Каспия составляет около 6 ч. Полученные автором уравнения регрессии применимы для прогноза уровня в любом пункте северной части Каспийского моря.

О. И. Шереметевская [442] разработала методику прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня Каспия, используя в качестве предиктора атмосферное давление, представленное в виде коэффициентов разложения по полиномам Чебышева. Давление снималось в 25 узлах сетки, покрывающей все Каспийское море.

Вычислялись 6 коэффициентов разложения давления:  $A_{10}$ ,  $A_{01}$ ,  $A_{02}$ ,  $A_{20}$ ,  $A_{11}$  и  $A_{00}$ . При разработке метода выбирались характерные периоды: катастрофический нагон, сильный сгон и небольшие колебания уровня моря. В результате были установлены зависимости для прогноза уровня моря с за-

благовременностью 6, 12, 18 и 24 ч в каждом пункте по фактическому давлению и предшествующим данным наблюдений за уровнем моря, которые имеют вид

$$H_n - \bar{H}_{n-1} = f(\Delta h_{n-1}; \sum A_{ij}; (H - \bar{H})_{n-1}), \quad (10.3)$$

где  $H_n$  — уровень в момент выпуска прогноза;  $\bar{H}_{n-1}$  — среднедекадный скользящий уровень в тот же срок;  $\Delta h_{n-1}$  — разность между положением уровня в данном и опорном пунктах;  $A_{ij}$  — коэффициент разложения поля давления в ряд по полиномам Чебышева.

Самые высокие коэффициенты корреляции получены при 6-часовой заблаговременности (табл. 10.14). Синхронная связь поля атмосферного давления с уровнем моря дает неудовлетворительные результаты, поскольку для перестройки поля течений и уровня необходимо определенное время.

Для наглядного представления характера связи между сгонно-нагонными изменениями уровня и

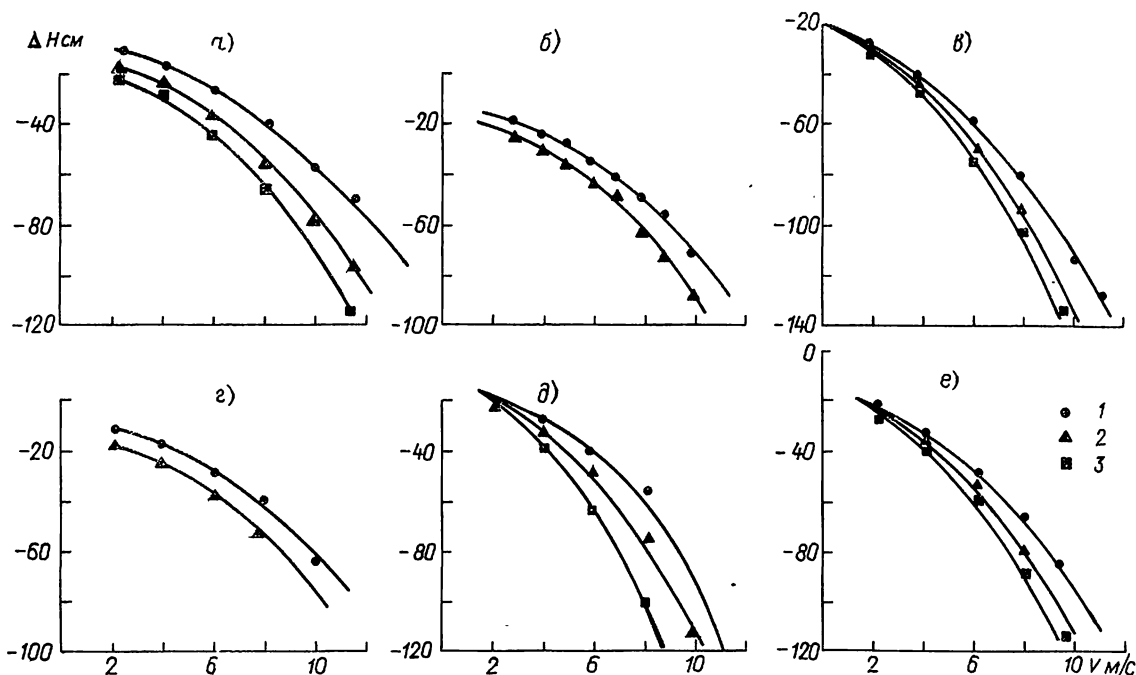


Рис. 10.7. Понижение уровня Каспийского моря  $\Delta H$  как функция скорости и продолжительности сгонного ветра  $t_v$  на станциях Махачкала (а), Аладжа (б), Огурчинский остров (в), Баку (г), Форт-Шевченко (д) и Красноводск (е) [424].

1 —  $t_v = 0,5$  сут; 2 —  $t_v = 1,0$  сут; 3 —  $t_v > 1,0$  сут.

ветром различной силы и продолжительности Н. Д. Фомина [424] построила эмпирические связи для ряда уровневых постов средней и южной частей Каспийского моря (рис. 10.7 и 10.8). Эти графики строились отдельно для сгонных и нагонных ветров.

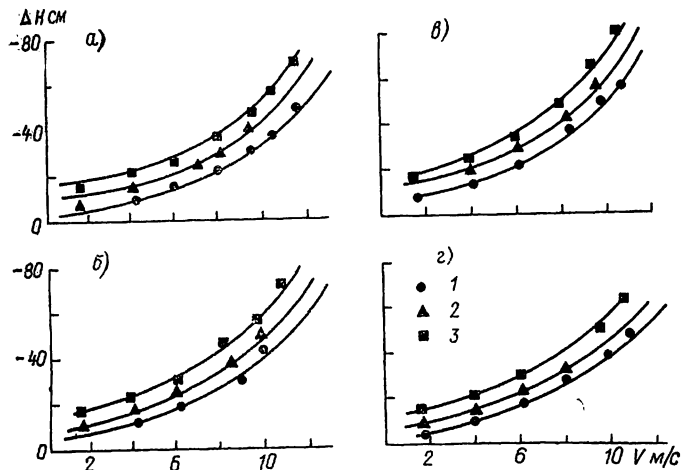


Рис. 10.8. Повышение уровня Каспийского моря  $\Delta H$  как функция скорости и продолжительности нагонного ветра  $t_V$  на станциях Махачкала (а), Астара (б), Сумгаит (в) и Энзели (г) [424].

1 —  $t_V = 0,5$  сут; 2 —  $t_V = 1,0$  сут; 3 —  $t_V > 1,0$  сут.

Для каждого конкретного случая сгонного и нагонного ветра умеренной и штормовой силы выбирались преобладающая скорость ветра и соответствующие ей значения уровня. Такие выборки были сделаны для различной продолжительности ветра:

полусуток, суток и более. Каждому баллу ветра соответствовал определенный интервал значений уровня. Для каждого интервала определялся средний уровень моря отдельно для сгонных и нагонных ветров и по полученным данным при различной продолжительности ветра  $t_V$  строились связи

$$H = f(V), \quad (10.4)$$

где  $H$  — средняя высота нагона (сгона), см;  $V$  — сила ветра, балл.

#### 10.4. Статистические характеристики колебаний уровня

В Каспийском море основная роль в формировании экстремальных значений уровня принадлежит сгонно-нагонным явлениям.

Наибольший интерес для практики представляют уровни моря малой обеспеченности (10, 5, 2 и 1 %) с соответствующими периодами повторяемости 10, 20, 50, 100 лет.

Исходным материалом для расчета экстремальных уровней послужили таблицы ТГМ-1м, «Каталог уровневых наблюдений», «Справочник по гидрометеорологическому режиму Каспийского моря» [191, 385].

Вследствие неустойчивости среднего уровня Каспийского моря расчет проводился не для экстремальных уровней, а для их отклонений от среднегодовых значений.

Для расчета максимальных годовых отклонений уровня моря различной вероятности построены региональные функции распределения для следующих районов моря:

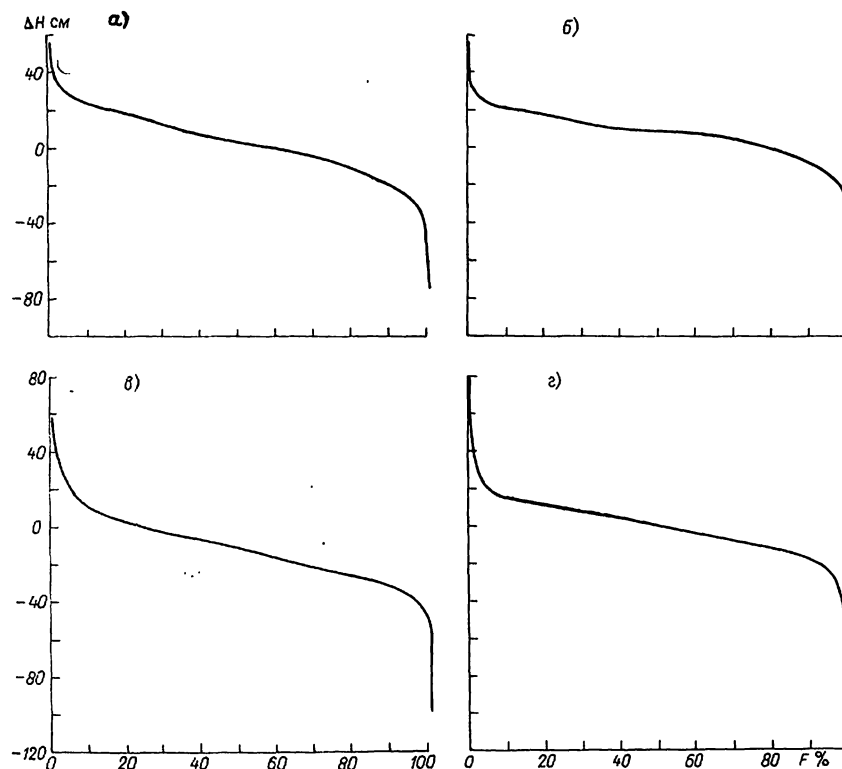


Рис. 10.9. Обеспеченность  $F$  отклонений ежечасных уровней от среднегодовых  $\Delta H$  за 1976—1987 гг.

а — Красноводск; б — Форт-Шевченко; в — Баку; г — Махачкала.



Рассчитанные отклонения (см) экстремальных значений уровня редкой обеспеченности от среднегодовых значений за опорный период 1900—1987 гг.

Станция	Отклонения максимального уровня заданной обеспеченности от среднегодового					Отклонения минимального уровня заданной обеспеченности от среднегодового				
	Обеспеченность, %					Обеспеченность, %				
	1	2	4	10	20	1	2	4	10	20
Махачкала	70±5	65±4	60±4	53±3	47±2	-112±8	-105±7	-95±6	-88±5	-81±4
Изберг	58±4	54±3	50±3	44±2	39±2	-59±3	-55±3	-51±2	-46±2	-41±1
Сумгаит	96±6	86±5	78±4	69±3	62±2	-95±6	-88±6	-81±4	-71±3	-63±3
Баку	68±4	63±3	58±3	51±3	46±2	-107±6	-93±5	-85±4	-74±3	-65±2
Остров Жилой	65±4	60±4	56±3	49±3	44±2	-66±4	-61±3	-56±2	-50±2	-45±1
Нефтяные Камни	62±4	57±4	53±3	46±3	41±2	-49±3	-46±2	-43±2	37±2	34±2
Свиной остров	83±5	78±5	71±4	63±3	56±2	-69±4	-65±3	-60±3	-54±2	-49±2
Астара	92±6	85±5	78±4	69±3	62±2	-56±3	-52±3	-48±2	-42±2	-38±1
Форт-Шевченко	70±4	63±3	60±3	54±2	48±1	-76±4	-70±4	-62±3	58±2	-53±2
Шевченко	56±3	53±3	49±2	44±1	39±1	-51±3	-48±2	-44±2	-40±1	-36±1
Бекдаш	61±3	57±3	53±2	47±2	43±1	-57±3	-53±3	-49±2	-44±2	-40±1
Кара-Богаз-Гол	60±3	56±3	51±2	46±2	41±1	-62±3	-58±3	-54±2	-48±2	-43±1
Куули-Маяк	53±2	50±2	46±2	42±1	38±1	-52±3	-48±2	-45±2	-40±2	-36±1
Красноводск	68±3	63±3	60±3	55±2	50±2	-107±6	-100±5	-90±5	-78±4	-69±3
Аладжа	90±4	84±4	78±3	71±2	65±2	-111±7	-101±6	-93±5	-81±4	-71±3
Огурчинский остров	73±5	69±2	64±2	58±2	42±1	-101±6	-93±5	-85±4	-74±3	-65±2

1) Махачкала, Изберг, о. Жилой, Нефтяные Камни;

2) Баку, Сумгаит, о. Свиной, Астара;

3) Форт-Шевченко, Актау, Бекдаш, Кара-Богаз-Гол;

4) Куули-Маяк, Красноводск, Аладжа, о. Огурчинский.

Региональные функции распределения годовых минимумов уровня построены для следующих районов:

1) Сумгаит, Нефтяные Камни, о. Свиной, Изберг;

2) Астара, о. Жилой;

3) Куули-Маяк, Бекдаш, Форт-Шевченко, Кара-Богаз-Гол;

4) Баку, Красноводск, о. Огурчинский, Аладжа;

5) Шевченко, Махачкала, Зюйдостовый Култук.

В качестве опорного был выбран период 1900—1980 гг.

Региональные функции распределения аппроксимированы первым предельным распределением максимумов.

Важной характеристикой, дающей наглядное представление об изменчивости уровня моря, является эмпирическая кривая обеспеченности ежегодных (срочных) значений уровня моря (рис. 10.9, табл. 10.15).

## 11. ВОДНЫЙ БАЛАНС

Обстоятельные исследования водного баланса Каспийского моря, многолетней изменчивости его основных составляющих впервые провел Б. Д. Зайков [148, 149]. В 40-х годах впервые за период инструментальных наблюдений он доказал, подтвердив мнение А. И. Воейкова [94], климатическую обусловленность снижения уровня моря.

В последние десятилетия были разработаны и уточнены различные расчетные методы определения основных составляющих водного баланса моря для годовых и месячных периодов, значения которых раньше принимались в большинстве случаев весьма приближенно. Расчеты водного баланса в 60—80-е годы были выполнены С. С. Ремизовой (с 1847 по 1965 г.), К. И. Смирновой (с 1925 по 1969 г.), С. Н. Крицким, Д. В. Коренистовым и Д. Я. Ратковичем (с 1890 по 1969 г.), Е. Г. Архиповой (с 1940 по 1970 г.), А. И. Шикломановым (с 1880 по 1972 г.), В. Ю. Георгиевским (с 1880 по 1977 г.) и другими.

Эти исследования водного баланса базировались на более точных данных о морфометрии моря, были уточнены с помощью современных методов значения поверхностного притока и стока морских вод в зал. Кара-Богаз-Гол, плотностные изменения уровня, подземный приток.

С. С. Ремизова [335] подтвердила мнение О. А. Дроздова, Т. В. Покровской и А. В. Шнитникова о непосредственной связи колебаний уровня моря с колебаниями климата и общей увлажненности огромной территории его бассейна. Расчеты водного баланса объяснили причины понижения уровня моря в 30-х годах.

Е. Г. Архипова [382, 404] по уточненным методикам, разработанным в ГОИНе, получила качественно новые значения испарения и осадков. Расчеты водного баланса для различных частей моря показали, что для Среднего и Южного Каспия пресный баланс отрицателен и компенсируется притоком вод соответственно из Северного и Среднего Каспия, и только Северный Каспий имеет избыток вод.

Расчеты К. И. Смирновой уточнили уравнение водного баланса по поверхностному притоку, а при расчете испарения так же, как и в работе Е. Г. Архиповой, учитывалась стратификация приводного слоя атмосферы [377, 379]. В расчеты годовых значений водного баланса были включены среднеголетние плотностные изменения уровня моря, полученные на основе натуральных данных.

В работе С. Н. Крицкого, Д. В. Коренистова и Д. Я. Ратковича [233] проведен анализ водного баланса Каспийского моря по характерным периодам и календарным десятилетиям. Авторы отмечают, что высокие уровни моря в 1830—1932 гг. и резкое снижение уровня в 1933—1940 гг. могут быть полностью объяснены колебаниями гидрометеорологических факторов: водности рек, осадков, испарения с акватории моря.

И. А. Шикломанов и В. Ю. Георгиевский [99, 443] при расчетах водного баланса уточнили основ-

ную приходную его составляющую — поверхностный приток. И. А. Шикломанов отметил значение антропогенной деятельности, оказывающей в настоящее время существенное влияние на уменьшение суммарного годового притока вод в море и его внутригодовое распределение, в связи с чем меняется и характер сезонных колебаний уровня моря.

Р. В. Николаева уточнила морфометрические характеристики моря [189], что важно для более строгого определения составляющих водного баланса. В ряде работ [99, 233, 443] исследована межгодовая изменчивость основной расходной составляющей водного баланса — испарения, которое ранее в большинстве работ принималось в уравнении водного баланса как остаточный член.

Особенность современного периода — значительная зарегулированность речного стока, поступающего в море. Таким образом, изучение водного баланса непосредственно связано с оценкой роли антропогенного фактора в изменчивости отдельных элементов водного баланса. Однако начавшееся в 1978 г. повышение уровня Каспия еще раз подтвердило климатическую обусловленность изменений составляющих водного баланса и уровня моря. В то же время вновь появились попытки объяснения современного повышения уровня моря тектоническими причинами без каких-либо обоснованных подтверждений. Некоторые исследователи связывают современное повышение уровня с разгрузкой подземных вод в Каспий в значительных объемах. Поэтому перед нами стояла задача исследования многолетней изменчивости составляющих водного баланса моря в связи с изменчивостью климатических условий в бассейне моря, выделения закономерностей и оценки вклада каждой составляющей водного баланса в колебания уровня моря, изучения роли климатических, антропогенных факторов и тектонических движений в многолетней изменчивости уровня моря и составляющих водного баланса.

Для расчета водного баланса использовано уравнение:

$$\Delta H_{\text{бал}} = Q_{\text{пов}}/S + Q_{\text{подз}}/S + P - E - Q_{\text{КБГ}}/S \pm \Delta H_{\sigma}, \quad (11.1)$$

где  $Q_{\text{пов}}$  — суммарный объем речного стока, поступающего в море, с учетом потерь воды на испарение в дельтах рек, км<sup>3</sup>;  $Q_{\text{подз}}$  — подземный приток в море, км<sup>3</sup>;  $P$  — атмосферные осадки, мм слоя;  $E$  — испарение или конденсация, мм слоя;  $Q_{\text{КБГ}}$  — объем стока морской воды в зал. Кара-Богаз-Гол, км<sup>3</sup>;  $\Delta H_{\sigma}$  — плотностные изменения уровня моря, см слоя;  $S$  — площадь моря, км<sup>2</sup>;  $\Delta H_{\text{бал}}$  — изменение уровня моря, обусловленное изменением составляющих водного баланса, см слоя. Средний уровень моря определялся по четырем ГМС: Баку, Махачкала, Форт-Шевченко и Красноводск (табл. 11.1, рис. 11.1).

Для определения площади и объема вод моря при различных отметках уровня использовались

Таблица 11.1

Среднегодовые значения составляющих водного баланса Каспийского моря (км<sup>3</sup>/см слоя)

Период	Сток рек	Подземный сток	Осадки	Испарение	Сток в Кара-Богаз-Гол	$\Delta Q_{\text{бал}}/\Delta H_{\text{бал}}$
1900—1929	332,4	5,5	69,8	389,4	21,8	-3,5
	82,4	1,4	17,3	96,7	5,4	-1,0
1930—1941	268,6	5,5	72,9	394,8	12,4	-60,2
	68,3	1,4	18,5	100,4	3,2	-15,4
1942—1969	285,4	4,0	74,1	356,3	10,6	-3,4
	77,3	1,1	20,0	96,4	2,9	-0,9
1970—1977	240,5	4,0	87,6	374,9	7,1	-49,9
	66,7	1,1	24,3	103,9	2,0	-13,8
1978—1990	306,6	4,0	86,1	343,7	1,8	51,2
	81,9	1,1	23,0	91,8	0,5	13,7
1942—1990	283,6	4,0	79,9	357,8	7,7	2,0
	76,3	1,1	21,5	96,3	2,1	0,5
1900—1990	299,0	4,0	76,6	376,6	13,0	-10,0
	77,0	1,0	19,7	97,0	3,3	-2,6

Примечания. 1. Составляющие водного баланса с 1900 по 1941 гг. рассчитаны по данным Б. Д. Зайкова; с 1942 г. — данные ГОИНа.

2. С 1980 по 1984 г. сток морских вод в зал. Кара-Богаз-Гол был прекращен, с 1985 г. в залив поступает ежегодно около 1,6 км<sup>3</sup> воды.

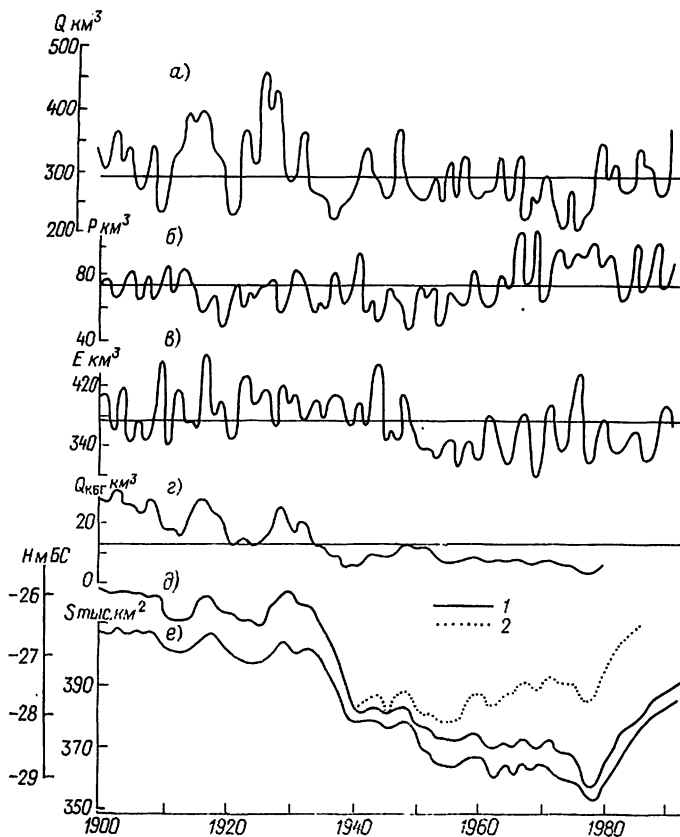


Рис. 11.1. Межгодовые изменения составляющих водного баланса, уровня и площади Каспийского моря с 1900 по 1990 г. а — сток рек; б — осадки; в — испарение; г — сток в зал. Кара-Богаз-Гол; д — уровень моря; е — площадь моря. Штриховая линия — восстановленный уровень моря.

морфометрические характеристики, полученные Р. В. Николаевой [189].

В расчетах водного баланса использовались гидрометеорологические наблюдения на прибрежных и островных ГМС, гидрометрические данные на замыкающих створах рек Волги, Урала, Терека, Самура, Сулака и Куры.

**Речной сток.** На огромной территории бассейна Каспийского моря, занимающего площадь около 3,5 млн км<sup>2</sup>, характер ландшафтов, климатические условия и типы рек весьма различны. Несмотря на обширность бассейна, только около 62,6 % его площади приходится на сточные области, около 26,1 % — на бессточные, а площадь самого Каспийского моря составляет 11,3 %.

Около 85 % всего стока в Каспий поступает с северной части его бассейна, в пределах которой находятся реки Волга и Урал. Основной объем стока в море приносят Волга (до 80 %), Урал (около 5 %), Терек, Сулак, Самур (в сумме до 5 %), Кура (около 6 %). Сток рек иранского побережья, малых рек Кавказа и прочих рек составляет 4—5 %.

В приходной части водного баланса поверхностный приток составляет в среднем 74—85 %, в том числе на долю волжского стока приходится в среднем 65 %, поэтому колебания уровня моря в значительной степени обусловлены его изменчивостью.

Расходы р. Волги измеряются в с. Верхнее Лебяжье, где располагаются основные гидропосты, по которым проводят расчеты стока в море: р. Волга — с. Верхнее Лебяжье, рукав Ахтуба — с. Верхнее Лебяжье, Волго-Ахтубинская пойма — с. Верхнее Лебяжье. Эти посты удалены от вершины устьевой области на 4 км, а от морского края дельты на 150—160 км. Потери волжского стока в дельте составляли в среднем с 1940 по 1990 г. около 8,6 км<sup>3</sup> в год, что соответствует примерно 3 % среднегодового стока в вершине дельты.

Замыкающий гидроствор на р. Урал до 1972 г. был расположен в с. Тополи в 200 км от морского края дельты на входе в устьевую область, затем перенесен в с. Махамбет, находящееся в 145 км от морского края дельты. Площадь водосбора р. Урала у с. Махамбет равна 235 тыс. км<sup>2</sup>. Среднегодовые потери стока в дельте за время инструментальных наблюдений (1936—1990 гг.) составили 0,4 км<sup>3</sup> в год.

Сток р. Терека, отличающийся большими естественными колебаниями, за последние годы существенно изменился. До 1973 г. сток р. Терека поступал в Кизлярский залив Северного Каспия через узкий пролив, с 1973 г. — непосредственно в Средний Каспий через искусственную прорезь Аграханского полуострова.

В настоящее время р. Терек, расходы которой с 1930 г. измеряются по створу в станции Каргалинской, впадает в море общим рукавом на открытом побережье. Наибольший среднегодовой сток в устье (гидроствор Аликазган) отмечался в 1933 г. (11,7 км<sup>3</sup>), а в последние годы (1978—1990) сократился до 5,8 км<sup>3</sup>. Потери стока между станцией Каргалинской и устьем равны приблизительно 1 км<sup>3</sup> в год.

Река Сулак (замыкающий гидроствор расположен в 123 км от устья в пос. Миатлы) впадает в море, образуя однорукавное русло. В 1957 г. река

ниже пос. Главный Сулак была направлена по искусственной прорези на юго-восток.

Измерение расходов р. Самура проводится по гидроствору в с. Усук. Потери стока между с. Усук и устьем реки незначительны, поэтому в расчетах они не учитываются.

Река Кура впадает в море двумя рукавами: юго-восточным, по которому в море поступает около 95 % стока, и северо-восточным. Расходы измеряются на гидростворе в пос. Сальяны, находящемся на расстоянии 78 км от вершины устьевой области и 85 км от морского края дельты.

По данным за 1900—1990 гг. среднемноголетний суммарный речной сток в море составил примерно 300 км<sup>3</sup> в год (см. табл. 11.1). Поверхностный приток подвержен существенной межгодовой изменчивости.

Наибольшей межгодовой изменчивостью стока отличаются р. Урал ( $C_v = 0,59$ , среднемноголетний сток за 1936—1990 гг. составил около 8 км<sup>3</sup> в год) и реки иранского побережья ( $C_v = 0,28$ , среднемноголетний сток по данным ГГИ около 10 км<sup>3</sup> в год). Волжский сток изменялся в значительных пределах: от 350 км<sup>3</sup> в 1926 г. до 150 км<sup>3</sup> в 1973 и 1975 гг. Среднемноголетний сток за 1900—1990 гг. составил 240 км<sup>3</sup> в год ( $C_v = 0,18$ ).

Разница между максимальным и минимальным годовым поверхностным притоком речных вод в море составляет в текущем столетии около 260 км<sup>3</sup>, что в пересчете на водную поверхность моря соответствует изменению уровня моря более чем на 1 м.

Внутригодовое распределение общего поверхностного притока в море, несмотря на различие физико-географических условий речных бассейнов и особенности годового хода стока отдельных рек, почти полностью соответствует внутригодовому распределению стока Волги. В сезонном ходе волжского стока выделяется максимум в мае—июне,

в период прохождения пика половодья. В это время в море ежемесячно поступает от 13 до 26 % годового объема стока.

Продолжительность волжского половодья за 1947—1990 гг. составила в среднем 86 сут (38 сут в 1975 и 161 сут в 1947 гг.), за это время в море поступало около 104 км<sup>3</sup> воды (33—236 км<sup>3</sup>), или до 40 % годового объема стока. В последние годы объем волжского половодья несколько увеличился по сравнению с 1970-ми годами, когда он составлял около 76 км<sup>3</sup> в год ( $\sigma = 31,86$ ,  $C_v = 0,42$ ), и равен в среднем 90 км<sup>3</sup> в год ( $\sigma = 26,06$ ,  $C_v = 0,28$ ). Межгодовые изменения продолжительности и объема половодья довольно значительны. На фазе подъема половодья в море поступает в среднем около 55 км<sup>3</sup> в год волжских вод (14 км<sup>3</sup> в 1975 и 111 км<sup>3</sup> в 1966 гг.), на фазе спада — 51 км<sup>3</sup> в год (19 км<sup>3</sup> в 1975 и 126 км<sup>3</sup> в 1947 гг.).

Самое раннее начало половодья было 16 марта 1966 г., а самое позднее — 2 мая 1964 г.

Меньше всего воды Волга приносит в море в зимние месяцы (декабрь—февраль) (табл. 11.2).

С начала текущего столетия отмечалась тенденция сокращения поступающего в море речного стока. Так, многоводный период, наблюдавшийся в начале столетия (1900—1929 гг.), сменился катастрофической маловодностью Волги и Урала в 1930-е годы.

Волжский сток в 1930—1941 гг. сократился на 50 км<sup>3</sup>/год, или на 25 % по сравнению с предшествующим периодом (см. табл. 11.2).

Наиболее катастрофический характер маловодности в 1930-е годы отмечался в восточной половине бассейна Волги, в бассейне Камы, сток которой составляет 80 % объема волжского стока. В бассейнах рек Верхней Волги и Оки, в западной части волжского бассейна, маловодность, установившаяся в результате резкого сокращения количества атмосферных осадков, главным образом

Таблица 11.2

Сток (км<sup>3</sup>/%) Волги (с. Верхнее Лебяжье) в Каспийское море

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1881—1981	9,2 3,8	9,1 3,8	10,6 4,4	16,0 6,6	48,8 20,2	55,8 23,1	27,3 11,3	15,3 6,3	12,7 5,2	13,3 5,5	13,5 5,6	11,1 1,6	242,7 100
1881—1990	9,8 4,0	9,7 4,0	11,3 4,6	16,3 6,7	48,7 20,0	53,8 22,1	26,6 10,9	15,3 6,3	12,8 5,3	13,5 5,5	13,8 5,7	11,8 4,8	243,4 100
1900—1990	10,3 4,3	10,2 4,2	12,0 5,0	16,6 6,9	48,7 20,3	51,2 21,4	24,5 10,2	14,9 6,2	12,6 5,2	13,5 5,6	13,7 5,7	11,5 4,8	239,7 100
1900—1929	7,8 3,1	6,8 2,7	7,6 3,0	14,9 5,9	49,8 19,8	65,8 26,2	32,0 12,8	15,8 6,3	13,1 5,2	13,2 5,3	13,4 5,3	10,4 4,1	250,6 100
1930—1941	6,5 3,2	6,3 3,2	6,7 3,4	12,8 6,4	44,9 22,5	50,3 25,2	23,3 11,6	12,0 6,0	8,7 4,4	9,4 4,7	11,2 5,6	8,4 4,2	200,5 100
1942—1969	10,3 3,2	11,4 4,7	13,6 5,6	18,4 7,6	51,5 21,4	50,1 20,8	22,4 9,3	14,7 6,1	12,7 5,3	13,4 5,6	13,5 5,6	9,3 3,8	241,2 100
1970—1977	13,6 6,6	13,2 6,4	15,9 7,6	16,0 7,7	42,5 20,5	28,1 13,5	15,0 7,2	13,2 6,4	11,7 5,6	12,0 5,8	12,2 5,9	14,2 6,8	207,6 100
1942—1977	11,0 4,7	11,8 5,0	14,1 6,0	17,9 7,7	49,5 21,2	45,2 19,3	20,8 8,9	14,4 6,2	12,5 5,4	13,1 5,6	13,2 5,6	10,4 4,4	233,9 100
1978—1990	17,7 6,7	17,4 6,6	21,1 8,0	19,7 7,5	47,0 19,0	34,4 13,1	19,0 7,2	16,6 6,3	15,4 5,8	16,8 6,4	18,1 6,9	20,2 7,7	263,4 100

осенне-зимних, формирующих основную часть годового объема речного стока, сказались в меньшей степени (рис. 11.2). Потепление климата, охватившее все Северное полушарие и достигшее максимума в 1930-е годы, — основная причина резкого сокращения поверхностного притока и падения уровня Каспийского моря (см. табл. 11.1).

В первую половину 1970-х годов в бассейне Каспия сложились неблагоприятные в гидрологическом отношении условия, аналогичные периоду 1930-х годов. В засушливых условиях 1970-х годов произошло резкое падение уровня моря, вызванное крайней маловодностью рек, главным образом Волги (см. табл. 11.2 и 11.3). В 1970—1977 гг.

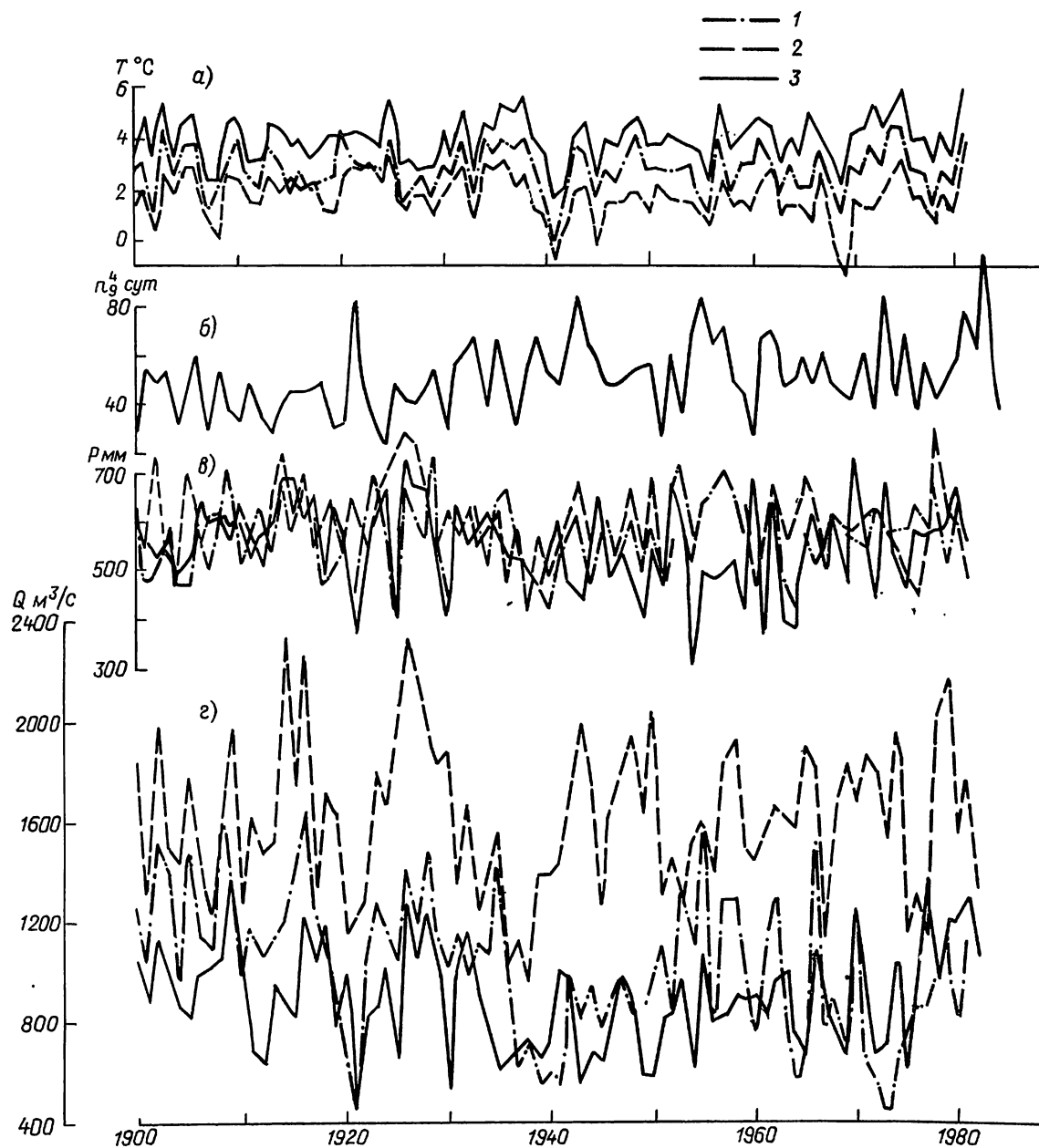


Рис. 11.2. Межгодовые изменения климатообразующих [температуры воздуха (а), развития циклонической циркуляции в районе 4 по классификации Вительса (б)] и гидрометеорологических [осадков (в) и расходов (г)] факторов в бассейнах рек Верхней Волги (1), Оки (2) и Камы (3).

Основная роль в формировании многолетней изменчивости стока рек принадлежит крупномасштабным атмосферным процессам. Изменение климатических условий в 1940—1950-е годы способствовало увеличению увлажненности и как следствие повышению водности рек, что наиболее ярко проявилось в водосборных частях волжского бассейна: Верхней Волги, Оки и Камы (см. рис. 11.2, табл. 11.3). В 1941—1948 гг. объем стока Волги увеличился, что существенно замедлило темпы снижения уровня моря.

в море поступало в среднем около  $240 \text{ км}^3$  в год речных вод, что значительно меньше, чем в 1930-х годах. Сток Волги сократился до  $207 \text{ км}^3$  в год (что практически соответствовало стоку в 1930—1941 гг.) и был на 8,5 % ниже среднееголетней нормы.

Изменение климатических условий в бассейне моря в конце 1970-х годов способствовало резкому увеличению объема стока, обусловленному заметным ростом количества атмосферных осадков в водосборном бассейне Волги (см. табл. 11.3). Это

Таблица 11.3

Среднеголетние значения гидрометеорологических характеристик в бассейнах рек волжского водосбора с 1900 по 1986 г.

Период	Верхняя Волга			Ока			Кама		
	T °C	Q м³/с	P мм слой	T °C	Q м³/с	P мм слой	T °C	Q м³/с	P мм слой
1900—1929	2,8	1190	572	4,0	996	586	2,0	1692	621
1930—1941	3,1	921	546	4,3	820	548	2,1	1379	552
1942—1969	2,8	997	581	4,1	844	515	1,5	1557	595
1970—1977	3,5	742	593	4,9	942	577	2,0	1585	551
1978—1986	3,0	1026	599	4,6	1083	575	1,8	1850	629
1942—1986	3,0	958	586	4,3	905	561	1,7	1675	594
1900—1986	3,0	1033	576	4,2	915	568	1,9	1640	598

Примечание. T — температура воздуха; Q — расход воды; P — количество выпавших осадков.

привело к значительному повышению уровня моря, которое началось с 1978 г. и продолжается до настоящего времени.

Режим стока рек Каспийского бассейна до середины 1950-х годов можно считать естественным, так как построенные в 1930-е годы водохранилища не оказывали на него существенного влияния. Наиболее ощутимое антропогенное воздействие море стало испытывать в последние десятилетия. Роль различных антропогенных факторов в изменении гидрологического режима рек в 1940—1980 гг. далеко не одинакова: в довоенные годы уменьшение речного стока происходило за счет агротехнических мероприятий в бассейне моря, в 1950-е и 1960-е годы наибольшему снижению притока к морю в основном способствовали сооружение и эксплуатация водохранилищ, в 1970—1980-е годы ведущую роль играет орошаемое земледелие. Сток почти всех рек Каспийского бассейна к началу 1970-х годов был значительно зарегулирован.

За счет влияния хозяйственной деятельности приток вод в Каспий уменьшился на 8% по отношению к норме притока в естественных условиях, в том числе только с 1956 по 1990 г. это уменьшение составило примерно 12%. В 1930-е годы море «недополучило» около 50 км³ речной воды, в период наполнения водохранилищ — 350 км³, всего с 1936 г. по настоящее время сумма безвозвратных изъятий речного стока составила свыше 1000 км³, что может быть соизмеримо с трехлетним стоком рек в многоводных условиях.

В бассейнах рек Терека, Сулака и Куры снижение водности произошло главным образом в связи с развитием площадей орошаемого земледелия. Годовой сток этих рек снизился к середине 1970-х годов по сравнению со стоком в естественных условиях на 17—25% [443].

Максимальные значения среднегодового суммарного поверхностного притока к морю наблюдались в 1979 и 1985 гг. (около 350 км³ в год) и в 1990 г. (более 360 км³). В естественных, не нарушенных антропогенной деятельностью условиях приток составил бы 380—390 км³ в год. Это соответствует стоку 3—4%-ной обеспеченности при среднеголетней норме естественного притока за 1900—1990 гг., равной 300 км³ в год. Основной объем увеличившегося притока к морю приходится

на долю волжского стока: в 1978—1990 гг. Волга приносила в море в отдельные годы свыше 300 км³ воды (около 310 км³ в наиболее многоводные 1979 и 1990 гг.). Объем ее естественного стока мог бы доходить до 330 км³ в год (норма естественного волжского стока за 1881—1990 гг. составляет около 250 км³ в год). Наблюдаемый в последние годы объем речного стока в море (около 307 км³ в год) с учетом безвозвратных изъятий значительно больше среднего объема за последние 40—50 лет и может быть сопоставим с многоводным периодом 1900—1929 гг., когда море получало около 330 км³ речной воды в год (см. табл. 11.1).

Зарегулирование речного стока в бассейне Каспия привело к изменению его годового хода и некоторому сглаживанию сезонных колебаний уровня моря. В современных условиях половодье на Волге начинается на 1,0—1,5 мес раньше и проходит быстрее, чем до середины 1950-х годов. По оценкам ГГИ, уменьшение объема стока весеннего половодья Волги за 1960—1980 гг. составило в среднем около 50 км³ в год. Наибольшее снижение объема весеннего половодья (около 70 км³) наблюдалось в 1964 г., наименьшее (около 30 км³) — в 1973 г.

Следует отметить также, что интенсивность половодья и наступление его максимума определяются водностью рек. В многоводные годы наблюдается более раннее прохождение пика половодья и большая его интенсивность.

Исследование межгодовой изменчивости суммарного речного стока за характерные отрезки времени показало, что наибольшая изменчивость ( $C_v = 0,18$ ) наблюдалась в многоводный период 1900—1929 гг., наименьшая — в современный многоводный период 1978—1990 гг. ( $C_v = 0,11$ ). Сезонная изменчивость речного стока возрастает в многоводные годы.

**Атмосферные осадки.** Метеорологические станции, осуществляющие наблюдения за атмосферными осадками на Каспии, расположены в основном на побережье и на немногочисленных островах. В открытом море наблюдения за осадками практически не проводятся.

Многие авторы [7, 15, 16, 283, 353 и др.] по-разному определяли количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность моря, поэтому значения, полученные для одних и тех же периодов времени, различаются. Количество осадков, выпадающих на акваторию моря, рассчитывалось двумя способами: первый — как среднеарифметическое (или средневзвешенное) значение по числу станций и второй — по изогетам. Результаты, полученные по первому способу, существенно зависят от выбранных для расчета станций. Поскольку станции расположены на побережье моря неравномерно, данные по осадкам в большинстве случаев отражают орографические особенности района. Карты изогет, построенные разными авторами, также отличаются как по количеству использованных станций, так и по полученному количеству осадков.

Осадки, измеренные на станциях, имеют систематические погрешности, обусловленные потерями собранных осадков на смачивание стенок водосборного сосуда, на испарение из сосуда за время между выпадением осадков и сроком измерения, искажением поля ветра около осадкомера и изме-

нением в связи с этим поля траекторий падения частиц осадков. Точность определения осадков на станциях зависит от учета этих погрешностей. При определении средних сумм осадков необходимо также учитывать поправку, связанную с приведением данных наблюдений за весь период к какому-либо одному из приборов — осадкомеру или дождемеру, если измерения осадков проводились разными приборами.

Впервые попытка определения суммы осадков была предпринята А. И. Воейковым [94], получившим приближенное значение — около 200 мм в год. Н. М. Книпович [212] по данным метеорологических станций получил завышенное значение (263 мм в год) вследствие недостаточного количества наблюдений, а также из-за неточно построенной карты изогиев.

Б. А. Аполлов [7] оценил среднее количество осадков по всему морю за 1881—1932 гг. в 204 мм в год и сделал вывод, что по мере удаления от берега оно уменьшается: осадков на побережье выпадает на 25 % больше, чем на островных станциях.

Наиболее точно количество атмосферных осадков, выпадающих на море, было определено Н. Г. Николаевым [283] методом изогиев. Расчет проводился по данным 81 станции за 1878—1937 гг. Среднегодовое количество осадков оказалось равным 177 мм, а в работах [49, 149], выполненных аналогичным методом по 26 прибрежным станциям — около 200 мм. Среднегодовое количество осадков за 1878—1945 гг., по расчетам Б. Д. Зайкова [147, 149], продолжившего расчеты Н. Г. Николаева, составило 177 мм.

С. С. Ремизова [335] определяла количество осадков на поверхность Каспия за 1946—1965 гг., также используя метод изогиев и полученные связи количества осадков, рассчитанных Н. Г. Николаевым и Б. Д. Зайковым, со средними значениями по станциям. Среднегодовое количество осадков составило 174 мм, а с учетом уменьшившейся площади моря — 171 мм. С. С. Ремизова впервые ввела поправки на недоучет осадков осадкомерами. В результате сумма осадков на поверхность Каспийского моря увеличилась в среднем на 15—20 мм (186 мм).

Первая попытка оценки атмосферных осадков, выпадающих на морскую акваторию, с привлечением данных в открытом море (по судовым наблюдениям) в совокупности с данными прибрежных и островных станций была предпринята В. С. Самойленко [353], по расчетам которого среднее количество осадков по морю составило 171 мм (по данным 58 станций).

Н. А. Белинский [379] предложил формулу для приближенного расчета месячных сумм осадков в условиях Каспийского моря по средним для моря значениям температуры  $T$  и влажности воздуха  $F$  и температуре воды  $T_w$

$$P = [0,40(T_w - T) + 3,2] E - 8D - 0,25D^2, \quad (11.2)$$

где  $P$  — количество осадков, мм;  $E$  — давление насыщенного водяного пара, вычисленное по температуре воздуха, гПа;  $D$  — дефицит влажности воздуха, гПа.

Однако отсутствие сведений по открытой части моря за конкретные годы и месяцы не всегда позволяет использовать эту формулу на практике.

Для расчета осадков К. И. Смирнова [377] использовала иную зависимость:

$$P_m = 0,98P_{ст} + 1,7(T_w - T) - 1, \quad (11.3)$$

где  $P_m$  — месячная сумма осадков, выпадающих на поверхность моря;  $P_{ст}$  — среднемесячная сумма осадков, выпадающих на станциях Остров Тюлений, Остров Кулалы, Свиной остров, Огурчинский остров, Форт-Шевченко, Нефтяные Камни, Изберг, Махачкала, Баку, Красноводск;  $(T_w - T)$  — средняя разность температуры воды и воздуха на станциях. Годовая поправка, принятая в расчете осадков, составила 14 %, среднегодовое количество осадков с 1925 по 1969 г. — 209 мм.

Е. Г. Архипова [15] рассчитала среднегодовое количество осадков (250 мм за 1940—1966 гг.), выпадающих на акваторию моря, по данным ГГО с учетом погрешностей, связанных с потерями на смачивание водосборных сосудов и на испарение из осадкомерного сосуда, зависящих от климатических особенностей района, повторяемости выпадения осадков и их суммы, от дефицита влажности воздуха и скорости ветра (эти потери достигают в районе Каспийского моря 0,8 мм в сутки), обусловленных неточностью измерения осадков за счет их выдувания (устраняется введением редуцирующего коэффициента, зависящего от скорости ветра на высоте установки осадкомерных приборов, от параметра, характеризующего структуру осадков, и от средней температуры воздуха).

Значения поправок к нормам осадков достигают 50 % измеренной годовой их суммы в районах с сильными ветрами и большим количеством твердых осадков (у северо-восточных берегов). По акватории значения поправок распределены неравномерно: в южных районах моря они уменьшаются до 2—5 %.

Учет всех погрешностей очень труден, поэтому Архипова для получения достоверного результата вводила поправки в месячные и годовые нормы осадков для конкретных акваторий моря, а затем методом планиметрирования находила суммарные и исправленные для всего моря нормы.

В работе [382] норма осадков для открытого моря была уточнена (199 мм в год), проведен анализ пространственно-временной изменчивости осадков и выделены опорные станции, на которых кривые распределения выпадающих осадков, а также среднемесячные их значения и среднегодовое годовое ход соответствовали средним данным для моря в целом. В качестве опорных были выбраны для Северного Каспия станции Остров Жесткий и Остров Кулалы, для Среднего и Южного Каспия — Нефтяные Камни, Куули-Маяк, Огурчинский остров. Предполагалось, что эти станции репрезентативны в каждом отдельном месяце и отдельном году.

Для расчета осадков, выпадающих на морскую акваторию, нами использовалась методика, подробно изложенная в работе [382].

Для каждой выбранной опорной станции (вместо закрытой ГМС Остров Жесткий — Остров Тюлений) вычислялись среднегодовые месячные и годовые суммы осадков  $P_{ср}$ , затем по наблюден-



ным месячным суммам  $P_i$  для каждого месяца и года определялись показатели межгодовой изменчивости осадков  $K_i = P_i/P_{\text{ср}}$  в каждом пункте относительно их средних значений. Далее вычислялся средний из 5 пунктов показатель межгодовой изменчивости  $\bar{K}_i$ . Умножением  $\bar{K}_i$  на норму осадков для всего моря или отдельных его частей определялись месячные и годовые суммы осадков за конкретный год.

Объем атмосферных осадков по сравнению с объемом речного стока незначителен, поэтому и их влияние на колебания уровня моря значительно меньше, чем речного стока.

В многолетнем ходе атмосферных осадков, выпадающих на морскую поверхность, кроме района Нефтяных Камней, с начала текущего столетия прослеживается тенденция роста, особенно в последние годы (рис. 11.3). Относительный вклад осадков в приходную часть водного баланса изменяется в соответствии с гидрометеорологическими условиями от 15% в начале столетия (1914—1917 гг.) до 26% в 1970-е годы (1970—1977). Наибольшее количество атмосферных осадков — 326 мм слоя (около 120 км<sup>3</sup>) — выпало в 1969 г., наименьшее — 122 мм слоя (около 50 км<sup>3</sup>) — в 1944 г. Размах межгодовых колебаний количества атмосферных осадков составил около 70 мм, что соответствует изменению уровня моря на 204 мм слоя, а по отдельным станциям на 230—260 мм (станции Северного Каспия и Нефтяные Камни).

Различие физико-географических условий определяет крайне неравномерное распределение осадков, выпадающих на морскую акваторию. На побережье Каспия выпадает значительно больше осадков, чем в центральных районах моря, кроме того, на различных участках побережья и районах моря выпадает неодинаковое количество осадков (см. рис. 11.3).

Кривые распределения годовых сумм осадков показали, что для большинства районов северного и западного побережья, открытого моря распределение осадков подчиняется нормальному закону при значительном ряде наблюдений.

В сухих пустынных районах восточного побережья и на некоторых островах, расположенных на пути движения циклонов, распределение осадков носит бимоциальный характер.

Межгодовая изменчивость количества атмосферных осадков  $C_v$ , выпадающих на морскую поверхность, в текущем столетии составила 0,20, в отдельные периоды она менялась от 0,09 до 0,20. Наибольшая межгодовая изменчивость количества осадков наблюдается на станциях восточного побережья в районе пустынь, а наименьшая — на станциях западного побережья Среднего и Южного Каспия, где количество осадков значительно в течение всего года.

С 1942 по 1986 г. наибольшая межгодовая изменчивость количества осадков, выпадающих на морскую акваторию, наблюдалась в районе о. Кулалы ( $C_v = 0,39$ ,  $\sigma = 5,6$  мм) и о. Огурчинского ( $C_v = 0,40$ ,  $\sigma = 4,6$  мм). С 1960-х годов климат в бассейне Каспийского моря становится более увлажненным. Интенсивное развитие циклонической деятельности с конца 70-х годов способствовало увеличению осадков практически по всему побережью и морю в целом. В отдельные месяцы

количество выпавших осадков в 2—3 раза и более превышало среднемноголетнюю норму. В сезонном ходе осадков наблюдаются два максимума: осенне-зимний (сентябрь—январь) и весенний (март—апрель), когда на морскую акваторию выпадает 69—73% годового количества для моря в целом и 41—48% — для Северного Каспия, и два

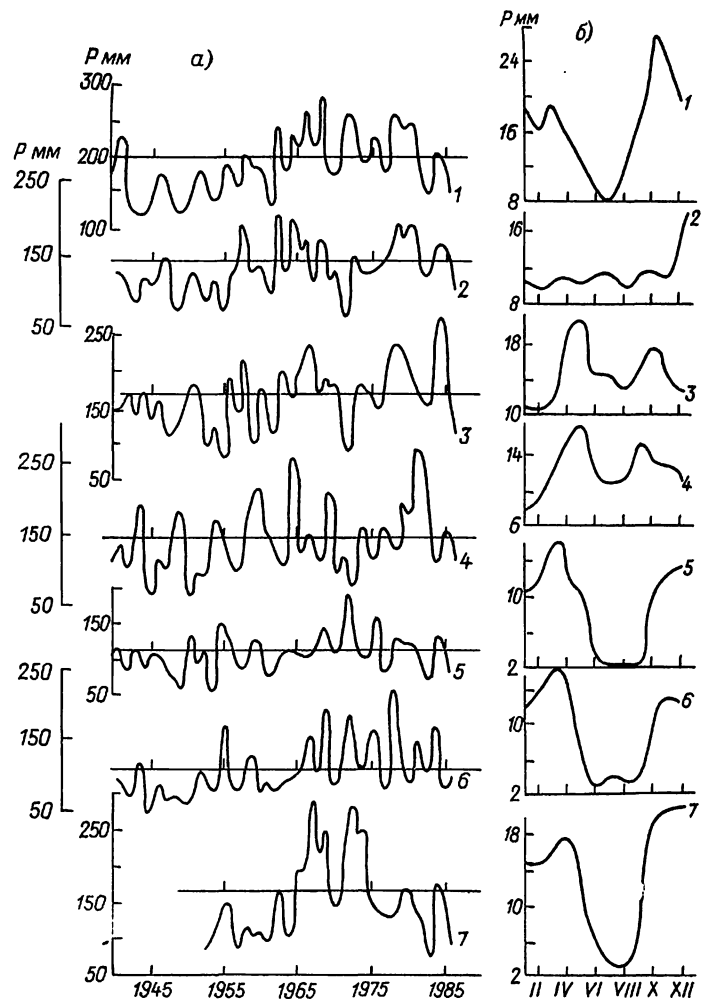


Рис. 11.3. Межгодовые (а) и сезонные (б) изменения количества атмосферных осадков в различных районах Каспийского моря.

1 — море в целом; 2 — Северный Каспий; 3 — Остров Тюлений; 4 — Остров Кулалы; 5 — Огурчинский остров; 6 — Куули-Маяк; 7 — Нефтяные Камни.

минимума: весенне-летний (май—август) и зимний (февраль). Причем в Северном Каспии внутригодовое распределение осадков более равномерное по сравнению со всем морем: в отдельные месяцы здесь выпадало в среднем от 5 (май—август) до 16% (декабрь) годового сумм [189].

В Северном Каспии годовое количество осадков колеблется в среднем в пределах 100—200 мм и распределяется по морской акватории относительно равномерно, что обусловлено орографическими особенностями побережья. По годовому количеству осадков Северный Каспий — самая бедная область европейской части страны и наиболее засушливая.

Наибольшее количество осадков на Северном Каспии выпадает под воздействием отрогов азорского антициклона, приносящего влагу с Атлантического океана. Это подтверждается выпадением

большого количества (до 50 %) осадков в теплое время года (апрель — сентябрь), когда влияние антициклона увеличивается, а также преобладанием осадков при соответствующих направлениях ветра (при северо-западном, западном и юго-западном направлениях выпадает около 40—50 % годового количества осадков и даже больше).

На Каспийском море вследствие преимущественно западного (с Атлантики) переноса воздушных масс наибольшее количество атмосферных осадков выпадает на западном побережье: от 160 мм в Северном Каспии до 1600 мм в отдельных районах Южного Каспия, т. е. очень неравномерно.

На западном и южном побережье осадки носят местный характер, выпадают в основном в прибрежной полосе и не распространяются далеко в море. Зона повышенного количества осадков располагается вдоль берега узкой полосой шириной не больше нескольких десятков километров. На восточном побережье осадки распределяются более равномерно, чем на западном. Преобладающий повсеместно вид осадков — дождь.

**Подземный сток.** Это наиболее трудноопределяемая и поэтому недостаточно изученная составляющая водного баланса. Подземные воды поступают в Каспий тремя путями: за счет дегазации мантии Земли (ювенильные воды), как подземная составляющая расхода рек и в виде подземного стока, формирующегося на суше и разгружающегося непосредственно в море. Произвести количественную оценку ювенильных вод в настоящее время практически невозможно.

Подземный сток, дренируемый реками, в водно-балансовых расчетах входит в общее значение речного стока. Поступление инфильтрационных вод непосредственно с побережья в море исследовалось многими авторами [7, 49, 159, 214, 235, 271, 312 и др.].

С. А. Ковалевский [214] впервые приводит чисто условное значение подземного стока в море, равное 23,9 км<sup>3</sup>/год, позднее А. И. Михалевский и Г. Р. Брегман [49] рассчитывают его как разность между основными элементами водного баланса и принимают равным 49,3 км<sup>3</sup>/год.

По мере получения и накопления сведений о гидрогеологических условиях побережья Каспийского моря появилась возможность более точно определять подземный приток к морю [159, 160, 333, 335 и др.].

В ряде работ [159, 160, 312, 335], выполненных в 1960—1980-е годы, подземный сток в море рассчитывался по имеющимся гидрогеологическим данным каспийского побережья с использованием формулы Дарси. Все морское побережье разбивалось с учетом орографических, климатических, гидрогеологических и геологических условий на участки (от 15 до 19), по которым проводился подсчет подземного стока. Таким образом, каждый участок был выделен с учетом особенностей природных факторов, оказывающих влияние на формирование подземных вод.

Сравнение подземного притока в Каспий по данным разных авторов показывает, что эти значения отличаются друг от друга более чем в 160 раз (от 0,3 до 49,3 км<sup>3</sup>/год). Основная причина этого — отсутствие необходимого количества достоверных гидрогеологических материалов, а также ненадеж-

ность применяемых методов расчета. Однако большинство исследователей считает, что в море поступает ежегодно в среднем около 3—5 км<sup>3</sup> подземных вод [147, 149, 159, 160, 312 и др.].

В расчетах водного баланса Каспийского моря объем подземного стока был принят нами постоянным, равным 4 км<sup>3</sup> в год [271], поэтому по сравнению с другими составляющими водного баланса его роль весьма незначительна и не может определять существенных колебаний уровня поверхности.

Хотя использование в воднобалансовых расчетах постоянного значения подземного притока снижает их точность, определение межгодовой и сезонной изменчивости подземного притока к морю в ближайшее время не представляется возможным.

Дальнейшее уточнение этого значения позволит более объективно оценить вклад подземного притока в многолетнюю и сезонную изменчивость уровня Каспия.

**Испарение.** Испарение с поверхности моря — основная расходная составляющая водного баланса Каспийского моря. Достаточно надежных методов измерения этой величины до настоящего времени не существует.

Исследования испарения Каспийского моря проводятся с конца прошлого века. А. И. Воейков [94] впервые, используя метод водного баланса, т. е. предполагая, что испарение равно сумме осадков, выпадающих на поверхность моря, и стока рек, впадающих в море, определил годовое значение испарения в 1085 мм. Впоследствии выполнен ряд работ [7, 17, 49, 147, 149, 212, 343, 377], в которых проводилась оценка испарения.

Для определения испарения используются два основных метода: по уравнениям водного и теплового балансов моря и по эмпирическим и полупирическим соотношениям. Наиболее распространенными являются балансовые методы, позволяющие рассчитать интегральное испарение и теплообмен всего водоема. Возможности этих методов ограничены условием пространственной однородности испарения и теплообмена, которое в большинстве случаев не выполняется. Недостаток балансовых методов расчета испарения заключается и в том, что оно определяется косвенно — как остаточный член в уравнении водного баланса, поэтому в его значение входят погрешности определения всех составляющих водного баланса.

Методы второго направления позволяют получить представление о пространственном изменении испарения, изучить его региональные особенности. Эти методы представляют собой различные варианты диффузионного метода определения испарения.

Для определения испарения использовались различные формулы: Бигелоу, Мейера, Свердрупа, Самойленко [49, 139, 277, 309, 343, 353 и др.]. Расчеты испарения проводились по пяти ГМС, расположенным в различных частях Каспийского моря и позволяющим относительно полно рассчитать испарение с поверхности всего моря. В качестве опорных станций были выбраны: в Северном Каспии — Остров Тюлений и Остров Кулалы, в Среднем и Южном Каспии — Куули-Маяк, Нефтяные Камни и Огурчинский остров,

При вычислении давления насыщенного водяного пара  $E_s$  учитывалось наличие ледяного покрова. Параметр шероховатости  $z_0$ , входящий в коэффициент  $R_{\alpha, z}$ , принимался равным 0,06 см [125, 382].

Для расчета испарения использована методика, позволяющая учесть влияние температурной стратификации воздуха на интенсивность влагообмена.

Учет температурной стратификации при расчетах испарения позволяет установить следующее: в холодную часть года (январь—март, сентябрь—декабрь), когда температура воды выше температуры воздуха, т. е. преобладает неустойчивая стратификация атмосферы, испарение заметно больше (на 6—10 %), чем при расчетах без учета стратификации, а в теплую часть года (апрель—август), когда происходит прогрев воды и температура воздуха в среднем выше температуры воды, испарение за счет влияния стратификации на 6—10 % меньше. Особенно важно учитывать стратификацию при расчетах испарения для районов с большой межгодовой и сезонной изменчивостью метеорологических условий.

Расчет испарения проводился таким же методом, как и расчет осадков: по опорным станциям и для всего моря определялись коэффициенты межгодовой изменчивости испарения, а затем с учетом нормы испарения для каждой части и моря в целом — значение испарения за конкретные месяцы и годы.

Анализ пространственно-временной изменчивости испарения показал, что в некоторых районах с аномальным распределением гидрометеорологических характеристик, особенно в прибрежных, где наблюдаются такие явления, как выход холодных глубинных вод, преобладание малых или больших скоростей ветра, испарение значительно отличается от среднемноголетнего.

Среди составляющих водного баланса испарение с поверхности моря характеризуется незначительной межгодовой изменчивостью ( $C_v = 0,09$ ). Однако в связи с изменением положения уровня моря и площади испаряющей поверхности происходит соответствующее уменьшение или увеличение объема испаряющихся вод.

Наиболее интенсивно процессы испарения были развиты в 1930-е и в первую половину 1970-х годов. Этому способствовало установление на значительной территории Каспийского бассейна антициклонической циркуляции атмосферы, обусловившей рост испарения. В начале текущего столетия с поверхности моря ежегодно испарялось около 970 мм слоя воды, или около 390 км<sup>3</sup>, а в 1930-е годы море потеряло за счет испарения значительно больше — 1004 мм слоя, или 395 км<sup>3</sup> воды в год, что намного превышало ее поступление. Расходная составляющая водного баланса была больше приходной, и происходило интенсивное падение уровня моря. За 1930—1941 гг. море потеряло свыше 700 км<sup>3</sup> воды, что привело к снижению его уровня на 1,8 м.

В 1940—1960-е годы объем испарившихся вод с поверхности моря в связи с сокращением его площади при снижении уровня составлял в среднем около 360 км<sup>3</sup> воды в год, а испарение (964 мм слоя в год) было близко к среднемноголетней норме. В 1970-е годы испарение достигло 1039 мм в год (см. табл. 11.1).

В последнее время испарение заметно снизилось: в 1978—1990 гг. с поверхности моря испарялось ежегодно в среднем около 920 мм слоя, или 344 км<sup>3</sup> воды.

Таким образом, ежегодное испарение с поверхности Каспийского моря в текущем столетии изменялось от 920 до 1040 мм слоя, а в среднем море теряло до 970 мм слоя воды (около 375 км<sup>3</sup>) в год. Размах значений испарения составлял в среднем около 50 см слоя, или 190 км<sup>3</sup> воды. Отклонения годового значения от многолетней нормы достигали  $\pm 27\%$  (или  $\pm (10-20)$  см), что соответствует примерно 30—50 % размаха годового уровня Каспийского моря. Наиболее значительная межгодовая изменчивость испарения  $C_v$  и размах его сезонного хода характерны для восточного побережья моря. В различных частях Северного Каспия размах колебаний испарения достигал больших значений: около 90 см слоя (300 км<sup>3</sup>) в западной и около 70 см слоя (255 км<sup>3</sup>) в восточной частях.

Значительная межгодовая изменчивость испарения наблюдалась в периоды, когда его интенсивность возрастала, т. е. в засушливых климатических условиях 1930-х и первой половины 1970-х годов. В периоды, отличающиеся повышенной увлажненностью (1978—1986 гг.), изменчивость испарения меньше.

В связи со значительной меридиональной протяженностью моря и существенными различиями орографии отдельных районов воздушные массы при прохождении над морем трансформируются и их влияние на увлажненность различных районов моря неодинаково. Поэтому тенденции многолетних изменений влажности воздуха и испарения в отдельных частях моря могут быть различными (рис. 11.4). Анализ многолетнего хода испарения с поверхности моря и отдельных его частей показал, что в целом отмечается тенденция к его снижению. Наиболее интенсивно процессы испарения развиты в Северном Каспии, где ежегодно испаряется в среднем свыше 1000 мм слоя воды.

С поверхности моря с июня по декабрь испаряется около 70 % годового объема испарившихся вод, а с поверхности Северного Каспия с мая по сентябрь — 75 % годового объема.

Минимальные значения испарения в Северном Каспии отмечаются в зимние месяцы и начале весны (с января по март), максимальные — летом (в июне—августе). Почти во всех районах Северного Каспия в зимние месяцы, особенно в феврале, наблюдается обратный испарению процесс — конденсация. В результате интенсивного весеннего прогрева вод на мелководье испарение к началу мая резко возрастает. Наибольшего значения испарение достигает в июне—августе, что объясняется высокой температурой воды в сочетании с наименьшей относительной влажностью воздуха над морем. В районах Среднего и Южного Каспия процессы испарения наиболее развиты в августе—сентябре.

Наибольшая внутригодовая изменчивость испарения отмечается в периоды прогрева и охлаждения моря, когда наиболее отчетливо проявляются особенности основных климатических факторов, определяющих испарение. Исследование статистических характеристик месячных значений испарения показало, что за многолетний период (1942—1986 гг.) наибольшие значения среднеквадратичес-

ких отклонений ( $\sigma = 20 \dots 40$  мм) отмечаются в сентябре, наибольшие значения коэффициентов многолетней сезонной изменчивости ( $C_v = 0,30 \dots 0,40$ ) — в декабре—феврале, а наименьшие ( $C_v = 0,10 \dots 0,15$ ) — в июле—августе, т. е. соответственно в периоды охлаждения и прогрева моря.

**Сток вод в зал. Кара-Богаз-Гол.** К расходным составляющим водного баланса относится сток мор-

дровидческой связи между уровнями моря и залива.

Существовавшую до этого тесную зависимость между стоком в залив и уровнем использовал Б. Д. Зайков [148] для расчета стока из моря в залив:

$$Q_{\text{КБГ}}/\sqrt{Q_{\text{п}}} = f(H), \quad (11.4)$$

где  $Q_{\text{КБГ}}$  — годовой сток из моря в залив, км<sup>3</sup>;  $Q_{\text{п}}$  — годовой приток поверхностных вод в море, км<sup>3</sup>;  $H$  — средний уровень моря по Бакинскому футштоку, см.

Точность расчета по этому методу составляла  $\pm 3\%$ .

Вследствие размыва бара в проливе и образования водопада эта зависимость в 1940 г. была нарушена. В 1921 г. разность уровней моря и залива составляла 0,44 м, а в 1946 г. — 2,86 м.

К середине 60-х годов сток морских вод в залив Кара-Богаз-Гол уменьшился до 8—10 км<sup>3</sup>. Падение уровня продолжалось, поэтому объем стока в залив к концу 70-х годов сократился до 5—10 км<sup>3</sup>, уровень залива снизился до отметки —32,0 м, площадь уменьшилась до 10 тыс. км<sup>2</sup>, объем вод — до 20—22 км<sup>3</sup>, а соленость рапы возросла до 270—290 ‰ (до начала 30-х годов составляла 200—210 ‰), максимальные глубины в заливе не превышали 3—4 м. Современная площадь залива при стоке в него 5—6 км<sup>3</sup> воды в год по приближенным расчетным оценкам [404, 405] составляет 6—7 тыс. км<sup>2</sup>.

На фоне общей тенденции понижения уровня залива можно выделить несколько периодов колебаний, аналогичных ходу уровня в среднем по морю. Наибольший уровень залива (—26,0 м) отмечался в 1929 г., а наименьший (—29,15 м) — в 1977 г. Таким образом, размах многолетних колебаний уровня залива за период наблюдений на ГМС Кара-Богаз-Гол составил 3,15 м.

В марте 1980 г. прол. Кара-Богаз-Гол был перекрыт глухой плотиной, морская вода перестала поступать в залив.

Площадь залива в конце 1982 г. составляла около 2 тыс. км<sup>2</sup>. В современных условиях она значительно меняется за счет периодического затопления рапой высохших районов при нагонах. В начале 80-х годов после отчленения залива максимальные глубины снизились до 1,2 м при средней глубине 0,75 м, а объем поверхностной рапы в заливе сократился с 22 до 1,5 км<sup>3</sup>. К 1984 г. соленость рапы возросла до 370—390 ‰ и завершился процесс усыхания поверхностных рассолов и превращения залива в «сухое озеро» [405]. Активное осаждение огромной массы солей привело к изменению морфометрических характеристик котловины залива, уменьшению его глубины и быстрому обмелению.

В сентябре 1984 г. сток в зал. Кара-Богаз-Гол был возобновлен при помощи временного водопропускного сооружения. С этого времени в залив ежегодно поступает примерно 1,6 км<sup>3</sup> морской воды.

С начала текущего столетия в зал. Кара-Богаз-Гол поступило более 1000 км<sup>3</sup> морских вод, что может быть сопоставимо с объемом Аральского моря и трехкратным объемом Азовского моря. В переводе на слой, отнесенный к средней для периода 1900—1989 гг. площади моря, это составляет

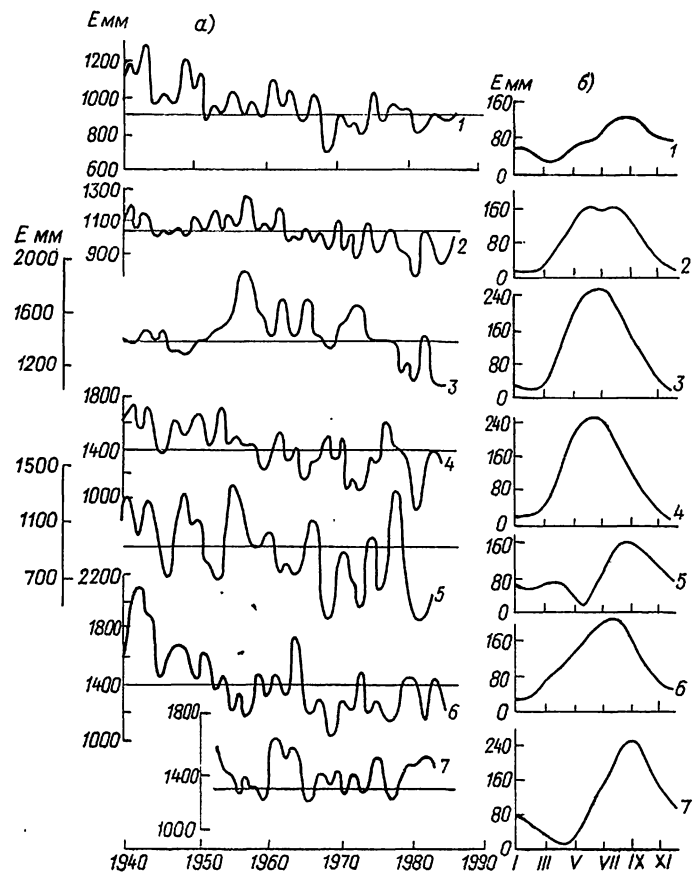


Рис. 11.4. Межгодовые (а) и сезонные (б) изменения испарения с поверхности в различных районах Каспийского моря.

1 — море в целом; 2 — Северный Каспий; 3 — Остров Тюлений; 4 — Остров Кулалы; 5 — Куули-Маяк; 6 — Огурчинский остров; 7 — Нефтяные Камни.

ских вод в зал. Кара-Богаз-Гол. Залив соединялся с морем неглубоким проливом одноименного названия. Наблюдения за стоком воды в залив проводятся с 1928 г.

Сток морских вод в залив определялся разностью высот уровней моря и залива и изменениями сечений русла пролива, соединяющего залив с морем.

До начала 30-х годов в залив ежегодно поступало 20—25 км<sup>3</sup> каспийских вод, а перепад уровней моря и залива составлял 0,5 м.

Резкое падение уровня моря в 30-е годы привело к сокращению стока каспийских вод в залив, падению его уровня. В конце 30-х годов разность уровней моря и залива составляла 0,7 м. По мере падения уровня моря происходило размывание дна пролива, которое приостановилось лишь в середине 40-х годов, когда его дно достигло скалистого известнякового основания и образовался водопад. Это привело к исчезновению непосредственной ги-

около 3 м. Ежегодное снижение уровня моря за счет стока в зал. Кара-Богаз-Гол составляло в среднем 7—9 см в начале столетия и около 1,5 см в конце 70-х — начале 80-х годов. Суммарная экономия морских вод за счет антропогенного фактора (отклонение залива и регулируемая подача воды) составила за 1980—1990 гг. примерно 135 км<sup>3</sup>, что способствовало дополнительному повышению уровня моря на 35—40 см, или на 25 % фактического роста. В настоящее время в условиях резкого повышения уровня антропогенное воздействие на сток морских вод в зал. Кара-Богаз-Гол становится все более ощутимым фактором, влияющим на гидрологический режим моря, в том числе и его уровень. Это воздействие может быть соизмеримо с ежегодными безвозвратными изъятиями волжского стока, т. е. как бы компенсирует их. Сток в зал. Кара-Богаз-Гол отличался наибольшей межгодовой изменчивостью ( $C_v = 0,48$ ) среди составляющих водного баланса, среднемноголетний сток за 1900—1979 гг. составил около 15 км<sup>3</sup> в год ( $\sigma = 7,1$  км<sup>3</sup>).

Наибольший коэффициент межгодовой изменчивости ( $C_v = 0,44$ ) стока в залив наблюдался в период резкого падения уровня моря в 30-е годы (сток вод сократился с 20 до 6 км<sup>3</sup>), а в период замедленного снижения уровня моря (1942—1977 гг.), когда в залив поступало около 10 км<sup>3</sup> в год, его межгодовая изменчивость была незначительной ( $C_v = 0,15$ ). Сезонные изменения стока в залив были невелики, уменьшение абсолютного значения стока на протяжении многих лет сопровождалось уменьшением и размаха сезонных изменений. В среднемноголетнем плане сезонное распределение стока аналогично годовому ходу уровня моря. До 40 % годового стока в залив приходится на летние месяцы (июнь—август) и сентябрь, в феврале—марте в залив поступало незначительное количество вод — около 7 % годового объема.

В расходной части водного баланса сток морских вод в залив достигал около 5—6 % объема.

В многолетнем ходе уровня Каспийского моря можно выделить несколько периодов, соответствующих различному соотношению элементов водного баланса. Высокое положение уровня и относительная его стабильность в начале столетия (1900—1929 гг.) были обусловлены благоприятными гидрологическими условиями, определяющими многоводность рек и относительное равновесие между элементами баланса: поступлением воды в Каспий и ее расходом на испарение с поверхности моря (см. табл. 11.1). Последовательно чередующиеся 4—5-летние циклы многоводных и 5—8-летние маловодных лет приводили к соответствующим повышениям и понижениям уровня поверхности моря, достигавшим за этот период 0,5 м. Тенденция снижения уровня была незначительной, колебания уровня происходили около отметки —26,2 м.

Относительно равновесное состояние сменилось в 30-е годы периодом крайнего дефицита водного баланса, достигавшего 60 км<sup>3</sup> в год, в связи с этим и произошло значительное понижение уровня (на 1,8 м). Такое резкое падение уровня было вызвано крупномасштабными климатическими изменениями. На значительной территории европейской части СССР, в том числе и в бассейне моря, отмечались засушливые условия. Дефицит атмосферных осадков в водосборной части волжского бассейна, формирующей значительную часть годового объема

мирующей значительную часть годового объема речного стока, в сочетании с интенсивно развитыми процессами испарения с поверхности моря и привели к значительному падению уровня Каспия (см. табл. 11.1 и 11.3). Скорость его снижения составляла в среднем около 16 см в год.

В 40—50-е годы при более умеренных климатических условиях в бассейне Каспийского моря темпы падения уровня замедлились. Аномально развитые процессы меридиональной (С) формы циркуляции способствовали увеличению увлажненности. В 1949—1956 гг. дефицит водного баланса составлял около 19 км<sup>3</sup> в год, а в 1957—1969 гг. в море поступало приблизительно на 7 км<sup>3</sup> в год больше воды, чем ее испарялось. В результате в 60-е годы отмечалась некоторая стабилизация уровня около отметки —28,4 м.

В 70-е годы в бассейне моря вновь сложились гидрометеорологические условия, аналогичные периоду 30-х годов. Дефицит баланса (около 50 км<sup>3</sup> в год) привел к падению уровня моря в 1977 г. до самой низкой отметки (—29,0 м). В среднем за 1942—1977 гг. дефицит баланса составил 13,7 км<sup>3</sup> в год, что соответствовало ежегодному снижению уровня моря на 3,7 см (за весь период на 1,2 м).

С 1978 по 1990 г. при положительном водном балансе уровень быстро повышался и уже в 1990 г. его среднегодовая отметка поднялась до —27,5 м БС. Современное повышение уровня моря обусловлено климатическими факторами, определившими увеличение приходных составляющих водного баланса — стока рек и атмосферных осадков. В результате этого в море последнее время поступало в среднем на 50 км<sup>3</sup> в год воды больше, чем ее расходовалось на испарение и сток в зал. Кара-Богаз-Гол, что определило положительные приращения уровня моря и его повышение (около 14 см слоя в год).

Период с 1942 по 1986 г. в целом можно считать временем равновесного водного баланса: в Каспий поступало в виде атмосферных осадков и стока рек примерно столько же воды, сколько ее испарялось с поверхности моря и стекало в зал. Кара-Богаз-Гол. Современный уровень моря (—27,5 м БС) соответствует отметкам начала 40-х годов.

Долго ли будет сохраняться современное повышение уровня моря — сказать трудно, так как ретроспективный анализ не дает однозначного ответа. В пользу гипотезы о кратковременном характере современного повышения уровня свидетельствуют сходные ситуации, неоднократно наблюдавшиеся и ранее, например, в 60-х и 70-х годах прошлого столетия. После этих подъемов (0,6—1,0 м) следовали не менее резкие спады уровня. Если же исходить из гипотезы существования квазивековых циклов изменения уровня моря, то можно предположить, что современный его подъем представляет собой переход к эпохе высокого положения, так как общая тенденция снижения уровня продолжалась более 100 лет. Ответить на поставленные вопросы с достаточной определенностью не представляется возможным. По существу они связаны со сверхдолгосрочным прогнозом не только региональных, но и глобальных климатических условий, оказывающих сложное влияние на условия формирования и многолетнюю изменчивость составляющих водного баланса Каспийского моря.



## 12. ТЕЧЕНИЯ

### 12.1. Течения Северного Каспия

Течения играют важную роль в гидрологическом режиме Северного Каспия. Характер течений в значительной степени определяет пространственно-временные изменения солености и мутности воды, адвекцию тепла, перенос и отложение наносов, формирование рельефа дна, перемещение планктона, особенности гидрохимического режима, процессы загрязнения вод и т. п.

Течения в Северном Каспии определяются ветром, стоком Волги и Урала, распределением плотности воды, они зависят от глубины и рельефа дна, подводной растительности и конфигурации береговой черты.

Речной сток и распределение плотности воды определяют постоянные течения, а воздействие ветра — ветровые и градиентные.

Сравнение скоростей постоянных и ветровых течений показывает доминирующую роль последних в изменении гидрологических условий Северного Каспия.

До 1950 г. в Северном Каспии было выполнено всего несколько тысяч наблюдений за течениями, приуроченных главным образом к ограниченным районам (каналы и т. п.). Серийных наблюдений практически не было. В 1954 г. Н. А. Скриптуновым была внедрена новая методика и основной упор сделан на синхронные учащенные наблюдения за ветром и течениями на судовых многосуточных станциях и стационарных плавмаяках. Такие наблюдения, проводимые Гидрометслужбой, позволили проследить пространственно-временную изменчивость ветровых течений в разных районах Северного Каспия и получить длительные ряды натуральных данных. С 1962 г. в связи с широким внедрением постановок автономных самописцев течений БПВ-2 и расширением наблюдений на судовых многосуточных станциях, плавмаяках и передвижном свайном основании (АПС) Астраханской ГМО по программе ГОИНа выполнено большое количество наблюдений за течениями, особенно в западной части Северного Каспия. Выполнялись также синхронные съемки течений одновременно 5—6 судами. Это был новый этап в получении натуральных данных о течениях рассматриваемого водоема. Часто длительные наблюдения проводились синхронно в 3—6 пунктах.

С 1961 г. регулярно проводятся наблюдения за течениями на «вековых» разрезах Северного Каспия. В течение 5 лет (1962—1966 гг.) течения определялись ежедекадно на разрезе о. Тюлений — Брянская Коса.

Наибольшее количество наблюдений за течениями выполнено в опорных пунктах — на плавмаяках Астраханском приемном (около 160 тыс.) и Волго-Каспийском (12 тыс.) и на стандартных многосуточных станциях.

Меньше освещена наблюдениями восточная часть Северного Каспия. К 1988 г. в Северном Кас-

пии выполнено более 200 тыс. наблюдений за течениями, которые использованы в данной работе.

По режиму течений всю акваторию Северного Каспия можно разделить на три основных района: отмельные зоны устьевых взморьев рек Волги и Урала и остальную акваторию Северного Каспия. Для отмельных зон взморьев характерен своеобразный режим течений, обусловленный стоком рек, мелководностью и наличием водной растительности.

#### 12.1.1. Течения в отмелой зоне взморья Волги

Отмелая (глубины менее 1,3 м) зона взморья Волги представляет собой обширную (200×50 км) акваторию Северного Каспия, прилегающую к морскому краю дельты. В этой зоне доминируют стоковые течения. Только в апреле и ноябре, когда в некоторых местах взморья отсутствует водная растительность, проявляются слабые ветровые течения.

Отмелую зону взморья потоки волжских вод проходят двумя путями: по каналам (бороздинам) в виде руслового потока и по отмелому забровочному пространству в виде плоскостного стока. В первом случае речные воды, выходя из русла, продолжают двигаться по каналу (бороздине) вплоть до выхода за морской устьевой бар. Во втором случае речные воды, проходя через участок речного устьевого бара (микробара), постепенно растекаются широким фронтом по заросшему мелководью взморья, лавируя слабыми струями между островами, косами и куртинами водной растительности и изменяя направление и скорость своего движения. На морском устьевом баре даже слабая струйность плоскостного потока не проявляется.

За морским баром оба вида стоковых течений теряют свои особенности и мористее, до свала глубин, уже составляют однородное стоковое течение, которое охватывает почти весь слой воды от поверхности до дна (3—4 м). Скорости этого течения здесь в половодье составляют 6—8, в межень — 2—4 см/с.

Различно происходит и затухание скорости стокового течения по мере продвижения к морю: при стоке по каналу уменьшение скорости обычно происходит очень плавно и значительные скорости обычно сохраняются до выхода из устья канала; при плоскостном стоке скорости течения резко уменьшаются на микробаре, а затем становятся малыми и почти не изменяются до морского бара.

В условиях мелководного и сильно заросшего водной растительностью устьевого взморья водные потоки дробятся на мелкие струи и в основном переходят в плоскостной сток. В этих условиях искусственные каналы, сопряженные с русловой системой дельты, как правило, становятся магистралями движения речного стока.

В придельтовых участках каналов обычно происходит активное растекание вод по проранам в бровках каналов на забровочное пространство.

Таблица 12.1

## Распределение скоростей течений и расходов воды вдоль Гандуринского канала (август 1983 г.)

Расстояние от морского края дельты, км	Средняя скорость, см/с	Расход воды, м <sup>3</sup> /с
0,0	50	105
0,4	41	50
7,0	24	28
21,0	40	70
38,0	28	22
44,0	74	—
55,0	15	—

Ниже по течению наблюдается свободное втекание вод в канал и растекание из канала на забровочное пространство, что создает очень неравномерное распределение скоростей стоковых течений и расходов воды по длине канала, что видно на примере Гандуринского канала (табл. 12.1).

В половодье различие между плоскостным и каналовым стоком уменьшается, а в межень — увеличивается.

С увеличением расхода воды, повышенном уровне в отмелой зоне происходит увеличение доли плоскостного стока речных вод вследствие растекания воды по забровочному пространству, а доля каналовой — уменьшается. Так, в районе Иголкинского канала плоскостной сток в отмелой зоне в половодье увеличивается в 5—7 раз по сравнению с меженью.

С наступлением межени, когда уменьшается сток, понижается уровень и наступает максимум развития водной растительности, плоскостной сток на взморье ослабевает, заметные стоковые течения сохраняются только в каналах и основных естественных бороздинах.

Скорость течения на забровочном пространстве в апреле равна 5, в пик половодья (июнь) — 15—20, в августе — 2 см/с. В канале в это время скорость течения изменяется от 20 до 60 см/с.

Особенно значительна роль каналов в пропуске волжских вод через отмелую зону взморья в ледовый период, когда лед резко сокращает площадь живого сечения взморья и уменьшает скорость стокового течения в забровочном пространстве.

Сезонные изменения скоростей течений в Волго-Каспийском канале составляют от 50 до 140 см/с (табл. 12.2).

На морском участке магистральных каналов, вблизи морского бара, скорости течения изменяются под воздействием сгонов и нагонов. Размах этих изменений составляет примерно 20—25 см/с [ $\pm(10—12)$  см/с].

Таблица 12.2

## Скорости течений на 145-м километре Волго-Каспийского канала в 1976 г.

Месяц	Средняя скорость, см/с	Месяц	Средняя скорость, см/с
Май	60—80	Август	90
Июнь	120—140	Сентябрь	50—80
Июль	70—100	Октябрь	70

На основе многолетних натурных наблюдений и фотосъемок из космоса составлена схема стоковых течений в отмелой зоне взморья (рис. 12.1).

Воды рек Бахтемира и Старой Волги в отмелой зоне идут по Волго-Каспийскому каналу и двумя широкими (до 2 км) струями с обеих сторон канала. Четкость этих струй прослеживается до 160-го километра канала. На остальной акватории района преобладает плоскостной сток без ярко выраженной структуры.

Воды Горной, Гандуринского и Никитинского банков (судоходных водотоков) проходят отмелую зону по Гандуринскому каналу широкой (до 2 км) вдольканальной струей (в основном с западной стороны), которая дважды пересекает канал.

В Каменскую яму втекают воды Большого Белужьего, Кулагина и Рытого банков, сливаясь далее в единый широкий (до 4 км) поток по Кировскому каналу. На 15-м километре канала поток раздваивается. Восточная ветвь вод идет по каналу до Бухтовых островов, а западная, обтекая отмель, поворачивает к юго-западу, а затем выходит на юг за морской бар через бороздину Проходную.

Отмель Барской косы прорезана речинами, по которым сбрасывается часть волжских вод из Каменской ямы в море. Скорость течения в речинах 20—80, а в ледовый период — 20—50 см/с.

В Бардынинский район поступают воды Колочного, Створинского, Бардынинского банков. Часть этих вод по Каралатской бороздине идет на юго-восток в Тишковскую яму. Другая часть проходит отмелую зону по Бардынинскому каналу со скоростью 40—50 см/с, а между островами Бакачным и Хазавским скорость увеличивается до 80—100 см/с.

Волжские воды, поступающие в Тишковскую яму, разделяются на два потока: один идет по Тишковскому каналу на юг, другой — на юго-восток между островами Нижний Осередок и Большим Сетным.

Воды рек Бушмы и Таловой проходят по Белинскому каналу и к западу от него. На среднем участке отмечается активный отток вод канала через прораны левой бровки. Южнее через правую бровку идет приток вод в канал.

В Карайский район выходят воды рукавов Чурки и Лебяжинки. Часть их идет по Карайскому каналу, а другая, большая, проходит по бороздине, расположенной к западу от канала.

Воды низовья р. Бузана проходят отмелую зону по Обжоровскому каналу. На забровочном пространстве здесь скорости течения слабые (3—4 см/с).

По Иголкинскому каналу в море поступают воды р. Широкой, а по Ганюшинскому — воды притока Шаронова.

Таким образом, в отмелой зоне взморья имеется шесть ярко выраженных стоковых потоков волжских вод: по Волго-Каспийскому, Гандуринскому, Кировскому, Бардынинскому, Белинскому и Карайскому каналам. В западной части отмелой зоны взморья течения в основном направлены на юг, а в восточной — на юго-юго-восток.

Падение уровня моря в 70-е годы изменило режим стоковых течений в отмелой зоне: увеличились скорости течения в морской части каналов, резко уменьшилось влияние сгонов на стоковые течения.



В годы последнего подъема уровня уменьшились скорости стоковых течений в морской части каналов, а увеличение расходов воды в Волге привело к повышению скорости течений в придельтовой части каналов. Зона максимальных скоростей стоковых течений в каналах взморья сместилась вверх по течению, ближе к морскому краю дельты.

В летне-осенний период существенное влияние на характеристики течений оказывает водная растительность, очень развитая в отмелой зоне взморья и вдоль каналов. Растительность препятствует формированию единого стокового и ветрового потока.

В половодье в отмелой зоне (с глубинами менее 1,5—2,0 м), а при слабых ветрах и в межень доми-

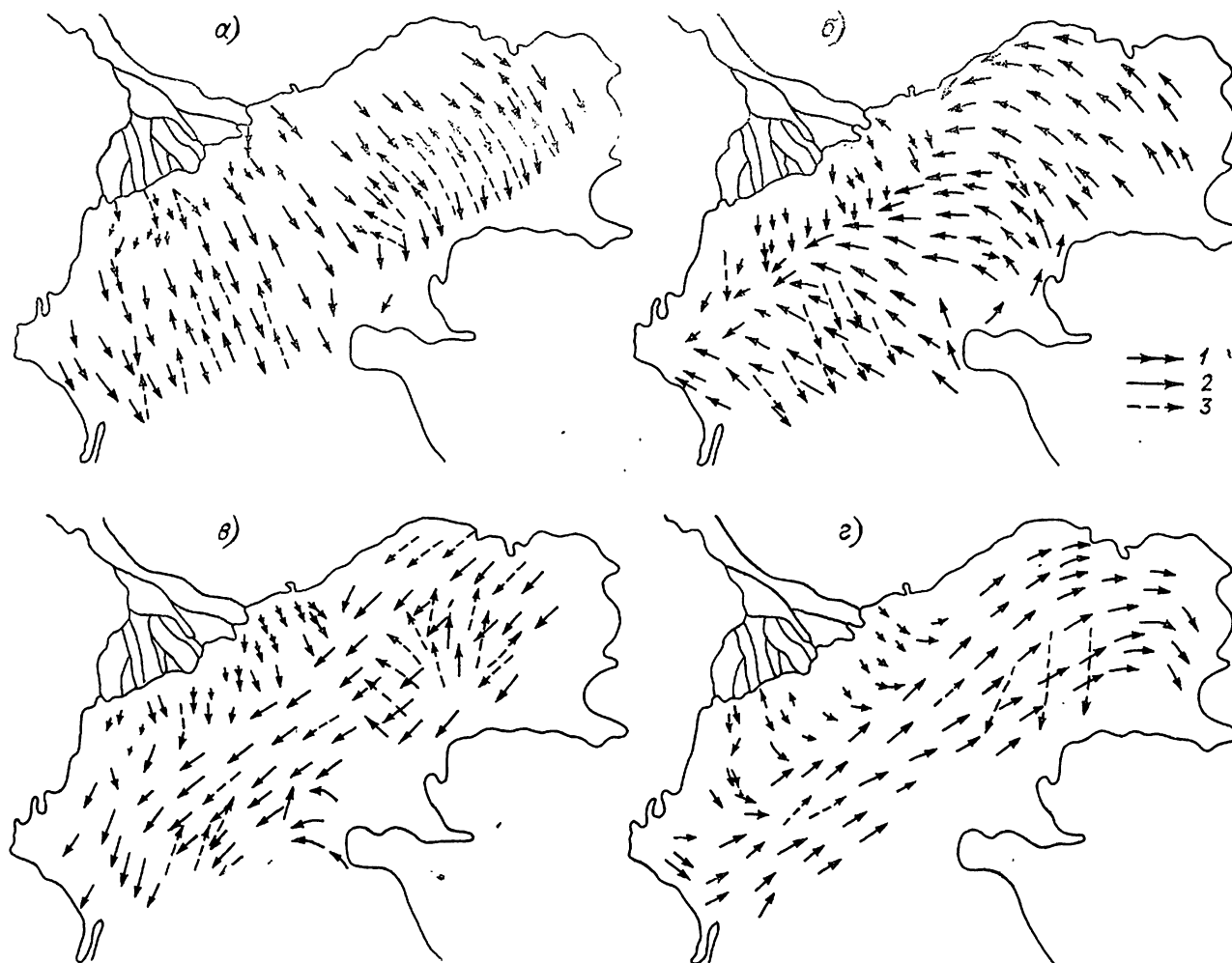


Рис. 12.1. Стоковые (1) и ветровые течения на поверхности (2) и у дна (3) при устойчивых северо-западном (а), юго-восточном (б), северо-восточном (в) и юго-западном (г) ветрах.

### 12.1.2. Течения на устьевом взморье Урала

На устьевом взморье Урала течения изучены слабо. С 1957 по 1984 г. на взморье выполнено около 9 тыс. одноразовых наблюдений за течениями, причем большинство из них — при спокойной погоде. Течения на уральском взморье определяются стоком реки и ветром. Уральские воды выходят на устьевое взморье в основном двумя сосредоточенными потоками через Урало-Каспийский и Яицкий каналы, которые суммарно пропускают 80 % стока реки. Остальная часть стока поступает на взморье через малые протоки дельты и прораны в бровках Урало-Каспийского канала.

Весной над взморьем Урала преобладают восточные и юго-восточные ветры (35—40 %), летом (июнь—август) увеличивается повторяемость ветров северо-западной четверти, а осенью опять преобладают ветры восточных румбов. Скорость ветра постепенно убывает от весны к лету, а к осени — увеличивается.

нируют стоковые течения: в каналах в виде руслового потока, на забровочной акватории в виде широкого плоскостного стока. В половодье различие между струйным и плоскостным стоком уменьшается, а в межень — увеличивается.

В Урало-Каспийском канале (УКК) скорость стокового течения в половодье может достигать 100—150, в межень — 20—35 см/с. Среднее направление течения в канале — 225° (на юго-запад). Мористее основная масса уральских вод поворачивает на юг и даже на юго-восток [374].

На забровочном пространстве скорость стокового течения равна 10—15, в межень — 4—7 см/с. Максимальная скорость отмечается в пик половодья (конец мая — начало июня), при котором на взморье поступает до 70 % годового стока Урала.

При ветре характеристики течений изменяются, и на устьевом взморье преобладает течение, обусловленное совместным действием стока реки и ветра. В результате этого даже в УКК отмечается большая пространственно-временная изменчивость

течений вплоть до появления течений, обратных стоковому.

В ледовый период в средней части канала скорости течения равны 30—35, в устье канала — 8—14, а на взморье, в 7 км от устья УКК, — 3—4 см/с. По данным БПВ-2 за ряд лет (горизонт 1,5 м) в 6 км к западу от о. Зюйдвестовая Шалыга основное движение воды подо льдом идет на юго-восток (36 %), восток (31 %), а также на север (15 %). Скорости течения в 96 % случаев были менее 5 см/с.

В безледный период в приглубой (с глубинами более 2 м) части устьевого взморья Урала господствуют ветровые течения, направление которых в основном совпадает с направлением устойчивого ветра. Наибольшая устойчивость направлений течений отмечается при восточном и западном ветрах, а наименьшая — при южном ветре. По вертикали направление течения обычно не изменяется.

В безледный период года на взморье Урала доминирует (до 20 %) перенос вод на юго-восток, вдоль гряды островов и шалыг.

При нагонных (от западного до юго-восточного через юг) и нейтральных (западо-северо-западном и восточно-юго-восточном) ветрах на устьевом взморье существует полоса сопряжения стокового и встречного ветрового течений, обычно располагающаяся в районе полутораметровой изобаты.

Весной и осенью преобладает перенос вод в западном направлении, а летом — в восточном. Наибольшие скорости характерны для юго-восточного и северо-западного направлений течений. Ветровой коэффициент при скоростях ветра в интервале 5—10 м/с для взморья Урала составляет 0,02—0,029.

Ветровые течения на мелководном взморье быстро (за 1—3 ч) развиваются и затухают. Скорости течения в отмелой зоне взморья меньше, чем на предустьевом пространстве моря.

Средняя скорость ветра в период наблюдений за течениями на взморье Урала равна 4,3 м/с, а средняя скорость течения — 9,4 см/с. Средняя же скорость ветра по наблюдениям на ГМС Зюйдвестовая Шалыга за весь безледный период 1956—1964 гг. равна 5,8 м/с. Отсюда по установленному для взморья Урала среднему ветровому коэффициенту ( $K = 0,022$ ) расчетная средняя скорость течения здесь равна 13 см/с.

### 12.1.3. Ветровые течения

В Северном Каспии выделяются стоковые, плотностные, ветровые и компенсационные течения. Постоянные течения — стоковые и плотностные — характерны для устьевого взморья Волги (до района с глубинами 12—15 м) и заметны лишь при устойчивом штиле.

Поскольку повторяемость штиля в Северном Каспии мала (6—8 %), то основное значение имеют ветровые течения. Мелководность водоема обуславливает резкие изменения направления и скорости ветрового течения, которое быстро развивается и затухает, усиливает роль ветров в формировании течений.

Схемы течений Северного Каспия по данным наблюдений предлагались Н. М. Книповичем [213], А. И. Михалевским [276], Н. Н. Горским [128], В. А. Ледневым [243], А. К. Леоновым [245] и др.

На основании синхронных многосуточных наблюдений в Северном Каспии, проведенных в 1954—1956 г., Н. А. Скриптунов составил схему стоковых и ветровых течений на взморье Волги [395], в 1974 г. — схемы ветровых течений в западной части Северного Каспия [370], а затем и для всего Северного Каспия [371]. Сходные схемы течений получены на основе материалов Астраханской ГМО и ГОИНа [444].

Ветры со скоростью 5 м/с не вызывают значительных и устойчивых течений. При неустойчивых и слабых ветрах направление течений может быть практически любым. Поэтому составлять схемы течений для таких периодов нецелесообразно.

При сильных и устойчивых ветрах течение обычно имеет строго определенное направление, соответствующее данному ветру, и в этом случае для фазы развития скорости ветра может быть дана типичная схема течений.

Относительно четкая зависимость скорости течения от ветра получена для устойчивых по скорости и направлению ветров (табл. 12.3).

При переменном или ослабевающем ветре эти зависимости не выполняются, поскольку в этом случае основную роль начинают играть компенсационные (градиентные) течения.

При смене направления ветра схема течений постепенно, а иногда резко изменяется в соответствии с ветром другого направления. Летом, когда слабые неустойчивые ветры часто сменяются штилями, смежные периоды устойчивых течений разделяются продолжительными (до нескольких суток) периодами слабых, неустойчивых течений.

При северных и северо-западных устойчивых ветрах направление ветрового течения в целом совпадает с направлением стокового течения. При всех остальных ветрах на взморье Волги существует зона схождения стокового и ветрового течений, положение которой в зависимости от направления, скорости и продолжительности действия ветра и расхода воды в реке меняется. Обычно эта зона приурочена к морскому устьевому бару взморья, само существование которого отчасти может быть объяснено наличием здесь зоны схождения речного и морского потоков и отложения наносов, поступающих из дельты реки и со стороны моря.

Активное взаимодействие стокового и ветрового течений отмечается в относительно узкой зоне на мористом склоне устьевого бара с глубинами 0,6—1,8 м. На устьевых участках больших каналов эта зона обычно на 1—2 км смещена к югу.

На Кулалинском пороге при северном ветре в районах с глубинами более 3 м течение у дна

Таблица 12.3

Зависимость скорости течения (см/с) от скорости и направления устойчивого ветра в центральном районе Северного Каспия [372]

Скорость ветра, м/с	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
5	13	18	16	12	13	18	15	13
7	19	25	22	15	16	24	19	18
10	28	33	30	22	22	31	28	23

Часто направлено на северо-запад и северо-восток. При ветрах с восточной составляющей, т. е. когда на взморье Волги происходит нагон, на пороге придонное течение обычно отклоняется в сторону открытого моря к югу от поверхностного на 20—30°. На поверхности течение, как правило, соответствует ветру. При северо-восточном ветре течение идет на юго-запад на всех горизонтах, а при юго-западном — на северо-восток. Ветры от северо-северо-запада до юго-востока (через восток) вызывают на пороге течения, направленные в западную часть Северного Каспия, а ветры остальных румбов — в восточную.

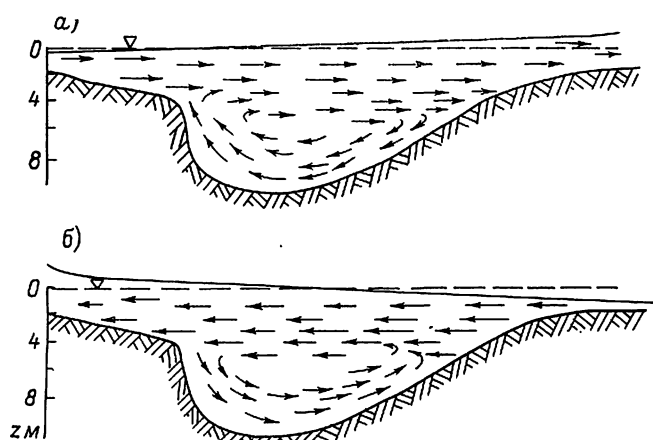


Рис. 12.2. Циркуляция вод в Уральской бороздине (разрез с северо-запада на юго-восток) при устойчивых северо-западном (а) и юго-восточном (б) ветрах.

В районе о. Кулалы при северо-восточном ветре происходит схождение двух потоков — от северо-востока и от востоко-юго-востока.

При сильном северо-северо-западном ветре течение на поверхности идет по ветру, а в придонном слое в районе с глубинами более 3 м — против ветра.

При сильном северо-западном ветре на северном мелководном участке (с глубинами до 3,5 м) течение направлено по ветру от поверхности до дна, а на южном участке — на юго-юго-запад.

При слабом ветре (до 4—5 м/с) после сильных сгонных или нагонных течений на пороге отмечается градиентное течение, часто противоположное направлению ветра.

В Уральской бороздине при устойчивом сильном (10 м/с) северо-восточном ветре течение направлено строго по ветру (вдоль длинной оси бороздины). При устойчивых сильных восточном и юго-восточном ветрах в поверхностном 5-метровом слое и в районах с глубинами менее 4—5 м течение идет по ветру, а на горизонтах более 5 м создается течение, противоположное поверхностному (чаще всего на юго-восток).

При устойчивых сильных северном и северо-западном ветрах в поверхностном слое течение направлено по ветру, а на глубинах более 5 м отмечается (рис. 12.2) противотечение (на северо-запад, западо-северо-запад).

При юго-западном ветре в поверхностном слое течение идет по ветру, а в придонном слое — противотечение с западной составляющей.

В восточной части Северного Каспия при определенных ветровых полях иногда могут возникать кратковременные (несколько часов) горизонтальные циркуляции вод. Так, при устойчивых юго-восточном и северо-восточном ветрах возможно формирование циклонической циркуляции. При западо-юго-западном и юго-юго-западном ветрах может создаваться антициклоническая циркуляция вод.

Анализ многолетних наблюдений за течениями на многосуточных станциях особенно в штиль, позволяет утверждать, что какой-либо постоянно действующей или часто повторяющейся горизонтальной циркуляции вод в восточной части так же, как и во всем Северном Каспии, не наблюдается.

На мелководье вдоль восточного побережья Северного Каспия доминирует вдольбереговое течение (север—юг).

Различие в направлении течений в поверхностном и придонном слоях в Северном Каспии определяется глубиной и рельефом дна, вертикальным распределением плотности воды, продолжительностью и скоростью ветра.

В поверхностном 3—4-метровом слое в районах с глубинами менее 3 м, как правило, течения, вызванные ветром, имеют по вертикали одно направление, за исключением районов отмелей, где в придонном слое направление течения отклоняется от поверхностного под влиянием рельефа дна.

Двухслойное течение часто наблюдается в районах с глубинами 5 м и более, особенно в районе свала глубин на взморье Волги. Если поверхностное течение направлено вдоль морского бара и свала глубин (на северо-восток и юго-запад), то течение в придонном слое совпадает с ним по направлению. Поверхностное течение нагонного типа (нормально свалу глубин) вызывает в придонном слое течение, направленное почти вдоль свала глубин.

Если же поверхностное течение имеет сгонное направление, т. е. идет под большим углом к линии свала глубин от дельты Волги, то придонное течение направлено почти противоположно поверхностному, возникает сгонная циркуляция вод. Именно при сгонных ветрах наиболее часто наблюдаются двухслойные течения.

На взморье Волги, мористее морского бара, в поверхностном слое преобладают ветровые течения основных направлений ветра (восточные румбы), а в придонном — градиентные компенсационные течения, противоположные основному направлению сгонно-нагонных ветров.

Критическая глубина, при которой возникают придонные компенсационные течения, в среднем равна 2,5—3 м и прямо пропорциональна скорости ветра, уклону дна и обратно пропорциональна вертикальному градиенту плотности воды [372].

В зоне смешения существенное влияние на течения оказывают вертикальные градиенты плотности воды.

По материалам наблюдений на плавмаяках и многосуточных станциях в Северном Каспии в среднем в 70 % случаев проявляются ветровые течения, в 12 % преобладают градиентные течения, вызванные сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, и около 18 % составляют слабые, неустойчивые течения.

В районе свала глубин в поверхностном слое при ветрах, параллельных свалу, до 60 % направлений течений строго совпадают с направлением ветра. При ветрах, перпендикулярных свалу глубин, строго по ветру направлено только 35—40 % суммарных течений.

На Кулалинском пороге при восточном ветре строго по ветру направлено 74 % течений, при северо-восточном — 60 %, при юго-западном — 63 %, при остальных направлениях — до 40 %.

В западной части взморья (плавмаяк Астраханский приемный) строго по ветру направлено до 50 % течений при северо-восточном и юго-западном ветрах, а при ветрах остальных румбов совпадение направления течения и ветра составляет 20—25 %. В районе плавмаяка Волго-Каспийского около 50 % всех направлений течений совпадает с направлением ветра, а отклонение вправо и влево от направления ветра на угол до 45° составляет 85—90 %.

Повторяемость типовых схем течений определена по повторяемости направлений, скоростей и продолжительности непрерывного действия ветра одного направления за безледный период по материалам гидрометстанций Северного Каспия за 20 лет. Выбирались случаи продолжительного (не менее 6 ч), развивающегося или устойчивого по скорости умеренного или сильного (не менее 5 м/с) ветра. На этой основе составлена таблица повторяемости схем течения для каждого из 8 основных направлений ветра (табл. 12.4).

Суммарная повторяемость действия устойчивых ветровых течений по типовым схемам за безледный период для всех 8 румбов равна 44 %. В остальное время отмечаются слабые, разнонаправленные и неустойчивые течения.

При штиле (5 % всех случаев наблюдений) в зависимости от глубины и удаленности района от берега в 8—25 % случаев течение отсутствует или настолько слабое, что не имеет четкого направления. Чем ближе к побережью и мелководнее район, тем больше повторяемость отсутствия течений при штиле. В мористых районах, где глубина больше, движение вод по инерции после устойчивых ветров сохраняется более долго, поэтому здесь при штиле меньше повторяемость отсутствия течений. В остальных случаях при штиле действуют градиентные или инерционные течения, причем они в основном доминируют в двух направлениях, вдоль длинной оси Северного Каспия: на северо-восток и восток (до 25 %) и на юго-запад и запад (до 30 %).

Для всех пунктов долговременных наблюдений в Северном Каспии определены направления наибольших из средних скоростей течений, вычисленные для каждого румба. В поверхностном слое наибольшие из средних по румбам скорости имеют течения двух направлений — северо-восточного и юго-западного. В западном и восточном прибрежных районах наибольшие средние скорости течения характерны также для двух румбов — южного и

северного. Наименьшие скорости течений практически для всех районов отмечаются при юго-восточном ветре.

Наибольшие из средних по румбам скорости течений у дна имеют два направления — на юго-запад и северо-восток. Абсолютные наибольшие (90—100 см/с) скорости течений в поверхностном слое также характерны для двух румбов — юго-западного (наиболее вероятного) и северо-восточного. То же самое типично и для придонного слоя во всех районах, за исключением западного, где течения направлены на юг. В зоне стоковых течений и в каналах устьевого взморья Волги абсолютные наибольшие скорости характерны для южного и юго-восточного направлений течений.

Таким образом, направление наибольших средних и абсолютных наибольших скоростей течений за многолетний период совпадают с румбами наибольшей повторяемости течений (северо-восток и юго-запад). Эти течения направлены вдоль морского устьевого бара взморья Волги и северного побережья, а в западном и восточном прибрежных районах преобладают течения вдоль береговой черты (север — юг).

Основной перенос масс воды происходит вдоль большой оси Северного Каспия. У западного побережья с глубинами менее 5 м преобладающее течение направлено вдоль берега на юг и совпадает по направлению со стоковым.

Основными причинами преобладания указанных течений являются повторяемость действия ветра определенных румбов, а также конфигурация береговой черты и рельефа дна Северного Каспия.

Течения, вызываемые ветрами от северного (через восток) до востоко-юго-восточного направления, имеют составляющую на запад, а вызываемые ветрами от южного (через запад) до западо-северо-западного направления — составляющую на восток.

Кроме того, поскольку наиболее устойчивы и продолжительны течения, направленные на юго-запад и северо-восток, эти румбы характерны и для наиболее продолжительных результирующих течений, повторяемость которых включается в повторяемость преобладающих течений.

Особенности рельефа дна западной части Северного Каспия существенно влияют на направление преобладающих течений в некоторых районах. К таким особенностям относятся ориентация изобаты 5 м, наличие крупных банок (Безымянной, Кулалинской), вытянутых на юго-запад, морского устьевого бара Волги и т. д. У западного побережья банки Большая Жемчужная, Средняя Жемчужная, банка о. Тюленьего и ряд других отмелей ориентированы в меридиональном направлении.

При слабых (до 5 м/с) неустойчивых ветрах перенос вод незначителен и им можно пренебречь. При устойчивых ветрах большей силы на фазе их развития или стабилизации ветровое течение в основном соответствует направлению ветра или от-

Таблица 12.4

Повторяемость типовых схем течений в Северном Каспии в безледный период

Схема течений, соответствующая направлению ветра . . . . .	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Повторяемость, % . . . . .	2	6	11	8	1	3	5	8

клоняется от него под влиянием конфигурации берега вправо или влево не более чем на 45°.

При переносе вод течениями выделяются три вида периодов: продолжительного (1—2 сут) переноса вод в одном направлении при устойчивом ветре; кратковременные (обычно несколько часов) периоды смены направления одного устойчивого переноса вод другим; периоды штилей и слабых ветров, при которых перенос вод в одном направлении практически не происходит.

Расстояние переноса вод за период их движения в одном направлении  $W_{cp}\Delta t$  изменяется от 5 до 100 км, причем 63 % повторяемости приходится на интервал 5—20 км.

#### 12.1.4. Сезонные изменения течений

Под влиянием крупномасштабных изменений атмосферной циркуляции и тепловых процессов в Северном Каспии выделяются два основных периода в режиме течений — безледный и ледовый.

В ледовый период вода изолирована от действия ветра. В результате этого в Северном Каспии практически прекращаются ветровые течения и увеличивается относительная роль стока Волги и Урала в возбуждении течений подо льдом. Однако, сток речных вод, особенно Урала, в зимний период мал, поэтому стоковые течения заметны только на устьевом взморье, в зоне транзита речных вод. В западной части Северного Каспия подо льдом эпизодически проявляются также инерционные и градиентные течения как следствие развития ветровых течений южнее кромки льда.

Весной и осенью преобладают ветры восточных (26 %) и юго-восточных (19 %) направлений. Летом (июнь—июль) увеличивается повторяемость западных, юго-западных и южных ветров, хотя в целом в эти месяцы несколько преобладают восточные ветры.

Повторяемость умеренных и сильных ветров в летний период заметно уменьшается по сравнению с весной и осенью. Такие же изменения отмечаются и в продолжительности непрерывного действия ветра одного направления.

Летом погодные условия в Северном Каспии неустойчивы, отмечается довольно частая смена направлений и скорости ветра. Действующие в это время обычно слабые переменные ветры не вызывают сколько-нибудь устойчивых по направлению течений, и, следовательно, в целом результирующий перенос вод в этот сезон незначителен.

Весной и осенью, когда над Северным Каспием обычно устанавливается отрог азиатского антициклона, ветры наиболее устойчивы по направлению, продолжительны и имеют более высокие скорости.

В эти сезоны течения более устойчивы по направлению и перенос вод значителен.

Разложение суммарного вектора на составляющие по материалам наблюдений на плавмайке за 1961—1979 гг. показало, что в широтном переносе вод весной в поверхностном слое несколько преобладают течения с западной составляющей (53 %), летом — с восточной (59 %), а осенью — вновь с западной (58 %). На горизонтах 5 м и ниже во все сезоны преобладают течения с восточной составляющей (55—65 %).

В меридиональном переносе вод весной в западной части Северного Каспия преобладают течения, направленные на юг (22 % против 14 % на север), осенью — тоже на юг (23 % против 16 % на север), летом — на север (22 % против 14 % на юг), причем эта закономерность наиболее четко проявляется на горизонтах 5 м и ниже.

Таким образом, в поверхностном слое весной и особенно осенью преобладает перенос вод в западном и юго-западном направлениях, летом усиливается перенос на северо-восток и восток. В целом за безледный период преобладает перенос вод вдоль морского бара взморья Волги на запад и юго-запад. В придонном слое при глубинах более 5—6 м почти во все сезоны немного чаще преобладает перенос вод на восток (северо-восток).

Большое значение в сезонном изменении характеристик течений по вертикали имеет распределение плотности воды. В весенне-летний период, особенно при устойчивых сгонных ветрах, в западной части Северного Каспия в районах с глубинами более 6—7 м распределение плотности воды по вертикали неоднородно, в придонных горизонтах обычно имеется слой скачка плотности, который разделяет толщу воды на два слоя с различными характеристиками течений.

Ранней весной и поздней осенью, а также в летний период при сильных (более 10 м/с) продолжительных нагонных ветрах плотность воды однородна до горизонтов 15—20 м и различия в характеристиках течений на разных горизонтах малы.

Соотношение скоростей в поверхностном и придонном слоях изменяется по сезонам в зависимости от вертикальных градиентов плотности и средней скорости ветра. Для районов с глубинами более 6—8 м чем больше среднемесячная скорость ветра и чем меньше разность плотности поверхностного и придонного слоев, тем меньше различие в значениях скоростей (табл. 12.5) и в направлениях течений в этих слоях [370].

Обычно наибольшее различие между скоростями поверхностного и придонного течений отмечается при сгонах, а наименьшее — при нагонах. В отдельных случаях различие в скоростях течений в слоях

Таблица 12.5

Среднемесячная скорость ветра, разности условной плотности воды и средних скоростей течений между поверхностным и придонным слоями в районе свала глубин взморья Волги (Астраханский приемный плавмаляк, 1962—1979 гг.)

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Средняя скорость ветра, м/с . . . . .	6,9	6,6	5,9	5,5	4,8	6,1	6,0	7,0
Разность условной плотности воды . . . . .	1,50	1,88	2,71	3,07	1,35	0,89	0,46	0,35
Разность средних скоростей течений, см/с . . . . .	7	6	7	7	4	2	2	2

Таблица 12.6

Среднемесячные скорости течений (см/с) в районе свала глубин взморья Волги (Астраханский приемный плавмаяк)

Горизонт, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Среднее
0	19,0	17,9	16,8	14,7	13,2	15,0	14,3	14,8	15,7
5	16,6	16,5	16,0	14,2	14,3	15,5	14,2	14,1	15,2
9	11,4	11,9	10,1	8,0	9,8	13,1	12,8	12,0	11,1

выше и ниже слоя скачка плотности воды на взморье Волги может достигать 25 см/с.

На всех горизонтах наблюдаются сезонные изменения средней за месяц скорости течения. Наибольшая скорость отмечается весной (табл. 12.6),

Таблица 12.7

Повторяемость (%) направлений течений, осредненных по трем горизонтам (0, 5, 9 м) за безледный период (Астраханский приемный плавмаяк, 1961—1979 гг.)

Месяц	Направление течения								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С
Май	11,0	11,4	6,3	11,7	21,0	21,0	8,4	7,4	1,8
Июнь	17,1	16,1	7,1	8,9	15,0	15,1	8,1	10,2	2,4
Июль	15,7	17,6	7,9	9,0	14,6	15,0	8,1	9,5	2,5
Август	13,5	14,2	7,1	9,5	17,6	17,8	10,8	7,7	1,8
Сентябрь	14,2	12,8	6,3	10,4	18,5	16,7	10,6	9,4	1,0
Октябрь	15,0	11,3	6,3	10,9	19,6	17,9	9,1	8,5	1,4
Ноябрь	13,5	9,6	5,7	10,2	21,1	20,9	9,9	4,7	0,7
Среднее	14,3	13,3	6,7	10,1	18,4	18,0	9,3	8,2	1,7

летом (июль—август) она становится минимальной, а к осени вновь увеличивается, что находится в полном соответствии с режимом скорости ветра.

В переходный период между летним и осенним сезонами (сентябрь) на всех горизонтах отмечается несколько повышенная средняя скорость течения (см. табл. 12.6), что объясняется повышенной активностью ветра в этом месяце.

Сезонные изменения характеристик течений проявляются внутри отдельных румбов направлений течений (табл. 12.7, 12.8).

Таблица 12.8

Среднемесячная и за безледный период скорости течения (см/с) на горизонте 5 м по румбам (Астраханский приемный плавмаяк, 1961—1979 гг.)

Месяц	Направление течения								
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	С
Май	15,5	17,1	15,6	15,5	17,9	15,9	13,3	12,4	
Июнь	20,2	19,9	14,2	15,4	16,7	15,2	14,2	15,1	
Июль	14,2	16,7	11,1	9,9	13,9	12,0	11,9	11,8	
Август	14,7	15,6	14,4	13,2	14,9	15,8	13,1	10,5	
Сентябрь	16,1	14,3	11,6	14,9	15,2	14,0	13,8	11,0	
Октябрь	19,4	14,4	12,7	15,2	17,5	15,0	13,2	14,0	
Ноябрь	20,6	16,5	13,0	10,9	15,6	14,7	11,7	12,9	
Безледный период	17,5	16,5	13,2	13,7	16,1	14,8	13,0	12,5	

## 12.1.5. Межгодовые изменения течений

Межгодовые изменения течений и итогового за безледный период переноса вод в западной части Северного Каспия определяются межгодовыми изменениями ветра, стока Волги и тепловых процессов, влияющих на вертикальное распределение плотности воды [373].

В годы с увеличением повторяемости ветров восточных румбов увеличивается перенос вод вдоль большей оси Северного Каспия на юго-запад, вынос их в западную часть Среднего Каспия и усиление притока воды из Среднего Каспия в Северный в районе п-ова Тюб-Караган и о. Кулалы.

В годы с усилением переноса воздушных масс с запада отмечается обратный процесс — усиливается движение вод в восточном и юго-восточном направлениях, а в придонном слое — поступление вод из Среднего Каспия в Северный, т. е. чаще наблюдается циркуляция сгонного типа.

Влияние стока Волги проявляется в том, что в многолетние годы в период половодья в поверхностном слое усиливается перенос вод от дельты Волги на юг, а в придонном слое — подток морских холодных вод на север. В маловодные и холодные годы эти процессы выражены слабее.

Многолетняя изменчивость течений и переноса вод проявляется главным образом в изменениях повторяемости направлений течений и в меньшей степени — их скорости. Среднеквадратическое отклонение для повторяемости направлений течений почти в 1,5—2 раза больше, чем для средней по румбам скорости. Это вытекает из самой природы межгодовой изменчивости основного фактора, вызывающего течения в этом районе, — ветра.

Изменчивость осредненных за безледный период характеристик течений от года к году происходит в основном за счет их изменений в мае—июне и в октябре—ноябре, т. е. в те месяцы, когда более активно развивается ветровой перенос вод в Северном Каспии, и в меньшей степени — в летний период.

Значительную долю в межгодовой изменчивости течений составляют изменения направления в двух секторах: от северного до северо-восточного и от южного до юго-западного, т. е. течений, имеющих наибольшую повторяемость.

Наименьшая межгодовая изменчивость осредненных за безледный период характеристик течений отмечается для направления наименьшей повторяемости течений (восток).

Межгодовая изменчивость течений, а следовательно, и итогового за год переноса вод наиболее выражена в поверхностном слое (табл. 12.9).

В 70-е годы в межгодовых колебаниях повторяемости течений в западной части Северного Каспия произошло изменение: значительное усиление переноса вод на юг и юго-запад и его ослабление на север и северо-восток. Это связано с некоторым увеличением повторяемости ветров восточных румбов и отчасти с усилением стокового потока из Волго-Каспийского канала и западных рукавов дельты Волги.

Анализ многочисленных синхронных наблюдений за течениями на плавмаяке, многосуточных и буйковых станциях показал относительную однородность поля течений и общность их синоптичес-



Таблица 12.9

Характеристики результирующих векторов течения за безледный период (апрель—ноябрь) по наблюдениям на Астраханском приемном плавмаяке (1961—1979 гг.)

Год	Горизонт, м					
	0		5		9	
	Направление,	Скорость, см/с	Направление,	Скорость, см/с	Направление,	Скорость, см/с
1961	199	1,5	201	2,8	170	2,2
1962	24	2,6	86	3,4	88	1,2
1963	109	0,9	3	1,4	320	1,0
1964	298	0,2	97	1,3	124	1,3
1965	5	0,2	77	2,8	177	0,6
1966	264	1,9	102	3,2	179	2,0
1967	224	1,5	206	0,9	155	1,9
1968	247	3,8	192	3,3	185	3,8
1969	24	0,6	137	0,7	262	0,5
1970	309	2,0	61	2,9	128	0,2
1971	231	3,1	153	0,9	149	2,1
1972	266	1,6	75	2,1	136	2,5
1973	109	0,6	29	1,7	244	0,7
1974	240	4,8	200	4,0	205	3,7
1975	219	6,1	202	3,0	196	3,4
1976	215	6,7	202	4,6	207	4,5
1977	206	4,7	270	1,0	239	2,5
1978	176	3,2	242	2,7	223	2,9
1979	262	5,9	229	1,7	218	2,3
Среднее	232	2,2	146	1,0	192	1,6

ких изменений практически во всей западной части Северного Каспия. Поэтому основные черты межгодовой изменчивости течений и переноса вод, полученные для района плавмаяка, характерны для всей западной части Северного Каспия.

#### 12.1.6. Статистические характеристики течений

Статистические характеристики течений даны на основе стационарных долговременных наблюдений (10—20 лет), в первую очередь, на плавмаяках Астраханском приемном и Волго-Каспийском и на многолетних многосуточных станциях V и VII (более 150 тыс. наблюдений).

Оценка имеющегося ряда наблюдений за течениями по основному определяющему течения фак-

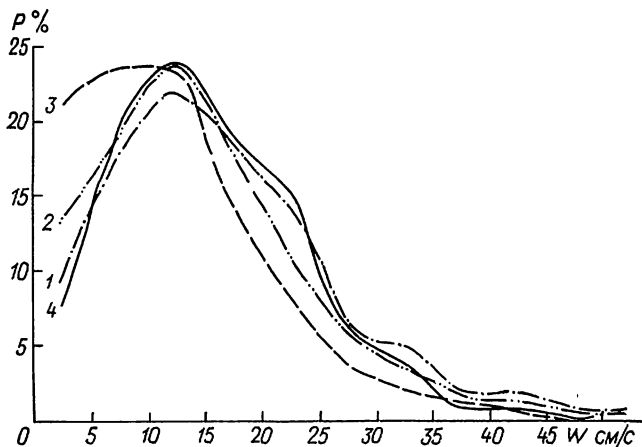


Рис. 12.3. Распределение вероятности  $P$  скорости течения  $W$  по данным наблюдений на плавмаяках Астраханском приемном (1961—1975 гг.) (1—3) и Волго-Каспийском (1962—1966 гг.) (4) на разных горизонтах. 1—0 м; 2—5 м; 3—8 м; 4—0 м.

тору — ветру [365] показала, что выборка синхронно наблюдающихся ветра и течений достаточно полно отражает многолетнюю климатическую характеристику ветра в этих районах. Использованный статистический ряд является однородным и его члены практически независимы. Корреляционный анализ показал, что характеристики течений двух смежных наблюдений через 6 ч слабо связаны между собой (коэффициент корреляции 0,5). Оптимальной градацией для статистической обработки наблюдений за течениями определено значение 4—5 см/с.

Исследование зависимости изменений статистических характеристик течений от длины ряда показало, что для получения устойчивых вероятностных характеристик в условиях Северного Каспия достаточно 2500 наблюдений в одном пункте, выполненных через 6 ч. В этом случае получаем повторяемость направлений течений по каждому из 8 румбов с точностью до 0,5 %, средние скорости с точностью до 0,5 см/с, надежную кривую распределения вероятности модуля скорости течения. Среднеквадратическая погрешность определения средней скорости равна 0,2 см/с.

Кривая распределения вероятности модуля скорости течения в Северном Каспии аппроксимируется кривой распределения Рэлея [367].

По мере приближения ко дну и берегу кривая распределения становится более асимметричной, сдвигается в сторону малых значений скорости, а вероятность модального значения увеличивается (рис. 12.3).

Средняя скорость течения для разных пунктов Северного Каспия равна 14,5—18,0 см/с, а ее обеспеченность составляет 45—47 %. Модальное значение скорости, равное 11—12 см/с, имеет обеспеченность 55—60 %.

Максимальная скорость течения по наблюдениям превышает значение средней скорости в 4,7 раза, скорость обеспеченности 1 % — в 3,3 раза, а скорость обеспеченности 5 % — в 2,5 раза.

Имея среднюю скорость и зная закон распределения скоростей, можно определить предельные значения. Для этого, задавшись некоторой доверительной вероятностью, определяют переходный коэффициент.

Максимальные скорости, приближенно рассчитанные по зависимости скорости течения от скорости ветра путем экстраполяции, имеют порядок 1,2—1,3 м/с при скоростях ветра 24—28 м/с.

Течения в Северном Каспии отличаются большой временной изменчивостью. Анализ изменений скорости течений между двумя смежными срочными наблюдениями (через 6 ч) показал, что в 70 % случаев скорость изменялась на 6 см/с и менее, а в 50 % случаев — не более чем на 4 см/с. Изменения скорости течения за 6 ч более чем на 10 см/с происходят в 12 % случаев.

Изменения направлений течений за 6 ч до 20° составляют 4 %, на 40° ( $\pm 20^\circ$ ) — 58 % случаев.

Размах колебаний средней скорости течения за период навигации от года к году равен 5 см/с.

Межгодовая изменчивость средней скорости течения внутри каждого румба для преобладающих направлений (юго-западное и северо-восточное) составила 6—10 см/с, а для остальных румбов — 3—5 см/с.



В межгодовых изменениях кривой распределения вероятностей модуля скорости течения наиболее характерны для малых скоростей (градации 0—4, 5—9 см/с).

Чем больше повторяемость направления течения данного румба, тем больше средняя скорость по данному направлению. Обычно наибольшую среднюю скорость имеют течения, идущие вдоль генерального направления береговой черты или изобат, а наименьшую — по нормали к ним.

#### 12.1.7. Водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия

Водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия характеризуется режимом течений на Кулалинском пороге. Этот порог представляет собой возвышенность с глубинами 2,0—4,5 м и отделяет обширную Уральскую бороздину (с глубинами 6,0—8,5 м), расположенную восточнее него, от западных районов Северного Каспия [372].

Течения на Кулалинском пороге в основном определяются ветром. Составляющие течения, создаваемые стоком Волги и пресным балансом восточной части Северного Каспия, на один-два порядка меньше составляющей ветрового течения. Коэффициент корреляции между устойчивым ветром и течением достигает в зависимости от румба 0,75—0,85.

Для изучения режима течений и водообмена использованы материалы наблюдений ГОИНа и Астраханской ГМО в 1955—1988 гг. на многосуточных станциях и разрезах на Кулалинском пороге (более 200 сут).

Одинаковый по направлению ветер на всем разрезе (Кулалинского порога) наблюдался в 80 % случаев, при этом в 61 % случаев направления течений по всему разрезу практически совпадали с направлением ветра, в 12,5 % случаев — не совпадали, и в 6,9 % — не совпадали только в поверхностном слое.

При устойчивых ветрах со скоростью более 5 м/с ветровое течение на Кулалинском пороге в основном соответствует направлению ветра или отклоняется от него вправо или влево не более чем на 45°. При слабых, неустойчивых по времени ветрах перенос вод незначителен и им можно пренебречь.

Ветры от северо-северо-запада до юго-востока (через восток) вызывают течения, направленные в западную часть Северного Каспия, а ветры остальных румбов — в восточную. Наибольшую повторяемость (13—15 %) на Кулалинском пороге имеют течения вдоль большой оси Северного Каспия — в секторах ССВ — ВСВ и Ю — ЮЮЗ. Примерно в 70 % случаев на пороге отмечается устойчивое ветровое течение, в 12 % — градиентные течения, в 18 % — слабые, неустойчивые течения.

При устойчивом ветре на Кулалинском пороге более 80 % времени наблюдаются также устойчивые однонаправленные течения. Именно такие периоды определяют условия водообмена между восточной и западной частями моря.

При неустойчивых, слабых течениях, когда отмечается смена ветра и происходит перестройка направлений течений, на пороге могут появляться двухслойные и двух-, трехструйные потоки, однако повторяемость таких случаев мала (около 10 %).

В эти периоды существенного переноса вод через порог не происходит.

Ветровые течения на пороге создают нагон или сгон в восточной части моря. На фазе затухания скорости ветра или изменения его направления наблюдаются градиентные течения в виде компенсационного потока обратного направления.

Двухструйная циркуляция вод на Кулалинском пороге в результате поперечной неравномерности скорости ветра может возникать только в исключительных случаях и в целом не имеет решающего значения в водообмене.

Вследствие мелководности Кулалинского порога (менее 5 м) течения здесь, как правило, однослойные, развитие придонных противотечений затруднено. В 89 % случаев наблюдений течение у дна отклоняется от поверхностного не более чем на 45°.

Следовательно, механизм водообмена можно представить следующим образом: все сечение пролива над порогом обычно занято однонаправленным потоком с относительно одинаковыми скоростями. Компенсационное градиентное течение появляется после прекращения активного действия ветра в определенном направлении. На пороге в основном происходит чередование движения вод в западном и в восточном направлениях.

Четко выделяются две группы периодов в процессе переноса вод: периоды продолжительного устойчивого переноса вод в одном направлении при устойчивом ветре одного направления и кратковременные (обычно несколько часов) периоды смены направления устойчивого переноса вод, т. е. перестройки процесса водообмена через Кулалинский порог. Из 170 проанализированных случаев разового однонаправленного движения вод на пороге по многосуточным станциям за 1955—1982 гг. 53 % (23 % на запад, 30 % на восток) относились к перестройке устойчивых периодов, объем таких разовых переносов вод через порог был менее 0,01 км<sup>3</sup>.

Дальность переноса вод  $W_{cp}\Delta t$  с востока на запад за время движения вод в одном направлении через порог изменялась в диапазоне от 5 до 100 км, причем 61 % повторяемости приходилось на интервал 5—20 км. С запада на восток дальность переноса изменялась в диапазоне 35—40 км, повторяемость диапазона 5—20 км составляет 64 %. При средней скорости ветра 6,5 м/с течение переносит воды в одном направлении на расстояние до 10—12 км.

Средняя продолжительность устойчивого движения вод в одном направлении равна 37 ч, а средняя скорость при этом — 15,4 см/с. Средний объем переносимых за этот период вод составляет 6,33 км<sup>3</sup>. В среднем наиболее устойчивы течения восточных (99 ч) и западных (36 ч) румбов. Для 79 % случаев устойчивых периодов однонаправленного движения вод через Кулалинский порог объем разового водообмена изменялся от 2,0 до 6,0 км<sup>3</sup>.

Сравнение объемов одноразового ветрового водообмена и водообмена, обусловленного изменениями водного баланса восточной части моря, показывает, что за 1,5—2,0 сут в результате ветрового водообмена в эту часть моря поступает в среднем такой же объем вод, как и за весь год в результате изменения составляющих водного баланса.

Установившейся двухсторонней циркуляции вод на Кулалинском пороге не отмечается, поскольку время действия устойчивого ветра одного направления мало и она не успевает развиваться.

По расчетам Ю. И. Компанейца [216] результирующий водообмен равен в среднем за безледный период 26 км<sup>3</sup> и направлен из восточной части моря в западную. Однако это противоречит более

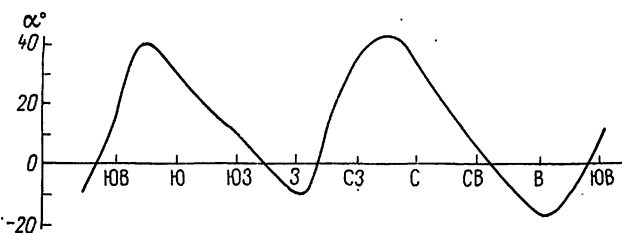


Рис. 12.4. Зависимость угла отклонения  $\alpha$  поверхностного течения от направления устойчивого ветра на Кулалинском пороге (ст. V, глубина 4,1 м).

корректным расчетам водообмена по уравнению водного баланса восточной части моря [131].

Для расчета водообмена между западной и восточной частями Северного Каспия, обусловленного ветром, наиболее целесообразно использование зависимости характеристик течений на Кулалинском пороге от поля ветра (атмосферного давления). Основной трудностью применения этого метода является отсутствие детального поля ветра или атмосферного давления над Северным Каспием, особенно в восточной части, где вообще отсутствуют гидрометстанции.

Использовать «объемный» метод расчета водообмена для Северного Каспия также, к сожалению, не представляется возможным, поскольку с 1964 г. в его восточной части не проводятся наблюдения за уровнем воды. Таким образом, единственный способ эмпирического решения задачи о водообмене через Кулалинский порог — установление по натурным данным (многосуточные наблюдения) для нескольких точек разреза о. Кулалы — о. Укатный зависимости характеристик течений от ветра, наблюдаемого на судне синхронно с течениями. Затем

определяется соотношение характеристик ветра на многосуточных станциях и «вековом» разрезе II с его характеристиками на ГМС Остров Кулалы, расположенной в створе «векового» разреза.

Относительно малая площадь Северного Каспия, однородность над ним поля атмосферного давления и ветра обуславливают то, что течение на Кулалинском пороге, особенно при умеренных и сильных ветрах, определяется ветром в районе порога.

В основу метода расчета течений и водообмена через Кулалинский порог положены полученные Н. А. Скриптуновым [363] зависимости характеристик течений от ветра и режимные особенности течений. При расчете водообмена использовался вывод о том, что на пороге, особенно при умеренных и сильных ветрах, течения относительно однородны по направлению и скорости.

На основе статистической обработки многолетних материалов наблюдений на синхронных многосуточных станциях установлено вероятностное распределение направлений течения для каждого румба ветра с учетом скорости ветра. Для каждого румба установлена также зависимость скорости течения от скорости ветра (ветровой коэффициент).

В дальнейшем по этим зависимостям и климатическим характеристикам ветра на ГМС Остров Кулалы рассчитывались характеристики течений на реперной многосуточной станции V за безледный период. В первом приближении принималось, что средняя по вертикали скорость течения на ст. V равна средней скорости течений по всему профилю о. Укатный — о. Морской.

Для определения зависимости направления течения от ветра выбирались все наблюдения за течениями на многосуточных станциях V и XIV, соответствующие устойчивым ветрам. Устойчивым считался ветер, не изменяющий своего направления в течение 6 ч и более и мало изменяющийся по скорости. В результате были получены направления течения для всех румбов при устойчивом ветре (рис. 12.4). Такая зависимость устанавливается для периода развития ветра (до максимума скорости), т. е. когда резко преобладает ветровое течение.

По повторяемости ветра, осредненного по станциям Остров Кулалы и Остров Укатный, рассчитана повторяемость направлений течений на Кулалинском пороге за безледный период (табл. 12.10).

Для определения мгновенных расходов воды через данный профиль средняя скорость течения проектировалась на ось северо-восток — юго-запад. Затем с учетом площади живого сечения между островами Укатным и Морским ( $\omega = 309 \times 10^6 \text{ м}^2$  при уровне, равном  $-28,5 \text{ м}$ ) и значения проекции средней скорости течения, рассчитывались мгновенные расходы воды, поступающей в западную или восточную части Северного Каспия. Для приближенного расчета объемов вод, поступающих за период однонаправленного переноса в западную или восточную части Северного Каспия через Кулалинский порог, использовалась повторяемость продолжительности этих периодов, полученная по наблюдениям на ст. V (180 сут). Затем была определена повторяемость рассчитанных значений [372].

В среднем за сутки водообмен через Кулалинский порог равен 2,13 км<sup>3</sup>. За месяц ветровой водообмен ориентировочно равен 35—40 км<sup>3</sup>. За без-

Таблица 12.10

Повторяемость (%) направлений поверхностного течения в зависимости от направления и повторяемости ветра на Кулалинском пороге (ст. V) за 1955—1986 гг.

Направление течения	Направление ветра								Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
	Повторяемость ветра, %								
	13,7	18,3	12,3	6,3	6,8	9,0	16,2	12,2	14,1
С	2,5	2,5	0,9	25,5	28,0	9,3	1,8	3,3	12,8
СВ	9,2	5,4	0,4	11,2	33,1	60,5	30,8	10,4	16,9
В	5,0	4,7	0,9	0,9	4,2	16,8	45,0	20,8	9,9
ЮВ	10,9	1,6	2,3	1,8	—	2,3	14,9	33,0	4,3
Ю	34,4	7,2	5,2	2,7	4,2	1,2	3,1	23,1	18,5
ЮЗ	33,1	55,0	10,1	9,1	3,4	1,2	2,1	5,7	12,5
З	2,5	17,6	71,5	20,0	8,5	1,2	1,1	—	12,5
СЗ	0,4	4,7	3,3	26,4	12,7	3,5	—	1,0	4,3
Слабое течение	2,0	1,3	0,4	1,8	5,9	4,0	0,7	2,7	18,3

ледный период водообмен между восточной и западной частями Северного Каспия составляет примерно  $\pm(340-380)$  км<sup>3</sup>.

Основные изменения в водообмене между западной и восточной частями могут происходить в результате колебаний уровня моря, приводящих к изменению площади живого сечения «пролива» над Кулалинским порогом.

В первом приближении можно считать, что изменение водообмена будет происходить пропорционально изменению сечения пролива. Например, при падении уровня моря участок водообмена в проливе смещается от о. Морского к северу. Ориентировочный расчет показал, что при уровне  $-29,5$  м водообмен за безледный период года составит около  $\pm 250$  км<sup>3</sup>, а при уровне  $-30,5$  м он будет равен  $\pm 135$  км<sup>3</sup>.

При повышении уровня моря площадь живого сечения над порогом увеличивается, соответственно возрастает и водообмен. Так, при повышении уровня моря до отметки  $-27$  м водообмен за безледный период года будет равен примерно  $450-500$  км<sup>3</sup>.

#### 12.1.8. Основные черты ветровой циркуляции вод

Наряду с исследованием течений Северного Каспия по натурным данным представляет интерес анализ изменчивости ветровых течений с помощью численного моделирования. Это, в частности, обусловлено недостаточностью синхронных и продолжительных наблюдений за течениями в Северном Каспии, особенно при сильных и штормовых ветрах.

В настоящее время имеется ряд работ, посвященных численному моделированию течений Северного Каспия. Г. В. Ржеплинский [336] предложил расчетную схему стационарных течений на основе упрощенной модели. Г. Я. Шкудова [400] ввела в расчеты переменный по пространству коэффициент вертикального турбулентного обмена, сток рек и типовые синоптические поля. Она показала, что задание потоков воды на границе со Средним Каспием существенно для стационарной циркуляции только в непосредственной близости от границы.

Однако сравнение с наблюдениями показало ограниченность результатов, получаемых по стационарным моделям. Например, двухслойность потоков, получаемая в этих моделях, так же, как и стационарность течений, в Северном Каспии отмечается довольно редко. Поэтому начиная с 1973 г. (например, в работе И. Ф. Гетмана [106]) расчеты течений проводятся с использованием нестационарных уравнений. С. М. Перминов и И. И. Чечель [304] решали систему уравнений теории мелкой воды посредством неявной численной схемы с применением метода переменных направлений. Наряду с описанием характера циркуляции вод моря при

выбранных ветровых полях они приводят и расчеты водообмена между частями моря.

Уравнения теории мелкой воды использованы и в работе Е. В. Будиловой, В. Н. Носова и А. Т. Терехина [56]. В ней приводятся схемы циркуляции и карты уровня Северного Каспия для четырех направлений ветра скоростью  $7$  м/с через сутки после начала действия ветра. В указанных работах, однако, не содержится обобщенного описания схем ветровой циркуляции Северного Каспия, полученных на основе гидродинамических расчетов. Кроме того, не рассматривалась вертикальная структура нестационарных ветровых течений. Исключение представляет работа И. Ф. Гетмана [107], где вертикальная структура течений рассмотрена с позиций возможности и методики ее расчета.

В настоящей работе для расчетов течений использована гидродинамическая модель, применявшаяся ранее для определения ветровых течений и стонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря [37, 38]. В качестве исходных уравнений были взяты линейные уравнения Рейнольдса. При этом уровень моря определялся отдельно путем решения этих уравнений, предварительно проинтегрированных по глубине. Коэффициент вертикального турбулентного обмена  $A_z$  рассчитывался по формуле

$$A_z = 0,0036W_0(H + \zeta), \quad (12.1)$$

где  $W_0$  — скорость течения на поверхности моря, определяемая с предыдущего шага по времени, см/с;  $(H + \zeta)$  — текущая глубина моря, см. Это выражение получено из формулы А. И. Фельзенбаума  $A_z = 0,54VH$  (где  $V$  — скорость ветра), в которой автор использовал ветровой коэффициент, равный  $0,015$ . Подставляя в формуле Фельзенбаума вместо скорости ветра снова скорость течения на поверхности, получим указанную выше формулу.

Акватория Северного Каспия представлена в виде сеточной области с шагом по расстоянию  $25$  км, в каждой узловой точке которой задавались фактические глубины и параметры ветра. На южной границе сеточной области ( $42^{\circ}30'$  с. ш.) в пределах акватории Среднего Каспия колебания уровня полагались равными нулю. Такое предположение близко к наблюдаемым в природе условиям, поскольку глубины вдоль границы достигают  $200-400$  м и колебания уровня здесь весьма малы. Для уменьшения вносимых при этом искажений в расчеты движений воды на акватории Северного Каспия значения уровня в пограничной части сеточной области умножались на коэффициент, изменяющийся линейно от  $1$  до  $0$ . Физически это соответствует введению плавно нарастающей вязкости, обеспечивающей диссипацию энергии с удалением расчетной точки от южной границы к северу. Ширина зоны диссипации составляет  $125$  км, а ее северная граница проходит по склону Мангышлак-

Таблица 12.11

Изменение скорости ветра над Северным Каспием при сильных и штормовых ветрах (по данным Е. М. Копайгородского)

Направление ветра . . . . .	С	В	В	ЮВ	ЮВ	ЮВ	З	СЗ	СЗ	СВ
Скорость ветра, м/с . . . . .	11—19	9—19	12—26	11—19	14—21	6—20	10—16	11—17	16—23	11—17
Направление возрастания скорости . . . . .	С—Ю	Ю—С	СВ—ЮЗ	Ю—С	ЮЗ—СВ	СВ—ЮЗ	С—Ю	З—В	ЮЗ—СВ	СЗ—ЮВ
$K_H$ . . . . .	0,42	0,53	0,54	0,42	0,33	0,70	0,38	0,35	0,38	0,35

ского порога, представляющего естественную границу между Северным и Средним Каспием.

Параметры ветра снимались с карт типовых полей ветра северной части Каспийского моря. Для расчета выбраны типовые ситуации, которые отвечают сильным и штормовым (более 10 м/с) ветрам преобладающих направлений (западного, северо-западного, восточного, юго-восточного) и представляют наибольший интерес при изучении протекающих в море динамических процессов (табл. 12.11). Краткая характеристика этих полей, дающая представление о распределении скорости ветра над морем, приведена в таблице, где также указаны значения критерия пространственной неоднородности ветра  $K_n$ , который определяется из отношения

$$K_n = (V_{\max} - V_{\min})/V_{\max}, \quad (12.2)$$

где  $V_{\max}$  и  $V_{\min}$  — соответственно наибольшая и наименьшая скорости ветра над акваторией.

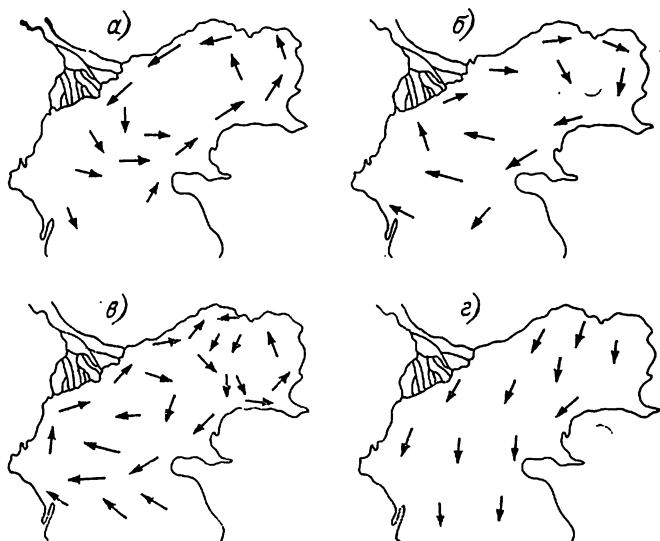


Рис. 12.5. Основные типы циркуляции вод в Северном Каспии.

а — циклонический; б — антициклонический; в — смешанный; г — продольный.

Чем больше  $K_n$ , тем сильнее влияние неоднородности поля ветра на динамику вод моря.

Анализ полей течений, полученных в результате расчетов по приведенным в таблице полям ветра, позволяет выделить четыре основных типа циркуляции вод в северной части Каспийского моря (рис. 12.5):

а) циклонический. Формируется при восточном ветре с поперечно неоднородной структурой и критерием  $K_n$  более 0,5. Скорость ветра возрастает с юга (9 м/с) на север (19 м/с). Представлен одним обширным круговоротом с движением вод против часовой стрелки, захватывающим всю акваторию Северного Каспия. Наибольшие скорости течений (35 см/с) отмечаются на северной периферии, наименьшие (не более 12 см/с) — в центральной части и на южной периферии круговорота;

б) антициклонический. Формируется при восточном ветре с поперечно неоднородной структурой и  $K_n = 0,54$ . Скорость ветра (в отличие от предыдущего типа) возрастает с севера (12 м/с) на юг (26 м/с). Представлен одним круговоротом с движением вод по часовой стрелке. Наибольшие ско-

рости течений (50 см/с) отмечаются на южной, наименьшие (до 15 см/с) — на северной периферии круговорота;

в) смешанный. Формируется при юго-восточном ветре с поперечно неоднородной структурой и  $K_n = 0,7$ . Скорость ветра возрастает с северо-востока (6 м/с) на юго-запад (20 м/с). Представлен двумя круговоротами: большим антициклоническим в западной части Северного Каспия и небольшим циклоническим — в его восточной части. Наибольшие скорости течений отмечаются на южной периферии антициклонического (60 см/с) и северной периферии циклонического (30 см/с) круговорота, наименьшие — в их центральной части (не более 8 см/с), на северной периферии антициклонического (до 12 см/с) и южной периферии циклонического (до 15 см/с) круговоротов. Во всех описанных выше типах циркуляции преобладают два основных типа вертикального распределения течений. Первый из них характеризуется постоянным уменьшением скорости с глубиной и приурочен к тем районам, где течения направлены по ветру. Второй тип наблюдается там, где есть поток, направленный против ветра. Его отличительной особенностью является наличие максимума скорости на горизонте  $h = (0,6 \dots 0,8)z$  (где  $z$  — глубина моря в точке), который может превышать скорость течений на поверхности примерно на 25—40 %;

г) продольный. Формируется при продольно неоднородных полях ветра (с любыми значениями критерия  $K_n$ ) или поперечно неоднородных полях со значениями критерия  $K_n$  менее 0,5. Представлен хорошо выраженной двухслойной циркуляцией в южной части моря. В верхнем слое здесь течение направлено по ветру, в нижнем — против ветра. На эпюре течений имеется два максимума: на поверхности и в осевой части компенсационного потока. Первый из этих максимумов значительно больше второго (в 2—2,5 раза). Минимумы скорости находятся у дна и вблизи границы раздела двух разнонаправленных потоков.

Пространственная неоднородность поля течений по сравнению с остальными типами циркуляции (при которых скорости течений меняются в очень широком диапазоне — от 0 до 100 см/с и более) относительно невелика.

Например, при северном типе шторма с продольно неоднородной структурой поля ветра (скорость ветра возрастает от 11 м/с на севере до 19 м/с на юге,  $K_n = 0,42$ ) скорости поверхностных течений по акватории изменяются от 30 до 50 см/с.

Расчеты течений, выполненные по модельным полям ветра с поперечно неоднородной структурой и разной степенью неоднородности ( $K_n = 0,2 \dots 0,8$ ), показали, что переход от вихревых типов циркуляции к продольным (или наоборот) совершается не постепенно, а в очень узком диапазоне  $K_n$  (от 0,5 до 0,6). Это означает, что даже очень небольшие изменения в распределении скорости ветра над морем могут привести к кардинальной перестройке всей структуры ветровых течений.

Поэтому при одной и той же синоптической ситуации один тип циркуляции вод может сменяться другим или в море могут возникать какие-то смешанные или переходные типы циркуляции, сочетающие в себе различные признаки четырех основных типов.

## 12.2. Течения средней и южной частей Каспийского моря

Исследованиями установлено существование различных видов течений в Каспийском море: ветровых, плотностных, градиентных, стоковых [212, 223, 245, 276, 394, 406, 407]. Однако состояние изученности течений не позволяет составить о них достаточно полного представления.

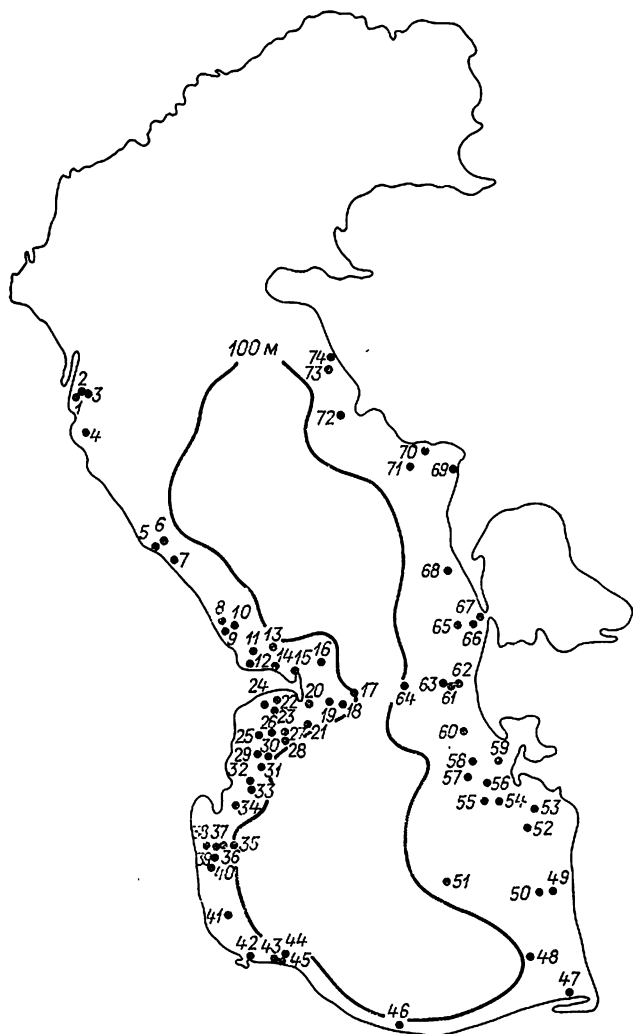


Рис. 12.6. Схема расположения многосуточных станций.

К настоящему времени проведено довольно большое количество измерений течений с помощью самописцев БПВ-2, но сосредоточены они в основном в прибрежной зоне средней и южной частей моря, в пределах глубин 30—50 м, реже до 100 м. Подавляющее большинство измерений выполнено судами Азергидромета в последние десятилетия. Течения измерялись в основном на многосуточных якорных станциях продолжительностью от 3 до 16 сут с дискретностью 30 мин. Часть этих данных (по 1985 г.) была использована при составлении справочника «Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 2. Каспийское море» (1986 г.), в котором, кроме данных измерений течений, представленных в виде повторяемости скоростей и направлений, дана характеристика течений в некоторых прибрежных районах.

В данной главе монографии представлены результаты исследования ветровых и градиентных течений и мезомасштабной изменчивости на основе данных натуральных наблюдений.

Для анализа было привлечено около 100 многосуточных станций (многие из них повторялись неоднократно), выполненных с 1975 по 1988 г. (рис. 12.6). Обработка материалов наблюдений проводилась методами математической статистики. Большое внимание было уделено исследованию временной изменчивости ветровых течений.

Из-за малочисленности наблюдений за течениями в открытых глубоководных районах моря схема течений для них была получена на основе численного моделирования. Расчеты выполнены в ГОИНе.

### 12.2.1. К истории изучения течений

Первая схема течений Каспийского моря помещена в лоции, составленной Н. Н. Пуциным (1877 г.). Материалами для лоции и схемы течений (рис. 12.7 а) послужили наблюдения, проводившиеся во время гидрографических экспедиций под руководством Н. А. Ивашинцева в 1854—1874 гг.

В 1904 г. А. А. Лебединцевым была составлена схема течений моря по данным «бутылочной почты» и небольшого количества наблюдений, проведенных с помощью поплавков и вертушки Экмана (рис. 12.7 б). Полученная им схема в основном повторяет схему Н. Н. Пуцины, отличаясь от нее наличием циклонического круговорота в южной части Каспия. Лебединцев считал основной причиной формирования циркуляции вод Каспия сток рек северной части моря весной и в начале лета.

В 1904, 1914—1915 гг. Н. М. Книпович провел обширные экспедиционные исследования гидрологических и биологических условий Каспийского моря. По распределению температуры, солености и кислорода он составил схему течений средней и южной частей Каспийского моря (рис. 12.7 в). Им были использованы и данные наблюдений, полученные Лебединцевым. Как и предшествующие авторы, он отмечает наличие кругового движения вдоль берегов, но, в отличие от них, выделяет два циклонических круговорота в средней и южной частях моря. Он полагал, что в центрах этих круговоротов находятся обширные пространства воды, лишенные какого-либо движения. В отличие от схем Пуцины и Лебединцева, составленных только для поверхностного слоя, схема Книповича имеет в виду общее поступательное движение масс воды, захватывающее слои в области свала глубин. Книпович выделил четыре фактора, обуславливающих течения в Каспийском море: ветры, горизонтальные градиенты температуры воды, вращение Земли и рельеф дна. Из них основным он считает перемещение водных масс в результате разности температуры воды на севере и юге. Сила Кориолиса, по его мнению, выступает как фактор возникновения кругового течения против часовой стрелки. Относительно роли ветра в возникновении течений Книпович отмечал, что «ветры в общем выводе за год могут объяснить существование кругового течения и усиление его в холодное время года».

В 1927 г. было организовано Бюро по изучению течений Каспийского моря, одна из задач которого

состояла в создании общей схемы циркуляции воды в Каспийском море. С этой целью были обобщены накопленные ранее материалы, а также данные систематических наблюдений за течениями на нескольких плавмаяках и сведения о течениях,

мореплавателей «Течения Каспийского моря» (1929 г.), где отмечал, что основной причиной, вызывающей течения на Каспийском море, является ветер; в ряде районов направление течений близко к направлению ветра и скорость их увеличивается

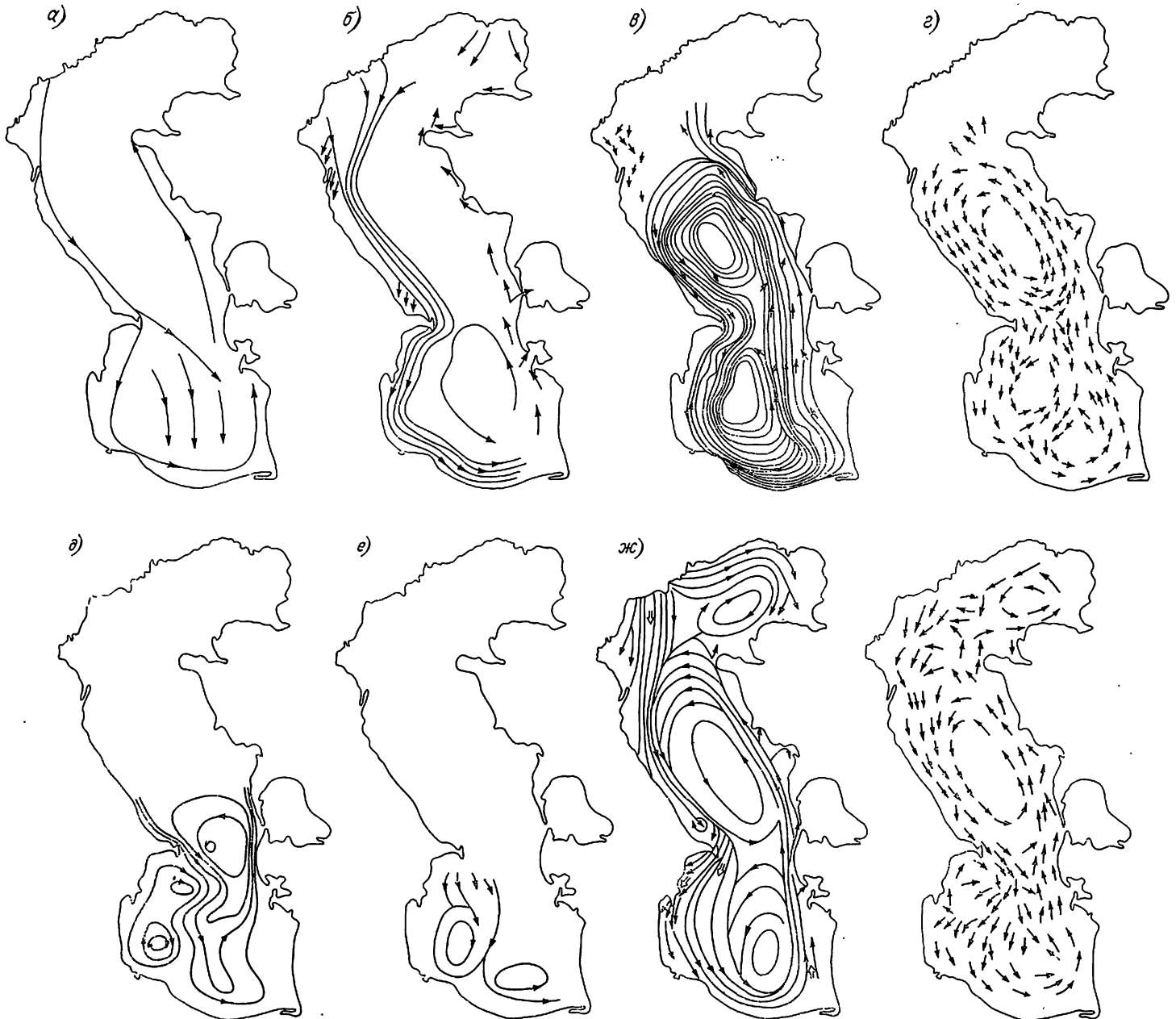


Рис. 12.7. Схемы течений Каспийского моря Н. Н. Пушина (1877) (а), А. А. Лебединцева (1904) (б), Н. М. Книповича (1914—1915) (в), А. И. Михалевского (1931) (г), Г. Н. Зайцева (1935) (д), В. Б. Штокмана (1936) (е), В. Н. Зенина (1942) (ж), В. А. Леднева (1943) (з).

полученные по восстановлению прокладок судов. На основании всех этих материалов А. И. Михалевский в 1931 г. составил более полную схему течений Каспийского моря, охватывающую все его части. В Южном Каспии он выделил два циклонических круговорота (рис. 12.7 г). Михалевский отмечал, что составленная им схема может изменяться в зависимости от ряда причин: весеннего стока р. Волги, развития ледяного покрова, зимних разностей температур и преобладания ветров того или иного направления [276].

На основании собранных Бюро материалов Н. Н. Струйский составил первое руководство для

с возрастанием скорости ветра, а у берегов существуют сгонные и нагонные течения.

По материалам гидрологических съемок Г. Н. Зайцев (1935 г.) построил динамическую карту Южного Каспия для горизонта 25 м (рис. 12.7 д).

В 1936 г. В. Б. Штокман показал, что с точки зрения кинематики жидкости циркуляция вод в южной части моря по Михалевскому маловероятна и должна иметь вид, изображенный на рис. 12.7 е.

В 1935—1937 гг. Азербайджанский филиал ВНИРО проводил съемки течений вертушкой Эк-



мана—Мерца у западного берега средней части моря. Полученные данные позволили Штокману в 1938 г. составить схемы течений в этом районе моря, хорошо согласующиеся с ветровыми полями и конфигурацией берега. Представляет интерес наличие севернее Апшеронского полуострова локального антициклонического круговорота.

В. А. Зенин в 1942 г. дополнил руководство для мореплавателей «Течения Каспийского моря» на основе инструментальных наблюдений, проведенных в ряде районов моря. При этом наибольшее количество новых наблюдений имелось по западному побережью моря при почти полном их отсутствии у восточного побережья. Зенин также составил схему течений для всего моря. К причинам, вызывающим течения, он относил приток речных вод в море, неравномерное распределение плотности воды, изменение атмосферного давления над морем, а также ветер, который он считал основной причиной циркуляции вод Каспийского моря.

В общих чертах схема Зенина повторяет предшествующие схемы. В отличие от схемы Михалевского, у Зенина в Южном Каспии выделен один циклонический круговорот. Впервые на схеме, кроме направлений течения, были указаны наибольшие скорости течений, полученные по инструментальным наблюдениям (рис. 12.7 ж).

В. А. Зенин (1940 г.) построил динамические карты течения Каспийского моря для летнего периода для поверхностей 0, 10, 25, 50 дбар.

В 1943 г. В. А. Леднев составил схему ветровых течений. При ее составлении использованы все известные материалы наблюдений. В основном она не отличается от предшествующих схем (рис. 12.7 з).

Все перечисленные схемы течений имеют общие недостатки: они не привязаны к определенному периоду времени; при построении этих схем авторы использовали наблюдения, проведенные при различных ветровых условиях, и, кроме того, распределение по площади моря имеющихся наблюдений и сведений о течениях весьма неравномерное.

Расходились авторы схем и в определении основных причин возникновения течений. Пушин, Лебединцев и Книпович считали основными причинами такие факторы, как сток рек, испарение, распределение температуры воды и солености, ветровой режим. При этом роль ветра в основном сводилась к стабилизации или разрушению основной схемы течений. Михалевский, Зенин и Леднев отводили ветру главную роль в формировании течений. Однако составленные ими схемы не привязаны к какому-либо определенному направлению ветра.

Б. Л. Лагутин [239] рассчитал повторяемость преобладающих направлений течений по сезонам года для господствующих направлений ветра — северного и южного. При этом вероятность того, что ветер данного направления вызовет совпадающие с ним по направлению течения, определялась введением эмпирического коэффициента [239]. Это первые режимные характеристики течений Каспийского моря, а не осредненного переноса вод, представленного в предшествующих схемах, в чем состоит их главное отличие.

Г. В. Ржеплинский [337], используя теорию Штокмана, составил схемы циркуляций поверхностных вод Каспийского моря для условий общего

переноса воздушных масс с юга на север и с севера на юг. Н. Д. Клевцова [205] по инструментальным наблюдениям за течениями, проведенным в различных районах средней и южной частей моря с 1936 по 1962 г., составила карты результирующих течений применительно к 4 типовым ветровым полям С. Д. Кошинского.

Исследование геострофических течений Каспийского моря с помощью динамического метода проведено А. Н. Косаревым с соавторами в ряде работ.

В 70-е годы с развитием численных методов были проведены расчеты течений в разных районах моря [141, 439].

В последние десятилетия производилось изучение режима течений нефтегазоносных районов шельфовой зоны.

#### 12.2.2. Расчеты течений Среднего и Южного Каспия

В 1967—1968 гг. Ф. Г. Бахмаловым на основе метода А. И. Фельзенбаума проведены расчеты ветровой циркуляции в однородном по плотности море с учетом реальных географических условий Каспия — береговой линии и рельефа дна [31]. В качестве исходных данных по ветру были выбраны характерные типы ветровых полей по типизации С. Д. Кошинского.

В 1976—1977 гг. для изучения циркуляции вод Каспийского моря была впервые использована модель динамики бароклинного океана. Расчеты выполнены для случая отсутствия ветра и для двух типов преобладающих ветровых полей (северо-западного и юго-восточного) по классификации Кошинского [230].

Диагностические расчеты течений и уровня для Каспийского моря были выполнены в ГОИНе Г. В. Еремеевой по линейной квазигеострофической стационарной модели А. С. Саркисяна [354].

В качестве исходного материала послужили среднемесячные плотности  $\sigma_t$ , осредненная по квадратам  $30 \times 30'$  для февраля и августа [223], и глубины, осредненные по тем же квадратам. Среднемесячные месячные поле давления для этих месяцев выбиралось из «Комплексного гидрологического атласа Каспийского моря» [217]. Расчеты проводились для 14 горизонтов при  $A_z = 10^2 \text{ см}^2/\text{с}$ .

Расчеты скоростей течений и превышения уровня были проведены при отсутствии ветра, для северо-западного и юго-восточного ветров, а также по среднемесячной барической обстановке за февраль и август. Эти месяцы были выбраны как средние для теплого и холодного сезонов года.

Результаты численных расчетов отражают две главные, известные из наблюдений особенности динамики вод бассейна: наличие циклонического круговорота в средней части Каспия и антициклонического — в южной.

В случае отсутствия ветра летом в западной половине средней части Каспия четко выделяется циклонический круговорот (рис. 12.8 а). Скорости западной струи достигают на поверхности 25—30 см/с, а на восточной периферии круговорота уменьшаются до 10—20 см/с. Южнее Дербентской впадины от круговорота отходит струя со скоростями 10 см/с, направленная на юго-восток к Апшеронскому порогу.



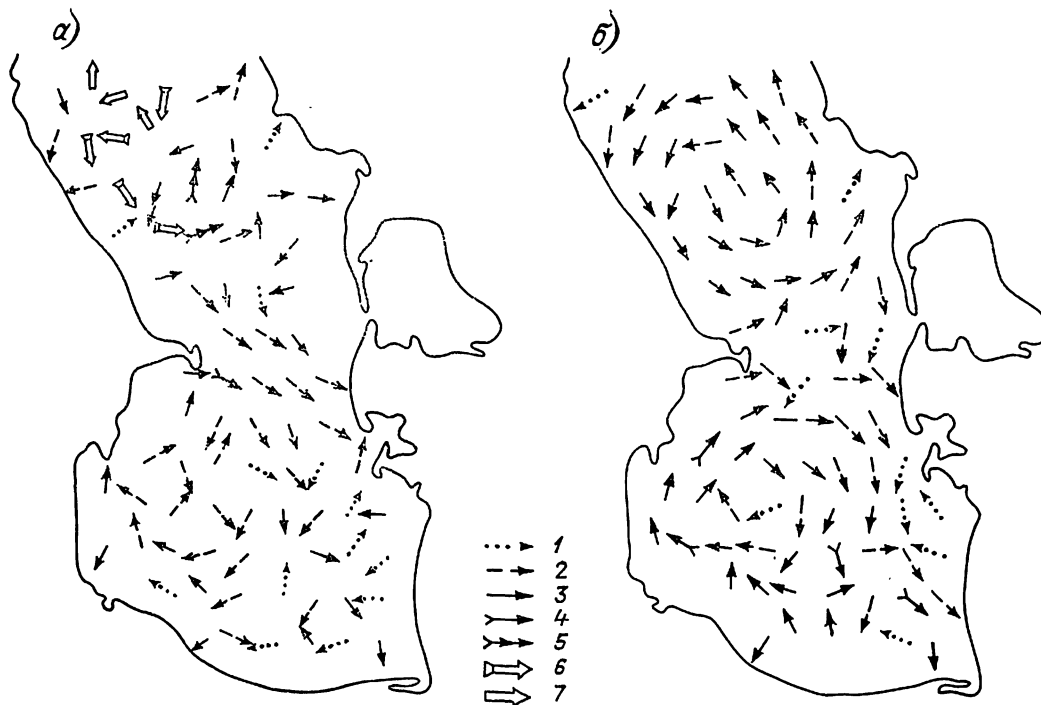


Рис. 12.8. Течения при отсутствии ветра в августе (а) и феврале (б) на горизонте 0 м.  
 1) 1–2 см/с; 2) 3–5 см/с; 3) 6–10 см/с; 4) 11–15 см/с; 5) 16–20 см/с; 6) 21–25 см/с; 7) 26–30 см/с.

В Южном Каспии циркуляция имеет антициклонический характер со слабыми скоростями с центром близ западного берега. Вдоль западного берега воды движутся по направлению к Апшеронскому порогу, где происходит конвергенция и пере-

мешивание. В центральной части порога среднекаспийские воды проникают в южную часть моря со скоростями 5–10 см/с.

Зимой при отсутствии ветра циклоническое движение захватывает всю среднюю часть Каспия

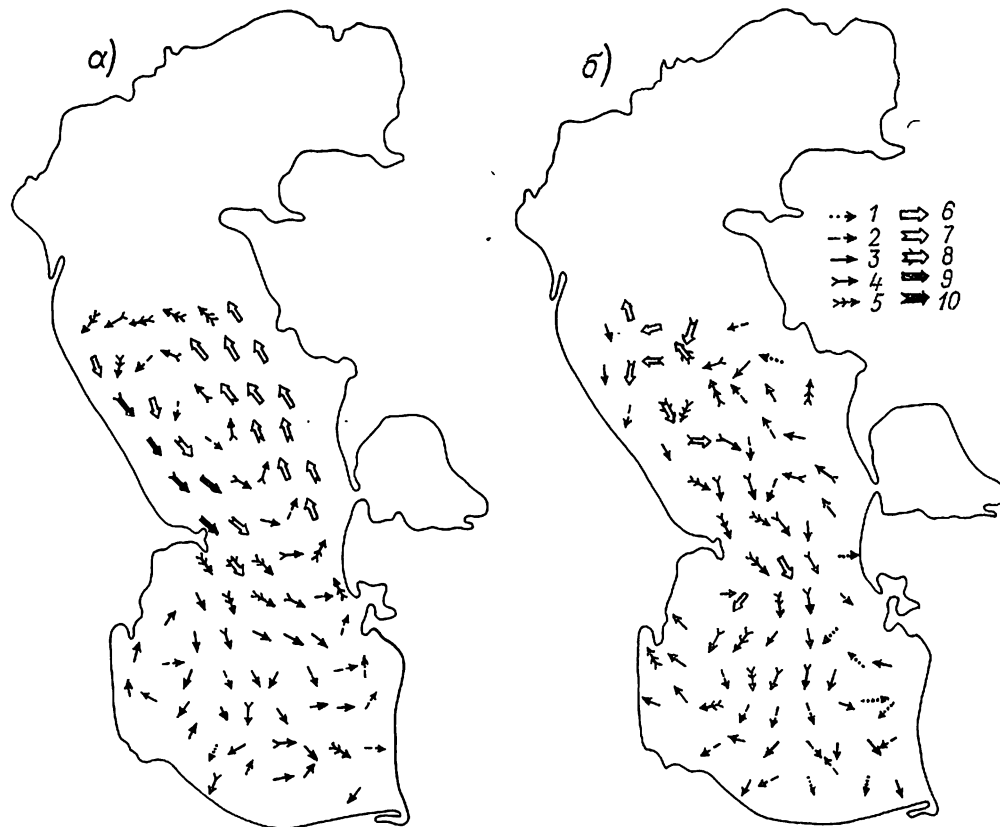


Рис. 12.9. Течения при среднемноголетнем поле ветра в феврале (а) и августе (б) на горизонте 0 м.  
 1) 0–2 см/с; 2) 3–5 см/с; 3) 6–10 см/с; 4) 11–15 см/с; 5) 16–20 см/с; 6) 21–25 см/с; 7) 26–30 см/с; 8) 31–35 см/с; 9) 36–40 см/с; 10) 41–50 см/с.

(рис. 12.8 б), но из-за уменьшения бароклинности моря скорости гораздо меньше, чем летом, порядка 10 см/с.

В центральном районе южной части Каспия течения направлены преимущественно на юг. В западной половине и в юго-восточном районе имеет место антициклоническое движение. Течения в южной части Каспия в случае отсутствия ветра слабые, со скоростями меньше 5 см/с, только южнее Куры и на юго-востоке в феврале отмечаются скорости 10—15 см/с.

При среднемноголетнем поле ветра в феврале (рис. 12.9 а) в средней части Каспия сохраняется четко выраженная циклоническая циркуляция: вода со скоростью 25—30 см/с движется вдоль восточного берега на северо-запад, а у западного берега скорости течений (в районе Избербаш — Апшеронский полуостров) достигают 40—50 см/с.

В центральном районе средней части Каспия скорость течения ослабевает до 10—15 см/с. Над Апшеронским порогом вода со скоростью 15—30 см/с поступает в южную часть моря.

Во всей южной части Каспия течения слабые (6—10 см/с). Юго-западная часть моря (между Апшеронским порогом и устьем Куры) занята антициклоническим круговоротом. Он проявляется и в юго-восточной части моря.

Летом (в августе) при среднемноголетнем ветре направление течений во всем море преимущественно юго-западное (рис. 12.9 б). В средней части Каспия циклоническое движение сохраняется, но максимальные скорости (20—30 см/с) преобладают в центральной части бассейна. Вдоль западного берега течение идет на юго-восток (10—15 см/с), пересекая Апшеронский порог широким фронтом со скоростью 18—25 см/с.

Антициклоническое образование у западного берега южной части Каспия смещается по сравнению с февралем к югу. В районе о. Огурчинского — слабая циклоническая циркуляция. Во всей южной части Каспия скорости летом несколько выше, чем в феврале.

Среднемноголетняя барическая обстановка в зимний период существенно повлияла в Среднем Каспии на увеличение скоростей в циклоническом круговороте (у западного и восточного берегов). В Южном Каспии центр антициклонической циркуляции сдвинулся к западу, а в центральной части происходит перенос вод к югу.

Летом учет ветра в основном не изменяет картину распределения скоростей в Среднем Каспии. Наблюдается некоторое увеличение скоростей у западного берега Среднего Каспия при подходе к Апшеронскому порогу и в центральном районе Южного Каспия.

Сравнение схем градиентных течений со схемами течений, полученных с учетом среднемноголетней барической обстановки, а также при юго-восточном и северо-восточном ветрах, показывает, что влияние ветра существенно сказывается в верхнем 10-метровом слое. На горизонте 10 м уже возникают компенсационные течения, направленные против ветра, а течения по ветру заметно ослабевают. В циклоническом круговороте средней части Каспия значительное уменьшение скоростей течений наблюдается лишь ниже горизонта 100 м.

На горизонте 50 м в средней части Каспия в августе скорости течения (10—30 см/с) выше, чем в феврале (6—10 см/с). В южной части, наоборот, скорости течений в августе ослабевают (2—4 см/с) по сравнению с февралем (5—10 см/с).

При анализе рельефа уровневой поверхности моря для февраля оказалось, что уровень средней части Каспия немного повышенный, в южной части наблюдается его понижение (2—10 см), а рельеф более сложный. Максимумы подъема (8—9 см) и понижения уровня приходятся на максимальные глубины моря (500—700 м). Области наибольшего понижения уровня (7—10 см) находятся у западного побережья южной части Каспия.

Летом рельеф уровневой поверхности по всему морю более сложный, хотя области повышения уровня в средней части и опускания в южной сохраняются. Максимальные отклонения уровня от невозмущенной поверхности составляют 20 см (подъем) и 7—8 см (опускание). Используемая модель дает рельеф уровневой поверхности, определяющийся в основном полем плотности и топографией дна.

Распределение вертикальных движений при учете стратификации вод дает в зимний период (среднемноголетнее поле давления за февраль) сильное опускание вод у западного берега южнее Апшеронского полуострова со скоростями  $(2-2,5) \cdot 10^{-3}$  см/с, которое ослабевает с глубиной. Обширная область подъема вод пересекает среднюю часть Каспия с северо-запада на юго-восток и захватывает большую акваторию южной части Каспия. В этой области можно отметить три района с максимальными скоростями: у западного берега Среднего Каспия скорости подъема  $3 \cdot 10^{-3}$  см/с, северо-восточнее Апшеронского полуострова и у восточного берега средней части моря —  $2,5 \cdot 10^{-3}$  см/с.

При изменении барической обстановки над морем летом пространственная картина вертикальных движений сильно меняется. В то же время можно отметить устойчивость положения зон максимальных вертикальных движений.

Анализ результатов численного моделирования в Каспийском море позволяет отметить, что ветер оказывает непосредственное воздействие на относительно тонкий поверхностный слой воды 0—10 м, ниже течения формируются под влиянием термохалинных факторов. Сезонная изменчивость поля течений проявляется в увеличении скоростей и более сложном их распределении летом, когда бароклинность слоев наибольшая.

### 12.2.3. Ветровые течения

Основная роль ветра в создании течений Каспийского моря общепризнана, однако из-за отсутствия достаточного количества необходимых натуральных наблюдений до сих пор не установлена. Трудность обусловлена тем, что, поскольку водная среда находится в непрерывном движении, возникающий ветер всегда встречает течения, вызванные предшествующим ветром или другими причинами. Вследствие этого при одних и тех же ветровых условиях в одном и том же районе можно встретить течения разных направлений и скоростей.

Зависимости течения от ветра были исследованы по данным непрерывных измерений самописцами

Число наблюдений  $N$  и число случаев течений  $\bar{P}$ , совпадающих по направлению с ветром, по ежечасным многосуточным наблюдениям за год

Год . . . . .	1975	1976	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	Сумма	Среднее
Скорость ветра до 10 м/с														
$N$ . . . . .	60	348	56	34	532	997	825	837	729	1494	1476	510	7898	—
$P$ % . . . . .	62	40	64	15	31	37	34	48	39	35	37	38	—	38
Скорость ветра от 10 до 15—17 м/с														
$N$ . . . . .	57	—	19	15	130	323	251	134	96	441	401	125	1992	—
$P$ % . . . . .	58	—	63	13	25	48	48	56	60	52	51	40	—	49

БПВ-2, выполненных на 99 многосуточных (от 3 до 15 сут) станциях с 1975 по 1988 г. в прибрежных районах моря. Всего было использовано около 10 тыс. ежечасных измерений течений на поверхности и ветра. Число случаев течений, совпадающих по направлению с ветром, определялось от-

при ветрах со скоростью до 10 м/с и более и число случаев (%) течений, совпадающих по направлению с ветром.

В среднем в прибрежных районах моря в рассматриваемый период времени при скоростях ветра менее и равных 10 м/с течения совпадали по на-

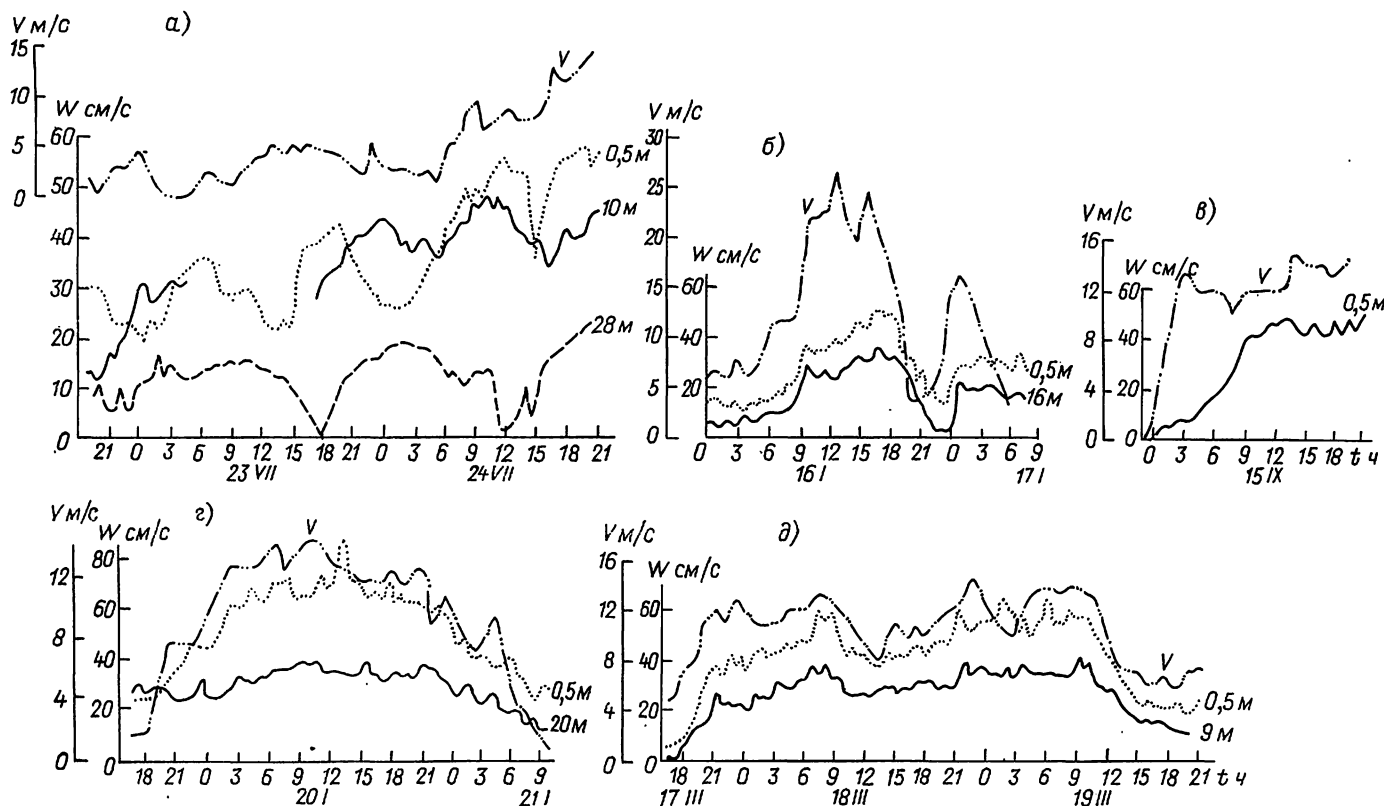


Рис. 12.10. Изменчивость скоростей ветра  $V$  и течений  $W$  по горизонтам в разных районах прибрежной зоны.  
 а — Набрань (ст. 6), глубина 30 м; б — Билья (ст. 14), глубина 18 м; в — Нефтяные Камни (ст. 20), глубина 20 м; г — Бакинский архипелаг (ст. 3), глубина 23 м; д — Казахский залив (ст. 70), глубина 10 м.

дельно для скоростей ветра до 10 и более 10 м/с. Такое разделение обусловлено тем, что ветры со скоростями до 10 м/с преобладают в средней и южной частях моря, составляя в среднем 70—80 %, а в юго-восточной и юго-западной частях — до 90 %.

Около 80 % использованных наблюдений за течениями было выполнено при ветрах со скоростью менее 10 м/с и около 20 % — со скоростями от 10 до 15—17 м/с (реже при скоростях 20 м/с и более). К ветровым течениям, соответствующим действующему ветру, были отнесены случаи, когда течение отклонялось от направления ветра на угол не более  $\pm 45^\circ$ .

В табл. 12.12 показано число наблюдений с 1975 по 1988 г. (в 1977 и 1978 гг. наблюдений не было)

правлению с ветром в 38 % случаев, при скоростях более 10 м/с — в 49 %. Таким образом, процент совпадения течений с действующим ветром оказался несколько ниже по сравнению с одноразовыми измерениями течений и ветра.

Причина этого, по-видимому, в особенностях развития течений при различных ветровых условиях. Как показали непрерывные наблюдения за течениями и ветром, при слабых ветрах число случаев течений, направленных по ветру, составляет примерно 10 %, при устойчивом усилении ветра господствующего направления уже при скорости порядка 10 м/с около 80—85 % течений имеют направление, соответствующее действующему ветру. Существенная особенность ветрового режима —

временная неустойчивость, выраженная в частой смене направления, при незначительных колебаниях скоростей (с кратковременными усилениями до 10—15 м/с и более). Наблюдения, выполненные при таких ветровых условиях, показывают следующее. При смене направления ветра течение может сразу или через некоторое время изменить свое

скорости течения к скорости ветра и предполагающей прямую зависимость этих скоростей. Основатель теории дрейфовых течений Экман считал, что ветровой коэффициент  $\lambda = 0,127/\sqrt{\sin \varphi}$  зависит только от широты места. Однако исследования, проведенные на морях, показали изменчивость ветрового коэффициента под влиянием глубины места,

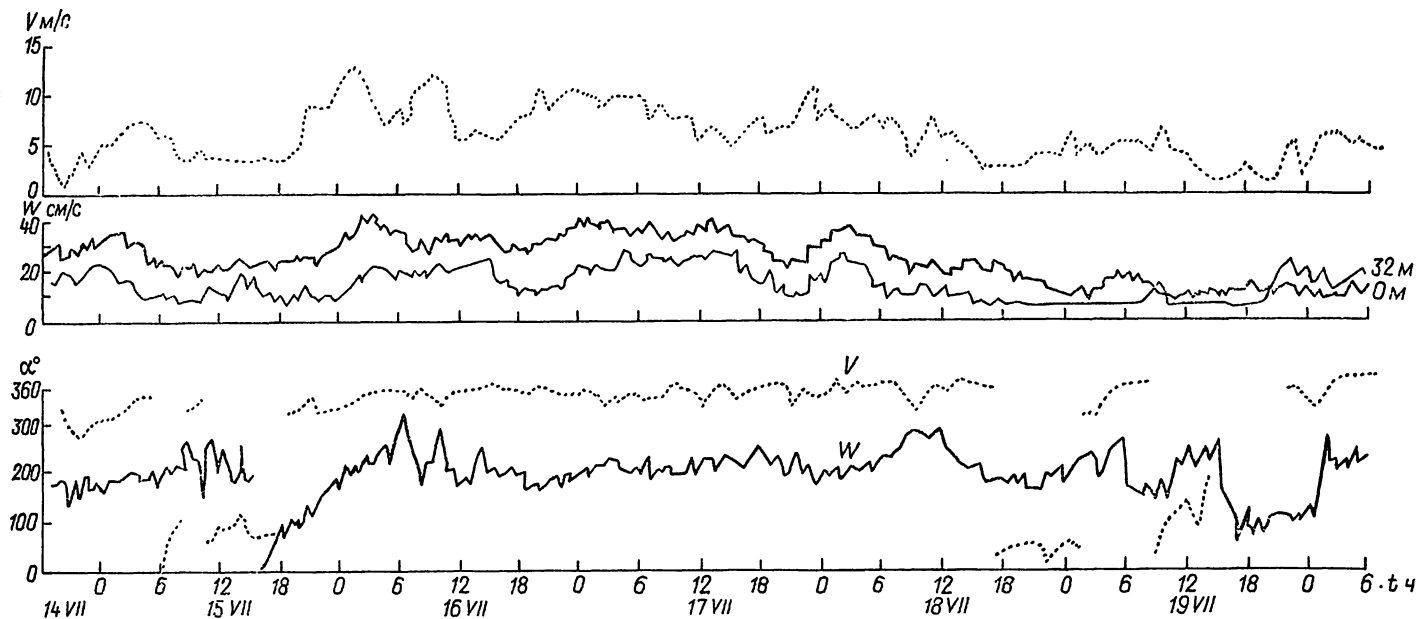


Рис. 12.11. Изменчивость скоростей ветра  $V$  и течений  $W$  по горизонтам и их направления  $\alpha$  за период 14—20 июля 1984 г. южнее Нефтяных Камней ( $40^{\circ}15'$  с. ш.,  $50^{\circ}55'$  в. д.), глубина 34 м.

направление, но может и сохранить его неизменным. Поэтому процент совпадения течений с ветром составляет 20—60 %.

Исследованиями достоверно установлена линейная зависимость между скоростями ветра и течениями на Каспийском море.

Линейный характер такой связи подтверждают непрерывные наблюдения за течениями и ветром, выполненные при усилении ветра до 15—20 м/с. Таких случаев за период наблюдений отмечено 35. В каждом отдельном случае зависимость скорости течения от скорости ветра выражена довольно четко, но общая для всех случаев связь между скоростями течений и ветра оказалась недостаточно тесной. Объясняется это тем, что при одной и той же скорости ветра в каждом отдельном случае наблюдались разные скорости течения. Так, начальной скорости усиливающегося ветра 0—5 м/с соответствуют скорости течения от 2 до 25—30 см/с, а при максимальной скорости ветра 17—20 м/с наблюдаются течения со скоростями от 50 до 70—80 см/с. Установлены и другие особенности в режиме скоростей развивающегося течения. Скорость течения не всегда увеличивается одновременно со скоростью усиливающегося ветра, в ряде случаев не совпадают по времени максимальные значения скоростей ветра и течения или скорость течения продолжает увеличиваться, хотя ветер начинает ослабевать [230] (рис. 12.10 и 12.11). Поэтому эмпирическую зависимость вида  $W = \lambda V / \sin \varphi$  (где  $\varphi$  — широта места;  $W$  — скорость течения;  $V$  — скорость ветра) можно получить далеко не всегда. В этой формуле существенную роль играет ветровой коэффициент  $\lambda$ , представляющий отношение

силы ветра, его направления по отношению к берегу.

Для мелководных районов Каспийского моря (северная часть моря, Красноводский залив) были определены ветровые коэффициенты, значения которых колебались от 0,033 до 0,069 [407].

Б. Л. Лагутин по материалам наблюдений в районе Избербаша установил, что ветровой коэффициент уменьшается с увеличением силы ветра [239]. Это подтвердили наблюдения в стационарных пунктах Бакинского и Апшеронского архипелагов [204].

Непрерывные наблюдения за течениями и ветром показали значительные колебания ветрового коэффициента из-за большого разнообразия скоростей течений при одной и той же скорости ветра. При достижении ветром скорости 15 м/с и более ветровой коэффициент приближается к постоянному значению и зависит от преобладающих максимальных значений скорости ветра. По полученным данным значения ветрового коэффициента в прибрежной зоне колебались от 0,025 до 0,070 при ветре 15 м/с и более. В качестве примера приведены случаи изменения ветрового коэффициента при развитии течения, вызванного усиливающимся ветром (рис. 12.12).

По данным непрерывных многосуточных наблюдений были построены розы течений и кривые распределения скоростей течений для поверхностного и придонного горизонтов прибрежной зоны (рис. 12.13). Всего было привлечено 26 659 измерений течений и ветра. Хотя использованные ряды наблюдений в разных районах имеют неодинаковую продолжительность и выполнены в различные

месяцы, розы течений неплохо согласуются с преобладающими ветрами в районах наблюдений. В районах, где направления течений в поверхностном и придонном горизонтах резко отличались, на схеме помещены течения на промежуточном горизонте (10 или 20 м).

многосуточные наблюдения и в других районах моря общей продолжительностью в ряде пунктов до 25—30 сут. Районы, по которым проводилась статистическая обработка данных о течениях, показаны на рис. 12.6. В табл. 12.13, содержащую основные статистические параметры, включены все

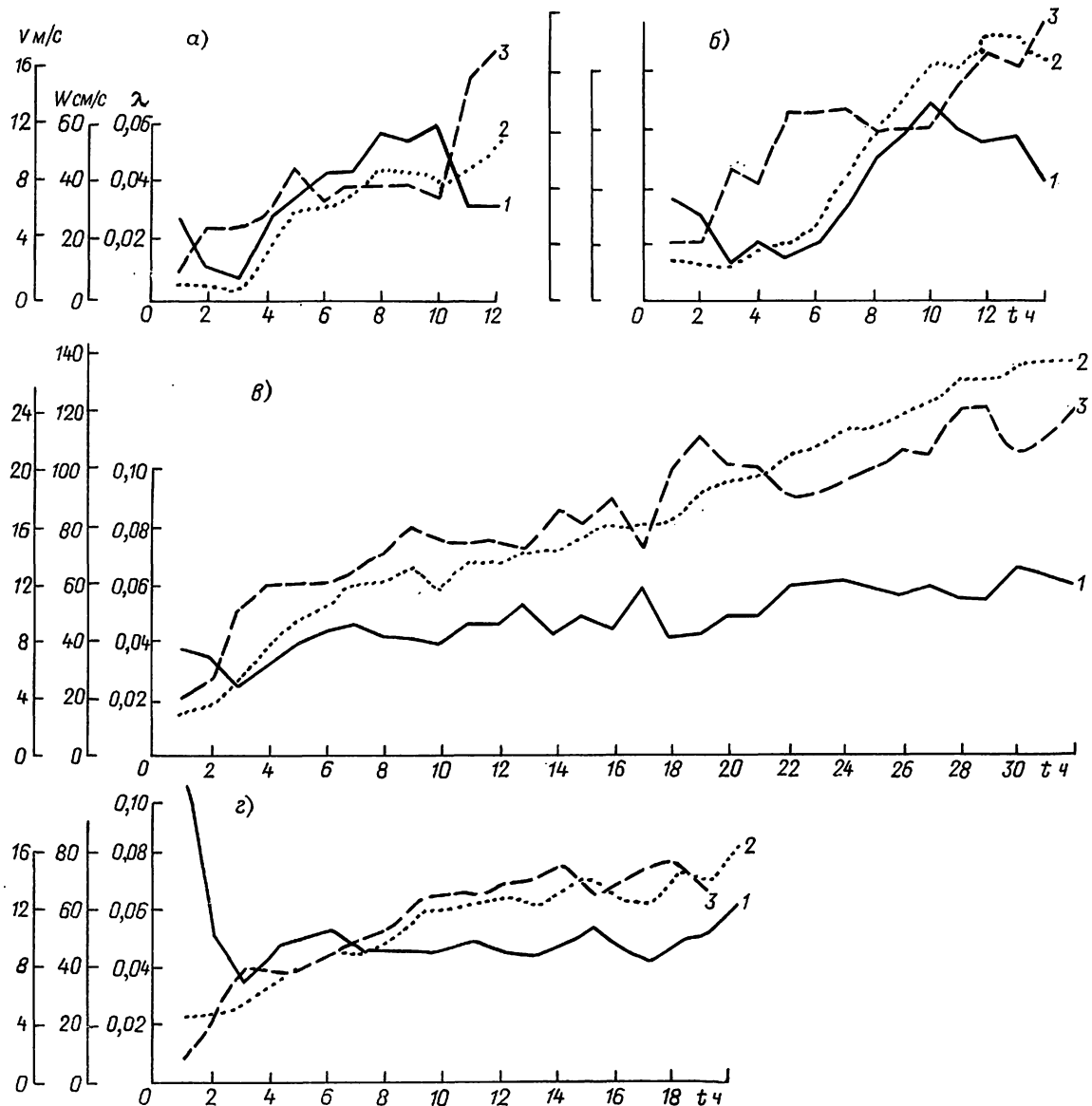


Рис. 12.12. Изменение ветрового коэффициента  $\lambda$  (1) при увеличении скоростей течений  $W$  (2) и ветра  $V$  (3) от начала усиления ветра до его максимума.  
 а — Ленкорань, глубина 32 м,  $\lambda_{cp} = 0,036$ ; б — взморье Куры (ст. 43), глубина 14 м,  $\lambda_{cp} = 0,039$ ; в — взморье Куры (ст. 43), глубина 14 м,  $\lambda_{cp} = 0,048$ ; г — Бакинский архипелаг, глубина 23 м,  $\lambda_{cp} = 0,051$ .

Средняя скорость течения — одна из основных режимных характеристик. Но, поскольку она получена по рядам разной длины, точность ее определения в разных районах неодинакова.

Представление о средних скоростях течений можно получить из табл. 12.13, где показаны средние скорости, вычисленные по наблюдениям на многосуточных станциях, которые выполнялись неоднократно.

Статистические характеристики течений в Каспийском море получены на основе наблюдений на 5 стационарных пунктах и 9 многосуточных станциях у восточного берега и в районе Нефтяных Камней [187]. В дальнейшем были привлечены

пункты, по которым проводился этот анализ, а также данные, полученные Б. Р. Зариповым и А. Н. Косаревым [155, 156].

В большинстве пунктов наблюдений функции распределения скоростей течений в поверхностном слое или на отдельных горизонтах, а в некоторых пунктах по всему слою воды от поверхности до дна оказались близкими теоретическим законам распределения — нормальному или Максвелла.

При определении соответствия функции распределения теоретическим законам были использованы следующие критерии: для нормального распределения — критерий Корню [156], для распределения Максвелла —  $\sigma/\bar{W} = 0,5$ . Отклонения от критерия

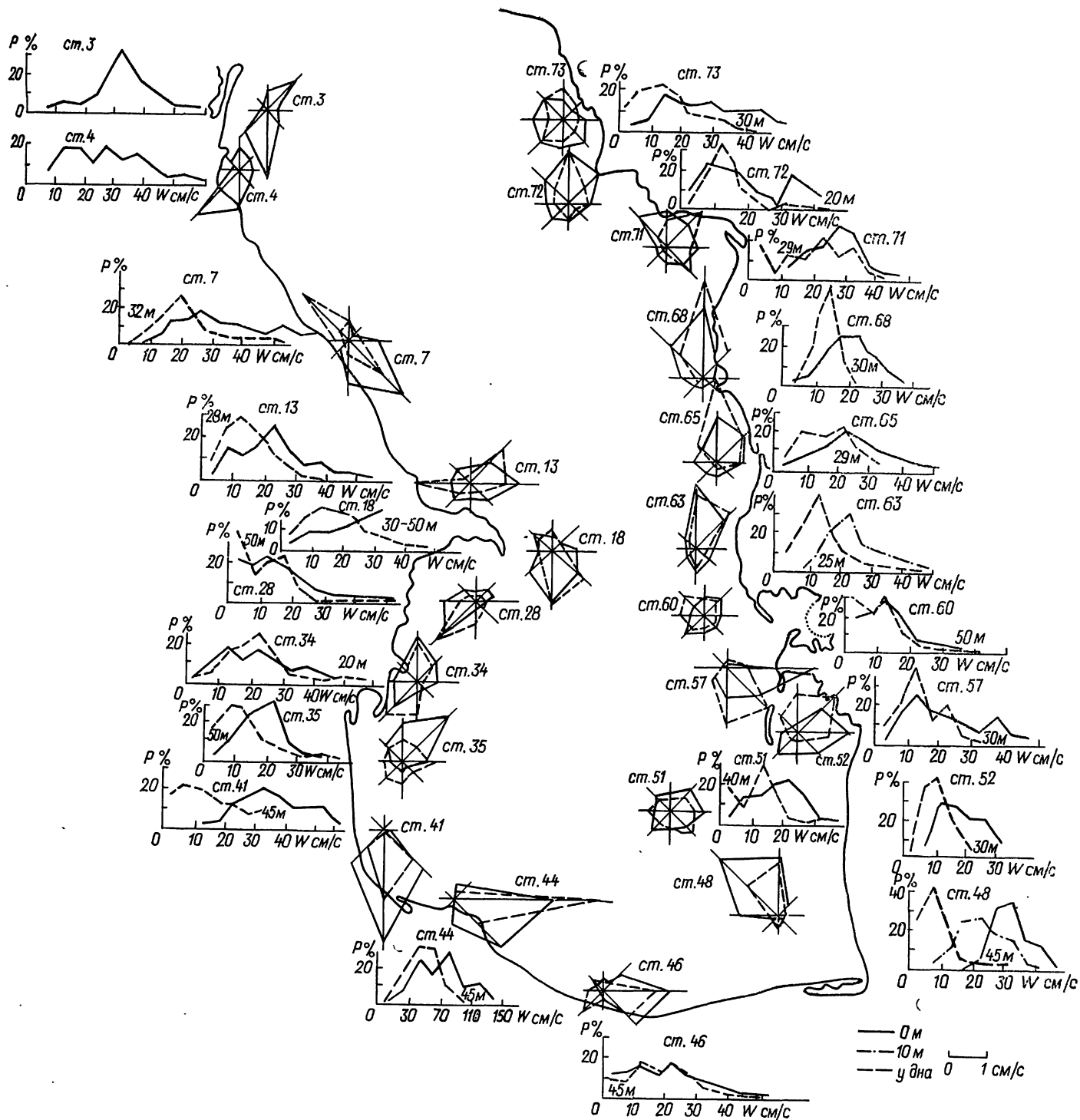


Рис. 12.13. Розы течений и повторяемость  $P$  скоростей течений на поверхностном и придонном горизонтах по данным многосуточных наблюдений самописцем БПВ-2.

Станция	Глубина, м	Месяцы наблюдений	Преобладающее направление ветра	Повторяемость направления ветра, %	Число наблюдений	Станция	Глубина, м	Месяцы наблюдений	Преобладающее направление ветра	Повторяемость направления ветра, %	Число наблюдений
3	10-12	VI, X	В	42	585	51	45	V, VI	—	—	1069
4	12-15	VI	ЮВ	27	533	52	11	VI	СЗ	52	446
			В, ЮВ	45					З	23	
			З	27		57	33	X	—	—	588
7	34	VI, VII	З	36	578	60	55	IV, VIII, IX, X	—	—	3394
			СЗ	28		63	27	I, VII, XII	СВ	31	1766
			ЮЗ	20				В	ЮВ	21	
13	32	I, IV, VII	СЗ	44	883			В	ЮВ	20	
			ЮЗ, Ю	40		65	34	I, VIII, X, XII	В	25	422
18	67	I, III, VII	СЗ	40	2329			ЮВ	СВ	20	
			Ю, ЮВ	28		68	32	VII	В	38	485
28	53	III, VIII, IX, X	—	—	2614			ЮВ	С, СЗ	19	
34	26	V, X, XI	ЮВ	35	791			С	СЗ	26	
			СЗ	21		71	32	III	В	55	218
35	53	IX, XI	В, СВ, ЮВ	40	859			СВ	В	39	
41	50	VII, X	—	—	702			В	СЗ, З	40	538
44	50	XI	—	—	1069			СЗ, З	В	36	
46	50	VI, VIII, XII	—	—	4175			В	СЗ, З	36	
48	50	VI, VII	—	—	583	73	32	V, VII, XII	В	45	780

Статистические характеристики течений в средней и южной частях Каспийского моря

Номер станции	Район наблюдений	Период наблюдений	Глубина, м	Горизонт, м	Число случаев	$\bar{W}$ см/с	Критерий нормального распределения		Критерий распределения Максвелла		Принятый закон распределения
							$\pi/2 \approx \bar{W}^2 / W_k^2$	отклонение, %	$0,5 \approx \sigma / \bar{W}$	отклонение, %	
1	Избербаш	1954—1969	11	0,5	7 929 *	4,6	1,28	18	0,52	4	Максвелла
2	б-ка Дарвина	1956—1958	7,5	0,5	4 562 *	4,2	1,16	26	0,40	20	—
3	о. Жилой	1953—1957	18	0,5	2 911 *	10,5	1,27	19	0,53	6	Максвелла
4	Нефтяные Камни	1961—1969	22	0,5	3 791 *	6,9	1,31	16	0,56	12	—
5 (64)	Апшеронский порог (АБС-1)	22 VI—3 VII 1966	100	10	520	11,9	1,16	26	0,40	20	—
6 (17)	Апшеронский порог (АБС-2)	22 VI—3 VII 1966	100	50	541	8,3	1,18	25	0,43	14	—
7 (23)	о. Нарген	27—30 XII 1974, 20—29 I 1975, 10—21 II 1976	12	1	4 791	5,0	1,38	12	0,62	24	Максвелла
8 (28)	б-ка Макарова	12—20 III, 28 III—10 IX, 3—14 X 1976	53	10	4 664	5,1	1,22	22	0,47	6	Максвелла
9 (34)	Взморье р. Куры	I, III, IX, X, IX 1981, III, V, X, IX 1982, V, VII, IX 1983 (по 3 сут в месяц)	14	0,5	3 720	9,9	1,53	2	0,73	46	Нормальный
10 (39)	Астара	2—8 IX, 13—23 VIII 1976	38	1	2 916	8,0	1,38	12	0,62	24	»
11 (41)	б-ка Каменная	11—14 X 1976, 8—13 VII 1977	48—50	1	1 967	6,8	1,49	5	0,70	40	»
12 (46)	Ноушехр	15 VIII—2 IX, 5 XII 1976, 14—30 VI 1977, 13—26 X 1978	50	10	2 105	18,2	1,25	20	0,50	0	Максвелла
13 (51)	б-ка Грязный Вулкан	26 V—2 VI 1973	45	10	1 571	17,9	1,34	15	0,59	18	—
14 (60)	б-ка Ливанова	1—4 VIII, 7—11 VIII 5—9 IX, 22—25 IX, 25—29 X 1973, 22—27 IV 1976	55	10	2 145	18,3	1,46	7	0,68	36	Нормальный
15 (59)	б-ка Жданова	23—26 X 1975	12	1	709	9,4	1,42	10	0,65	30	»
16 (57)	п-ов Челекен	1—9 IV 1976	54	10	950	8,7	1,34	15	0,58	16	—
17	Челекен (эстакада)	1962—1974	7	0,5	744	9,4	1,55	1	0,74	48	Нормальный
18 (63)	м. Куули	17—27 VII 1967, 28 XI—6 XII 1976	22—26	7	367	9,9	1,88	31	0,28	44	—
19 (66)	У прол. Кара-Богаз-Гол	20—23 X 1981, 20—22 VIII, 16—18 X, 10—13, 15—18 XII 1982, 17 I 1983	34	0,5	332	11,0	1,17	25	0,41	18	—
20 (67)	У прол. Кара-Богаз-Гол	21—24 XII 1981, 16—19 VIII, 21—23, 25—26 X, 10—13, 15—18 XII 1982, 9—12 I, 20—23 V 1983	11,5	0,5	368	10,1	1,21	22	0,46	8	Максвелла
					335	9,3	1,45	8	0,67	34	Нормальный
					2 250	11,8	1,36	13	0,60	20	—
					3 247	13,3	1,60	2	0,78	56	Нормальный
					1 925	14,3	1,42	10	0,65	30	»
					760	8,7	1,20	24	0,48	4	Максвелла
					277	8,4	1,19	24	0,44	12	»
					309	4,5	1,12	45	0,35	30	—
					1 508	7,9	1,42	10	0,65	30	Нормальный
					2 033	11,6	1,41	10	0,64	28	»
					1 020	4,7	1,60	2	0,78	56	»
					948	5,4	1,60	2	0,79	58	»
					910	6,0	1,47	6	0,69	38	»
					2 280	7,1	1,42	10	0,65	30	»
					2 226	5,7	1,31	16	0,56	12	—
					2 226	5,7	1,44	8	0,66	32	Нормальный
					8 352 *	6,6	1,45	8	0,67	34	»
					13 605	5,7	1,36	13	0,60	20	—
					12 470	5,3	1,44	8	0,67	34	Нормальный
					1 038	10,5	1,13	28	0,36	28	—
					1 964	7,8	1,13	28	0,36	28	—
					1 216	5,9	1,18	24	0,42	16	—
					632	11,9	1,24	21	0,49	2	Максвелла
					508	8,6	1,26	20	0,51	4	»
					629	8,1	1,29	18	0,54	8	»
					851	13,7	1,44	8	0,66	32	Нормальный
					618	9,9	1,34	15	0,63	26	—
					632	8,2	1,31	16	0,56	12	—

Примечания. 1. Звездочка \* означает дискретность наблюдений 6 ч (по остальным пунктам — 30 мин).  
2. Номер станции в скобках соответствует номеру на рис. 12.6.  
3.  $\bar{W}$  — средняя скорость течения;  $\bar{W}_k$  — среднеквадратическая скорость;  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение.



оценивались в процентах. Хорошая согласованность с теоретическим законом принималась при отклонении от критерия до 10 %.

Направления течений также аппроксимируются теоретическими законами распределения — нормальным, Максвелла и Пуассона [156].

#### 12.2.4. Градиентные течения

На существенную роль течений, обусловленных нагонами (градиентных), в общем движении вод Каспийского моря указывали многие исследователи [273, 337, 407, 453]. Для оценки условий, способ-

ствующих возникновению градиентных течений, были рассмотрены все случаи нагонов с 1935 по 1965 г. Этот период был выбран не случайно — в него вошли годы с наблюдениями на уровнях постах южного побережья: Энзели (Пехлеви) и Ноушехр.

Особенности физико-географических условий отдельных районов Каспийского моря обуславливают значительные различия в высотах нагонов и сгонов.

При ветрах северной четверти области нагонов располагаются у северного побережья Апшеронского полуострова, в юго-западном районе моря и у южного побережья. Юго-восточный и восточный

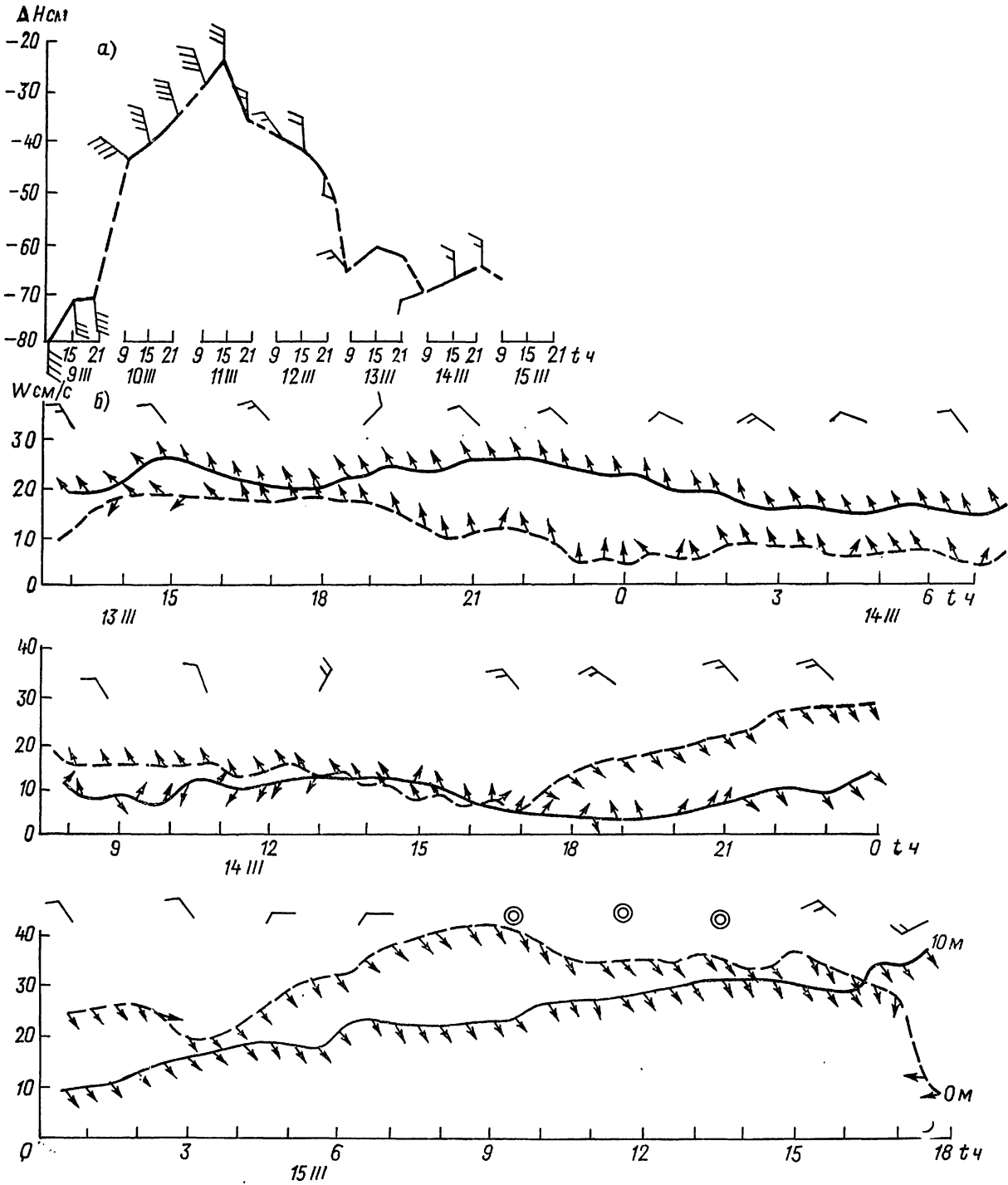


Рис. 12.14. Повышение уровня  $\Delta H$  у Апшеронского полуострова (Сумгаит) при северном ветре 9—11 марта 1962 г. (а) и градиентные течения, измеренные 13—14 марта 1962 г. на многосуточной станции (глубина 31,5 м) (б):

Таблица 12.14

Повторяемость направлений течений (%) на поверхности при разных ветрах по данным ст. Банка Дарвина (1956—1958 гг.), глубина 7,5 м

Направление течения	Направление ветра							
	СЗ	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
СЗ	8	7	15	39	48	43	30	25
С	3	3	5	7	14	16	15	8
СВ	33	28	28	15	16	21	32	41
В	38	36	18	9	5	6	12	24
ЮВ	7	8	5	4	2	2	1	3
Ю	3	3	2	3	1	2	1	1
ЮЗ	3	7	8	4	1	1	3	2
З	5	8	19	19	13	9	6	6
Число случаев	488	538	301	268	571	664	273	127

ветры способствуют повышению уровня в северо-западной части моря и на участке побережья от Махачкалы до о. Чечень. По остальным районам прибрежной зоны заметных повышений уровня при усилении этих ветров не отмечено (исключение — небольшие бухты).

Ввиду сложности проведения наблюдений за течениями севернее Апшеронского полуострова из-за

которые можно отнести к градиентным. Это наблюдения на многосуточной станции в 18 км к северу от Апшеронского полуострова (г. Сумгаит), проведенные 13—16 марта 1962 г., через двое суток после ослабления сильного северо-западного ветра, вызвавшего 9—11 марта нагон у побережья Апшеронского полуострова. Высота нагона у г. Сумгаита составила 50 см. Течение имело северо-западное направление и скорости около 15 см/с на поверхности и 18—20 см/с на горизонте 10 м (в придонном слое наблюдения не проводились) (рис. 12.14).

Поскольку, в отличие от ветрового, градиентное течение медленно развивается и затухает и с учетом того, что течение было измерено при понижении уровня, можно полагать, что было выделено градиентное течение.

Хотя у северного побережья Апшеронского полуострова высота нагона постепенно уменьшается вдоль побережья к востоку в соответствии с ослаблением северных ветров [230], у восточной оконечности полуострова часто отмечаются северо-восточные течения при ветрах северной четверти. Это подтверждают наблюдения, проведенные с отдельного основания в районе б-ки Дарвина (в 5 км к северу от о. Артема) в 1956—1958 гг. (табл. 12.14).

С глубиной повторяемость северо-восточных течений увеличивается почти вдвое.

Возрастание с глубиной повторяемости встречных ветру течений отмечается и в других районах к северу от Апшеронского полуострова. Так, на двух многосуточных станциях, расположенных восточнее Сумгаита в 7 и 19 км от берега, проводились одновременные наблюдения 17—20 июля 1984 г. в районе глубин 14—29 м. На горизонтах 10 и 25 м преобладали течения на северо-запад при ветрах северного и северо-западного направлений.

В южной части моря возникновению градиентных течений способствуют сильные и продолжительные ветры северной четверти, развивающиеся в Апшеронском районе [230] и вызывающие нагон воды у южного побережья. Многосуточные наблюдения за течениями с помощью БПВ-2, выполненные в разных районах южной части моря, показывают наличие градиентных течений (рис. 12.15). Так, в юго-западном районе моря преобладают течения не только южной, но и северной четверти. Вдоль южного побережья наряду с устойчивыми восточными течениями наблюдаются северные и западные течения. В юго-восточном районе чаще всего наблюдаются течения с северной составляющей, хотя в этом районе преобладают западные, юго-западные и северные ветры летом и северо-восточные, северные и восточные — зимой. Северные течения чаще отмечаются не только в поверхностном, но и в глубинных слоях.

В северо-западной части моря на участке прибрежной зоны от Махачкалы и далее вдоль Аграханского полуострова преобладание юго-восточных ветров приводит к повышению уровня и возникновению градиентных течений южного и юго-восточного направлений. Наряду с действием северных и северо-западных ветров это способствует «постоянству» течений, направленных вдоль западного берега на юг, что отмечается всеми исследователями течений Каспийского моря.

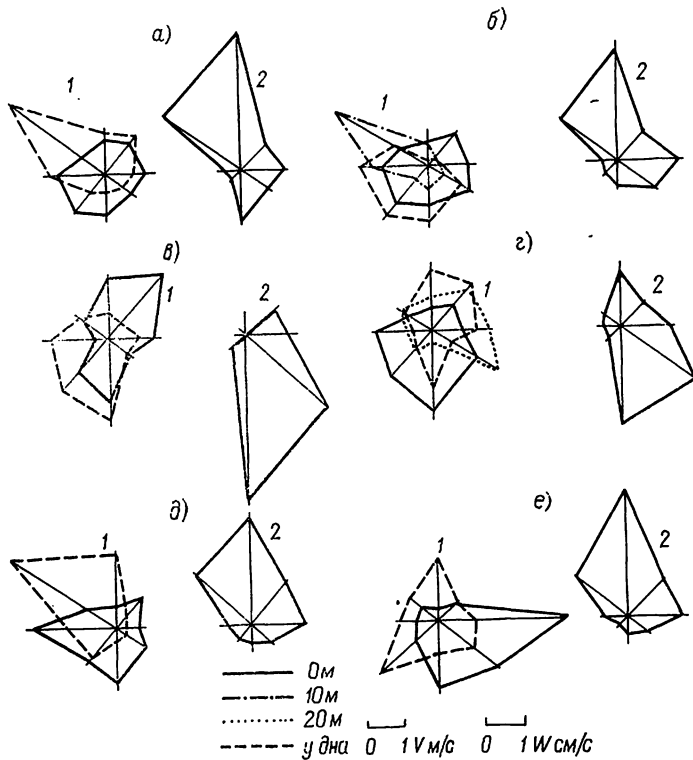


Рис. 12.15. Розы градиентных течений (1) и ветра (2) по данным многосуточных станций к северу от Апшеронского полуострова (а, б), юго-западного (в, г) и юго-восточного (д, е) районов моря.

а — 7,5 км от берега, глубина 14 м, 17—20 июля 1984 г.; б — 19 км от берега, глубина 29 м, 17—20 июля 1984 г.; в — у Ленкорани, глубина 10,5 м, 8—14 июня 1984 г.; г — у Ленкорани, глубина 32 м, 14—20 июня 1984 г.; д — глубина 32 м, 24—26 сентября 1983 г.; е — глубина 13 м, 24—26 сентября 1983 г.

частых и сильных ветров северной четверти и отсутствия укрытий для судов количество этих наблюдений невелико. Из числа имеющихся записей течений с помощью самописца БПВ-2 выбраны те,

Таблица 12.15

Повторяемость направлений течений (%) при разных ветрах по рейдовым наблюдениям у Махачкалы (1948—1962 гг.)

Направление течения	Направление ветра					
	СЗ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З
СЗ	25	9	5	11	8	17
С	6	2	2	—	3	2
СВ	5	6	2	2	5	3
В	7	12	9	7	8	6
ЮВ	14	37	35	24	18	24
Ю	11	20	27	26	26	11
ЮЗ	16	6	9	17	19	21
З	16	8	11	13	13	16
Число случаев	358	223	333	105	239	339

Это подтверждается данными наблюдений за течениями на рейдовых пунктах в районе Махачкалы, которые проводились ежедекадно с 1948 по 1962 г. в зоне глубин 12—15 м на расстоянии 18 км от берега. Наиболее высокую повторяемость при юго-восточном ветре в этом районе имеют юго-восточные и южные течения (табл. 12.15).

Измерения на взморье р. Самура в июне и сентябре 1970 г. отметили распространение градиентных течений на довольно значительное расстояние от района, где наблюдался нагон. Две буйковые станции, установленные в створе р. Самура на расстоянии 13 и 33 км от берега, а также наблюдения на ГМС Изберг с 21 по 24 сентября при юго-восточном ветре отметили течение навстречу ветру. Поскольку в северо-западной части моря при этом наблюдалось повышение уровня, вызванное юго-восточным ветром силой от 4 до 7 баллов, возникшее течение можно отнести к градиентным.

Срочные наблюдения в ряде пунктов (Астара, Энзели, Гасан-Кули, Огурчинский остров, Сумгаит, Махачкала) показывают, что нагоны достигают 60—70 см уже при скоростях ветра 18—20 м/с. При определенной скорости ветра (от 20 до 28 м/с) повышение уровня прекращается.

Начало нагонов во всех указанных районах в основном совпадает с началом действия ветра. Сдвиг во времени наступления «пика» уровня по отношению к максимальной скорости ветра может составить 6—12 ч, реже 24 ч и более. Благоприятные условия для возникновения градиентных течений чаще всего создаются в районе северного побережья Апшеронского полуострова, где расположена область максимальных ветров и отмечается наибольшее количество дней с сильными и продолжительными северными и северо-западными ветрами.

Скорости градиентных течений в среднем составляют 10—25 см/с. При этом на поверхности скорости несколько меньше, чем на нижележащих горизонтах.

Измеренные максимальные скорости градиентных течений у Аграханского полуострова и у о. Чечень в феврале, июне, октябре 1982 и июне 1983 гг. достигали 40—70 см/с.

Наблюдения за течениями, проведенные в юго-западном районе (около 38° с.ш. и южнее), отмечают значительные скорости. Так, в районе Астары

(глубина 38 м) на горизонте 10 м наибольшие скорости достигали 40—56 см/с, в районе б-ки Каменной (глубина 50 м) такие скорости измерены на поверхности и горизонте 10 м. У иранского побережья в зоне глубин 50 м также измерены максимальные скорости от 40 до 60 см/с у течений как южной, так и северной четверти.

Приведенные наибольшие измеренные скорости течения, по-видимому, не являются максимально возможными, так как в большинстве случаев наблюдения проводились при слабых ветрах и продолжительность их недостаточна для получения надежных экстремальных значений.

#### 12.2.5. Мезомасштабная изменчивость течений

Мезомасштабная изменчивость течений охватывает диапазон от нескольких часов до суток и включает инерционные, приливные и сейшевые движения. Замкнутость Каспийского моря способствует развитию в нем свободных инерционных и сейшевых движений, приливные явления выражены слабо.

Инерционные движения обусловлены вращением Земли и характеризуются временным масштабом, близким к локальному значению  $T = 12/\sin \varphi$ , где  $\varphi$  — широта места;  $T$  — период, ч. Средний для Каспия период инерционных движений — около 17,5 ч.

В табл. 12.16 показаны несколько случаев течений, измеренных в средней и южной частях моря, характер изменчивости которых позволяет отнести их к инерционным.

Следует оговорить, что имеющиеся данные недостаточны для установления особенностей инерционных движений и причин, их вызывающих. Инерционные движения были выявлены при построении графиков временной изменчивости направления и скорости течений по характерному признаку — движению частиц воды в горизонтальной плоскости по орбитам, близким к круговым, в направлении по часовой стрелке с периодом, значение которого зависит от географической широты места наблюдений. Выявленные непостоянство периода этих движений, колебания его в интервале, близком к периоду колебаний на определенной широте, подтверждаются наблюдениями на других морях [278].

Из имеющихся данных можно выделить несколько случаев, дающих представление о пространственном распространении движений, близких к инерционным. С 23 июня по 3 мая 1966 г. на Апшеронском пороге проводились наблюдения за течениями на двух автономных буйковых станциях (АБС), расположенных на восточном (АБС-1) и западном (АБС-2) участках порога с глубинами 100 м, а также в центральной части порога (глубина 190 м) на якорной станции. На АБС наблюдения велись с помощью БПВ-2, на якорной — морской вертушкой (ВММ). Горизонты наблюдений на АБС-1 — 50 и 90 м, на АБС-2 — 10, 50 и 90 м, на якорной — 0,5; 10; 25; 50; 100 и 180 м. Дискретность наблюдений на АБС — 30 мин, на якорной станции — от 2 до 4 ч. Наблюдения показали довольно сложную динамическую картину, сложившуюся в этот период над порогом. В общем виде водообмен, который осуществляется через порог между средней и южной частями моря, выглядит

Течения с периодом колебаний, близким к инерционному

Район наблюдений	Период наблюдений	Глубина, м	Горизонт, м	Широта $\varphi$	$T$ (Ф) ч	$T$ (по наблюдениям) ч
Иранское побережье (у Ноушехра), АБС Взморье р. Куры	17—25 VI 1977	50	10	36°40'	20	21, 20; 18, 21, 16, 18, 18
	18—26 VIII 1976	50	20			16, 17, 18, 15, 15, 19, 15
	15—18 V 1984	28	0,5 26	39 20	19,5	21, 20, 18 18, 20
Апшеронский порог: АБС-2	23 VI—2 VII 1966	100	10	40 18	18,4	17, 17, 19, 17, 19, 17, 17 19, 21, 18, 16, 20, 19, 20, 17, 17, 18
			50			
якорная станция	24—25, 27—29 VI 1966	180	90	40 17	18,4	19, 19, 15, 18, 17, 18, 18 15, 15 18, 12 16, 15 16—20
			5			
			10 20			
м. Суэ м. Ракушечный м. Меловой	18—20 VIII, 1962	27	50—80	41 20	18,0	17, 20
	15—17 VIII 1962	27	5	42 40	17,6	17, 19
	21—22, 23—26 VII 1982	30	0,5	43 40	17,4	21, 9, 15
			10			16, 16, 15, 19
			20 28			16, 19, 15 18, 20

так: над западной частью порога происходит перенос вод из средней части в южную, над восточной — из южной в среднюю. В период наблюдений на западном участке весь слой воды от горизонта 10 м до придонного (50 м) был охвачен инерцион-

ными движениями (рис. 12.16), над центральной частью эти движения прослеживались только в верхнем 20-метровом слое (рис. 12.17), в глубинных слоях преобладало течение южной четверти. Над восточным участком порога в верхнем 50-мет-

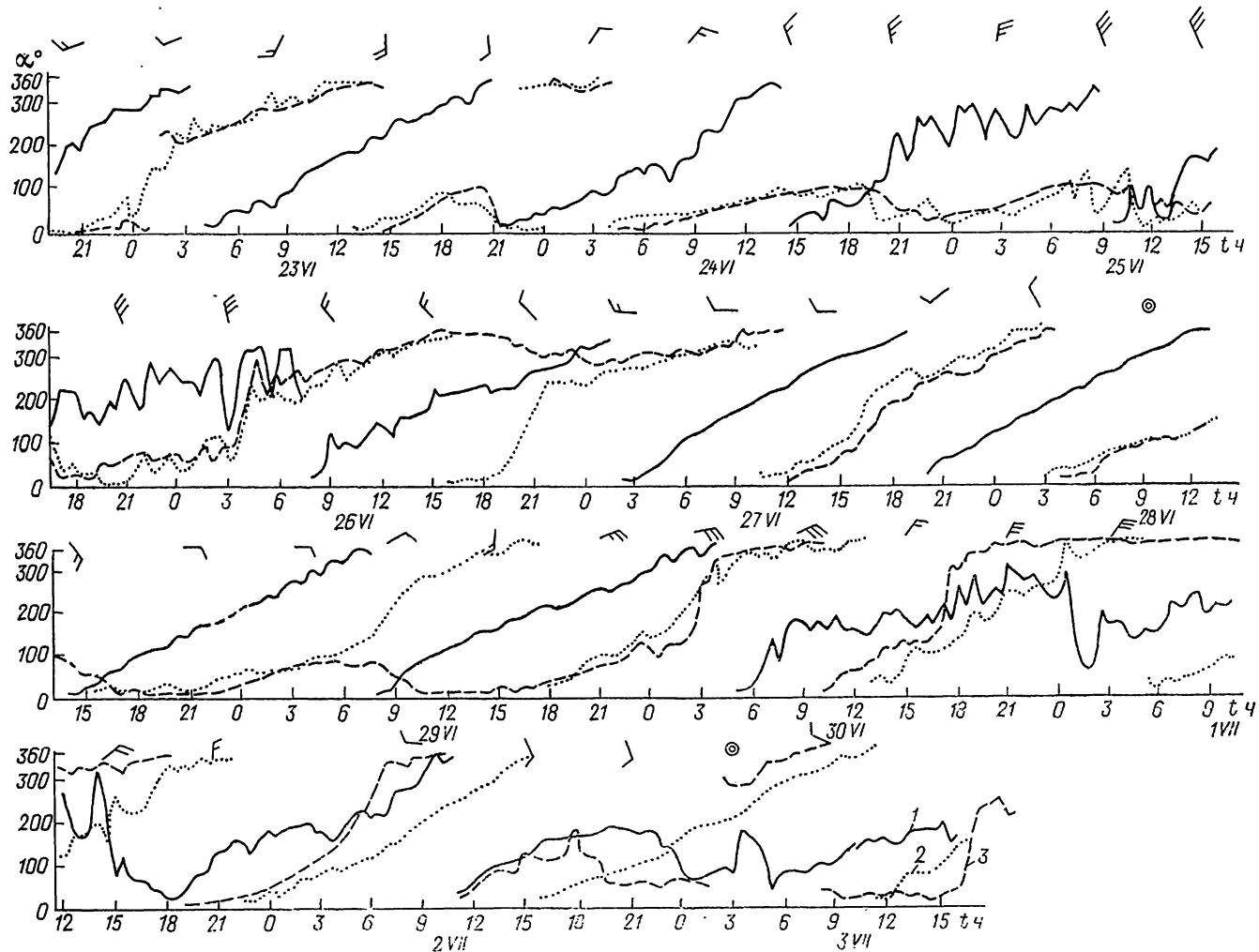


Рис. 12.16. Изменчивость направления течений по наблюдениям на Апшеронском пороге 22 июня—3 июля 1966 г. (АБС-2, глубина 100 м) на горизонтах 10 (1), 50 (2) и 90 м (3).

ровом слое наблюдений не было, в придонном слое течение было направлено на северо-запад.

Инерционные движения над Апшеронским порогом распространялись в глубину с некоторым запаздыванием (до 6 ч) начала очередного цикла на нижележащих горизонтах по отношению к поверх-

ностному.

Наблюдениями в разных прибрежных районах моря — у восточного и иранского побережья, на взморье р. Куры — отмечены инерционные движения только в глубинных слоях при отсутствии их в поверхностном слое (рис. 12.18).

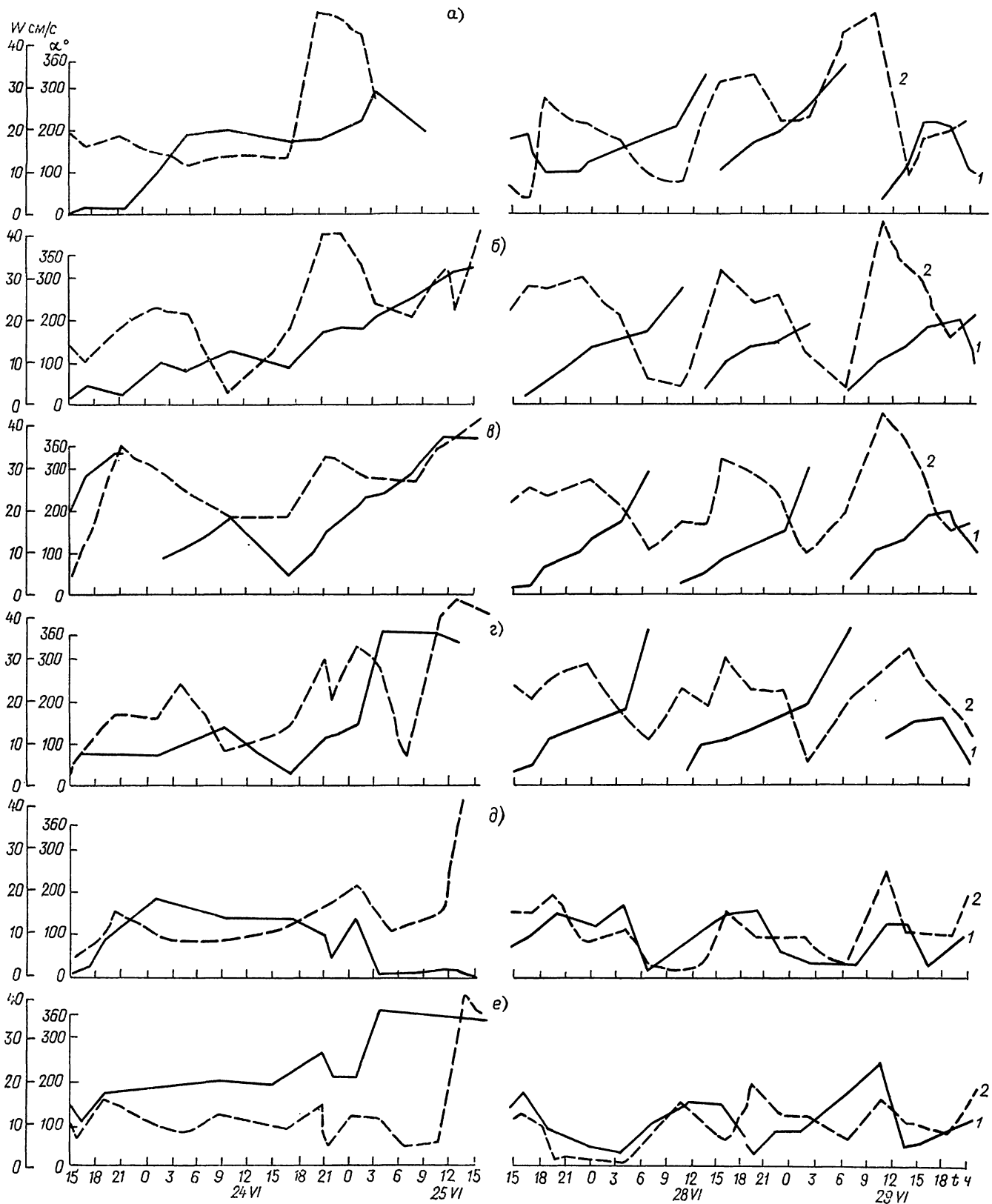


Рис. 12.17. Направление  $\alpha$  (1) и скорость  $W$  (2) течения на многосуточной станции в районе Апшеронского порога ( $40^{\circ}17'$  с. ш.,  $51^{\circ}26'$  в. д., глубина 190 м) 24—25 и 27—29 июня 1966 г. на горизонтах 0,5 (а), 5 (б), 10 (с), 25 (е), 50 (д) и 100 м (е).

Большинство исследователей полагают, что инерционные движения возникают в результате локального штормового воздействия. Подтверждением этому служит упомянутый случай наблюдаемых инерционных движений над Апшеронским порогом

В других случаях в период, предшествующий наблюдениям, и во время измерения течений наблюдались слабые, переменные по направлению ветры. Возможно, в таких ситуациях возбуждение инерционных течений происходит под влиянием

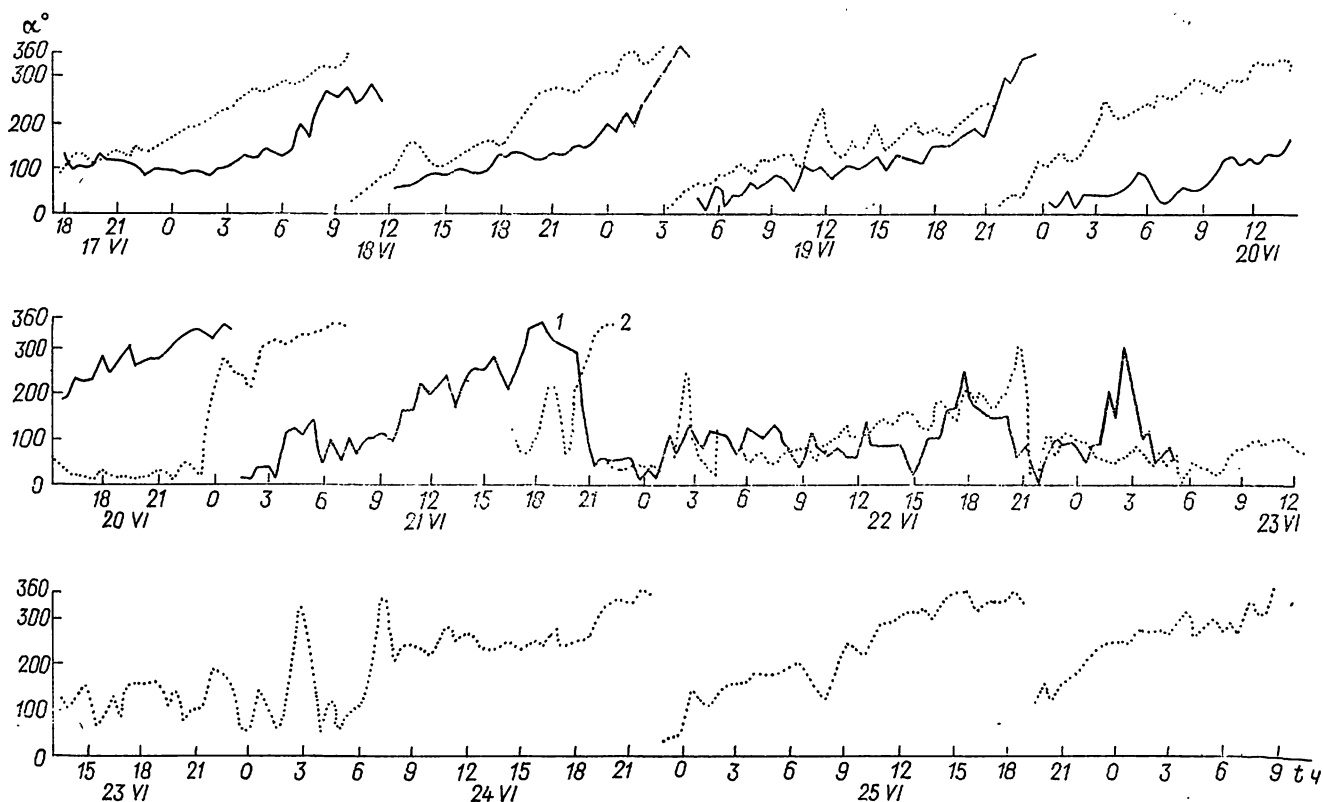


Рис. 12.18. Изменчивость направления течений  $\alpha$  у иранского побережья (ст. 46, глубина 50 м) на горизонтах 10 (1) и 20 м (2) 17—26 июня 1977 г.

23 июня—3 июля 1966 г. По данным гидрометстанции Нефтяные Камни, в период, предшествующий наблюдениям (20—21 июня), в этом районе отмечался сильный северо-западный ветер со скоростями 12—18 м/с. К моменту начала наблюдений (19 ч 22 июня) скорость ветра уменьшилась до

сейшевых или приливных явлений, поскольку в момент измерения течений отмечены периодические колебания уровня приливного и сейшевого характера. Об этом свидетельствует синхронный график временной изменчивости течений и уровня в районе м. Мелового (рис. 12.19).

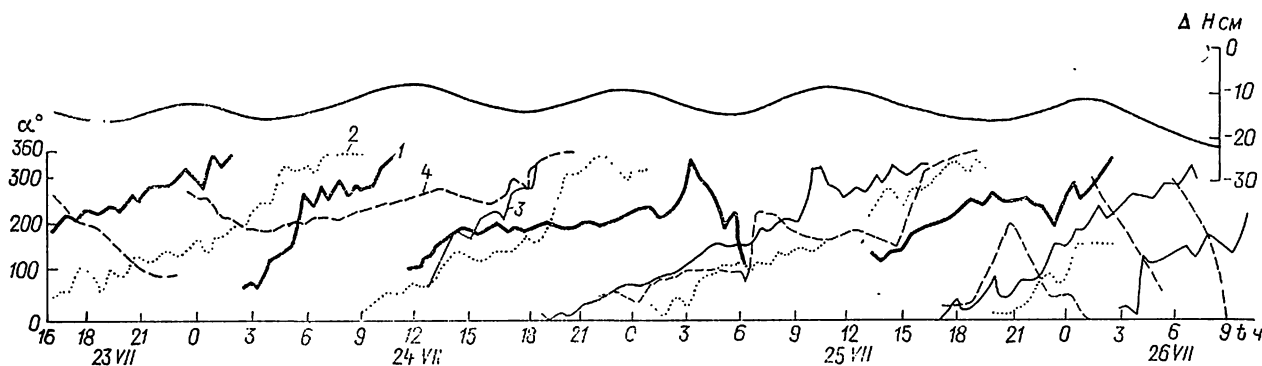


Рис. 12.19. Изменчивость направления течений  $\alpha$  у м. Мелового (глубина 30 м) и уровня  $\Delta H$  у Бекдаша 23—26 июля 1982 г. при слабом северо-западном ветре на горизонтах 0,5 (1), 10 (2), 20 (3) и 28 м (4).

4 м/с и весь период наблюдений преобладали слабые ветры северной и южной четвертей с кратковременными усилениями до 4—5 баллов. В восточной части порога (по данным гидрометстанции Куули-Маяк) весь месяц наблюдались слабые ветры.

Возникновение инерционных течений только в глубинных слоях, возможно, связано с наличием внутренних сейш и внутренних приливов в слое термоклина.

С помощью спектрального анализа были выявлены инерционные движения в районе Бакинского

архипелага и на взморье р. Куры по данным измерений течений на 6 АБС, проводившихся более месяца (1975—1979 гг.). В результате анализа было установлено, что в прибрежной зоне причиной, способствующей возникновению инерционных движений, является непосредственное воздействие ветра. В областях с резким изменением глубин (на свале глубин) инерционные движения возникают под воздействием топографических волн с частотами, близкими к инерционным [189].

течений по орбитам, близким к круговым, против часовой стрелки с преобладающими периодами 3—6 ч.

Наблюдения на двух многосуточных станциях выполнены одним судном в районе прол. Кара-Богаз-Гол в точках с глубинами 10 и 33 м (14—16, 20—23 октября 1979 г.). Эти наблюдения, несмотря на разрыв между ними, дают основание полагать, что сейшевые течения могут существовать длительное время и распространяться на значительное про-

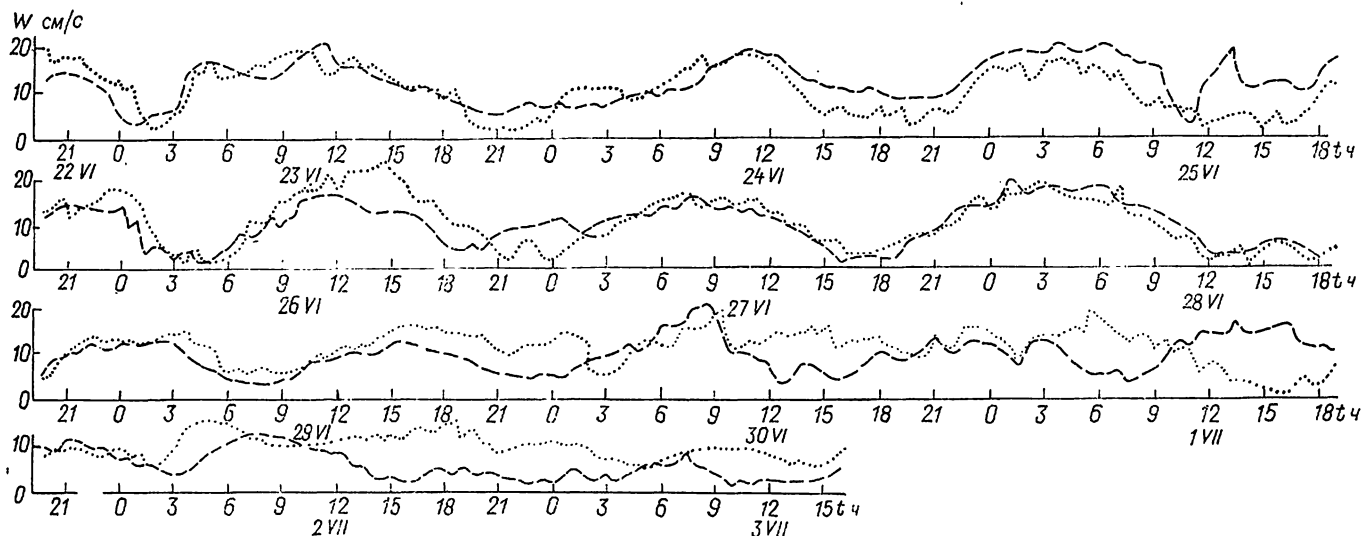


Рис. 12.20. Изменчивость скорости течения  $W$  на Апшеронском пороге 22 июня—31 июля 1966 г. (АБС-2, глубина 100 м) на горизонтах 50 (1) и 90 м (2).

Для скоростей инерционных течений характерно периодическое изменение их значений с периодом, близким к периоду изменения направлений течений. Диапазон изменчивости скоростей течений — от 10—20 до 30—50 см/с (рис. 12.20).

В некоторых шельфовых районах средней и южной частей моря были измерены течения, характер временной изменчивости которых позволяет отнести их к сейшевым. Основанием для этого послужили следующие признаки: вращение течений против часовой стрелки по орбитам, близким к круговым, с периодами от 2 до 10 ч.

Известно, что сейшевые колебания представляют собой вертикальные и горизонтальные смещения водных частиц. Горизонтальные смещения имеют возвратно-поступательный или круговой характер и образуют сейшевые течения.

Изучением сейшевых колебаний в Каспийском море в разное время занимались многие исследователи [102, 189, 212, 226, 242]. На основании анализа уровенных мареографных наблюдений, применения спектрального анализа были выявлены сейши с периодами 10—40 мин; 1,5; 2,75; 3—4; 4,7 и 9—12 ч. Разнообразие периодов сейшевых колебаний отмечено и на других морях.

Причины возникновения сейш разнообразны, но основные — это воздействие ветра и изменение атмосферного давления. Для такого замкнутого бассейна, как Каспий, немаловажное значение имеют приливы.

Показательными примерами сейшевых течений служат течения, измеренные в районе прол. Кара-Богаз-Гол, у о. Свиного (рис. 12.21), на взморье р. Куры. Эти наблюдения показывают вращение

странство. В этих наблюдениях отмечена характерная особенность: при преобладании периодов вращения от 3 до 5 ч зафиксирован случай (14—16 октября) постепенного увеличения периода от 5 до 11 ч и его последующего уменьшения до 4—5 ч. Подобное явление обнаружено и на трехсуточной станции (глубина 30 м) у о. Свиного, но только на горизонте 27 м, где наблюдались сейшевые течения. Здесь увеличение периода происходило от 3 ч 30 мин до 10 ч и тоже с последующим уменьшением (20 июля). Наблюдения у о. Свиного интересны тем, что сейшевые течения обнаружены в придонном горизонте и, возможно, связаны с внутренними волнами, возникающими в слое термоклина, который в летнее время в этом районе располагается между горизонтами 30 и 50 м, а в отдельные годы может подниматься и выше.

Сейшевые течения с периодом 3—6 ч только на горизонте 10 м были измерены на многосуточной станции у северного побережья Апшеронского полуострова (глубина 25 м). Хотя станция выполнялась с перерывами (17—18, 21—22, 24—25 декабря 1981 г.), можно считать продолжительность существования этих течений около 9 сут (а возможно, и больше), так как они наблюдались при каждом возобновлении работы станции. При этом в поверхностном слое преобладали течения северной четверти, а в придонном — преимущественно западного, юго-западного и юго-восточного направлений. В начале наблюдений действовал северный ветер, а затем юго-западный, скорости ветра в основном не превышали 10 м/с (22 декабря ветер усилился до 15 м/с).



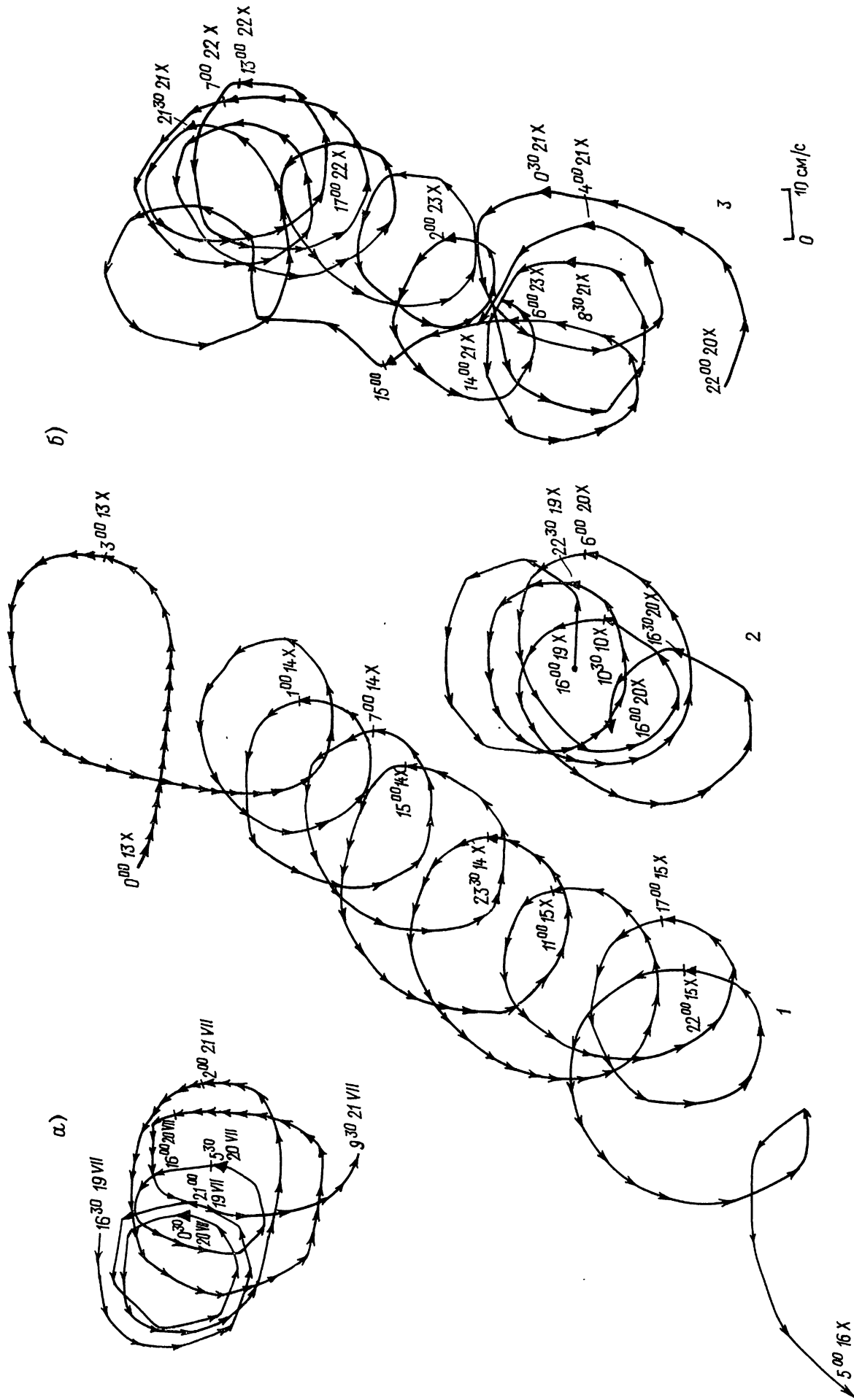


Рис. 12.21. Прогрессивно-векторные графики течений в различных районах. а — у о. Свяного, горизонт 30 м, глубина 27 м, глубина 30 м, 19—21 июля 1979 г.; б — у прол. Кара-Богаз-Гол 13—16 октября (1), 19—20 октября (2) (горизонт 0,5 м, глубина 10 м) и 20—23 октября 1981 г. (3) (горизонт 0,5 м, глубина 33 м).

Сейшевые течения с периодом 2 ч 30 мин — 3 ч отмечены в разных районах прибрежной зоны: у северного побережья Апшеронского полуострова (20—21 июля 1982 г., 17—20 мая 1984 г., глубина 29 м), м. Мелового (20—21 февраля 1982 г., глубина 17 м), м. Песчаного (13 февраля 1982 г., глубина 32 м), прол. Кара-Богаз-Гол (15—18 декабря 1982 г., глубина 35 м). Ветер во всех случаях не отличался устойчивым направлением, а скорости его изменялись от 1—2 до 10 м/с.

Скорости сейшевых течений колеблются в пределах 10—30 см/с. Максимальные значения, измеренные во время наблюдений, достигали 40 см/с. В отличие от инерционных течений, скорости сейшевых течений не подвержены циклической изменчивости. Наблюдающиеся небольшие увеличения скорости, вероятно, вызваны усилением скорости ветра.

### 13. ВОЛНЕНИЕ

Для освещения режима ветра и волн в морях СССР и в шельфовой зоне морей в ГОИНе и Санкт-Петербургском отделении ГОИНа разработан ряд специальных методов, позволяющих получать эти данные путем расчета по синоптическим картам за много лет и анализа многолетних рядов судовых наблюдений.

В рамках первого метода [327] рассматриваются все синоптические карты за промежуток времени не менее 10 лет. Расчет ветра и волн осуществляется для однородных в синоптическом отношении районов, в каждом из которых при рассматриваемой синоптической ситуации направление и скорость ветра изменяются в небольших пределах. Границы этих районов корректируются путем анализа всех карт ветровых полей используемого синоптического архива. Для каждого района строятся типовые карты полей ветра. Тип поля ветра определяется его направлением в данном районе (по 8 основным румбам), а подтип — интервалом скорости ветра (0—5, 6—10, 11—15 м/с и т. д.). Штилевой подтип, отвечающий обычно случаю зыби, означает, что в пределах района скорость ветра мала, но на его акваторию распространяется волнение из соседних районов. Для каждого типа и подтипа по картам строились поля ветра, на основе которых выполнялись расчеты элементов волн с учетом синоптической обстановки над всем морем. Для этого на каждой карте через расчетную точку проводят веер лучей с интервалом 30°. Из них выбирают так называемые рабочие лучи — лучи, на которых ветер имеет составляющую в направлении к расчетной точке. Далее рабочие лучи разбиваются на участки, в пределах которых скорость и (или) направление ветра менялись не более чем на 4 м/с и 20° соответственно. Описанным способом получают распределение характеристик ветра на каждой синоптической карте. Далее по формулам, приведенным в [327], находят элементы волн в данной расчетной точке. Такой прием называется расчетом «по замороженной карте».

Путем статистического анализа величин, вычисленных для всех полей ветра, строят функции распределения средних высот и периодов волн, а также получают некоторые другие характеристики, описывающие режим ветра и волн. В заключение на основе функций распределения высот определяются их значения, возможные один раз в заданное число лет.

Второй метод позволяет проанализировать весь послевоенный архив данных — за 30—40 лет [177]. По этому методу расчет ветра и волн осуществляется только для наиболее сильных штормов (волноопасных ситуаций) по районам моря. Районы выбираются описанным выше приемом. В качестве критерия шторма — пороговой скорости ветра для циклонов умеренных широт, которые в основном вызывают крупные волны на морях СССР — принимается скорость 15 м/с. Исследования волнового режима за рубежом, а также результаты расчета многолетних значений других гидрометеорологических

элементов, например уровня моря, показали что соответствующие режимные характеристики практически не зависят от выбранного порогового уровня. Имеющиеся сведения о режиме ветра на морях СССР [177] показывают, что вероятность появления волноопасных ситуаций с названной скоростью ветра составляет примерно 5—10%. Поэтому трудоемкость работ по расчету ветрового режима по сравнению с первым методом заметно сокращается (в 10—15 раз). Вместе с тем при таком способе анализа неосвещенным остается режим относительно слабого волнения.

При использовании второго метода, кроме сложного контура береговой черты и неоднородности поля ветра, учитывается его нестационарность. Для этого берется серия последовательных карт атмосферного давления, с помощью которых ведется расчет изменяющегося во времени волнения, т. е. учитывается предшествующая ветровая обстановка формирующая поле волн к моменту расчета. Вначале выполняются описанные выше операции по проведению лучей, выделению из них рабочих и другие, позволяющие получить распределение характеристик ветра на каждой синоптической карте. Далее строят пространственно-временные диаграммы с осями время — длина разгона. На диаграмме проводят своего рода траекторию распространения фронта ветровых волн и по алгоритмам, описанным в [327], находят элементы волн на момент составления синоптических карт. В итоге для каждого шторма можно найти наибольшие значения этих элементов. Путем статистического анализа всех штормов получают более достоверные сведения о режимных значениях скорости ветра и элементов волн в области малых значений вероятности их превышения, а также о расчетных элементах ветра и волн, возможных в заданное число лет.

В качестве самостоятельного или дополнительного к первым двум методам используется способ получения режимных характеристик путем обобщения данных визуальных наблюдений элементов волн с попутных судов [81]. При использовании этого способа задается форма функций распределения характеристик ветра и волн и по данным наблюдений после временного и пространственного сглаживания определяются параметры этих функций. По выравненным значениям параметров с использованием соответствующих номограмм находят повторяемость и обеспеченность характеристик ветра и волн.

Следует иметь в виду, что результаты расчета, полученные любым из перечисленных методов, можно использовать только для освещения основных черт ветрового режима моря. При определении же элементов ветра и волн для проектирования гидротехнических сооружений и средств океанотехники, а также при решении других практических задач необходимо выполнение специальных исследований.

В настоящей книге расчеты ветра и волн выполнены по первой методике [327], которая применена

для расчета элементов волн в глубоководных районах Среднего и Южного Каспия и в мелководном Северном Каспии. Для описания волнового режима отдельных районов прибрежной зоны моря использовались многолетние наблюдения на волномерных постах и станциях, расположенных на акватории морских нефтепромыслов Каспийского моря. По этим наблюдениям построены режимные функции распределения скоростей ветра, высот и периодов волн, рассчитаны межгодовая изменчивость этих функций, совместная повторяемость скоростей ветра и высот волн, высот и периодов волн. Приводятся максимальные высоты волн, измеренные на Каспии в разные годы.

### 13.1. Историческая справка

Регулярные наблюдения за волнением в Каспийском море впервые были начаты в 1916 г. на организованных прибрежных и островных гидрометеорологических станциях. Определялось только состояние поверхности моря по 9-балльной шкале. К концу 1921 г. наблюдения за волнением производились на 13 станциях [146]. В дальнейшем их число увеличивалось и к 1940 г. достигло 32. Проводились наблюдения за состоянием поверхности моря, направлением и типом волнения, высотой и периодом волн. Начиная с 1947 г. станции Махачкала, Дербент и Остров Артема, а с 1948—1949 гг. и остальные стали проводить полуинструментальные наблюдения по волномеру Богдановича—Шулейкина. С 1949 г. на некоторых станциях были установлены волномеры-перспектометры Р. Н. Иванова, которыми вскоре были оснащены все станции. В 1954 г. была введена более совершенная методика прибрежных наблюдений за волнением, которые в дальнейшем служили основным исходным материалом для изучения режима волнения в прибрежных районах Каспия.

Первые наблюдения за волнением в открытом море в Среднем и Южном Каспии были проведены экспедицией Убекокаспа в 1924 г., а затем продолжены в 1926—1927 гг. [110]. Определялся только балл состояния поверхности моря.

Осенью 1933 г. сотрудниками Государственного гидрологического института впервые на Каспийском море были организованы комплексные исследования волнения в открытом море [36]. Измерения волн производились с т/х «Коминтерн», совершавшего рейсы Баку—Астраханский рейд. Получено 25 пар стереофотоснимков взволнованной поверхности моря и другие материалы.

Открытие морских месторождений нефти и газа и начало их промышленной разработки потребовали специализированного изучения гидрометеорологического режима моря и в первую очередь— волнения. В связи с этим Государственный океанографический институт (ГОИН) по договору с объединением «Азнефть» с 1950 г. приступил к широким профильным исследованиям с основной задачей изучения режима волнения на нефтеносных акваториях моря и выдачи информации о возможных элементах волн, необходимой для проектирования и эксплуатации нефтегазодобывающих гидротехнических сооружений. В 1950 г. были начаты наблюдения на волномерных постах Нефтяные Камни

(с морского основания), Камни Григоренко (с морского основания), Банка Дарвина (с морского основания), южная эстакада о. Артема, Остров Булла (с берега), Свиной остров (с берега), Изберг (с эстакады), Каягент (с берега), Буйнак (с берега).

Волнение наблюдали по волномеру-перспектометру Иванова и волномерной рейке (вехе), скорость и направление ветра— по анемометру и флюгеру. Вскоре на волномерной станции Изберг впервые применили прибрежный волнограф ГОИНа, разработанный Я. Г. Виленским и Б. Х. Глуховским. Впервые на этой станции начаты также исследования по определению давления волн на сваю с помощью динамометрической консоли, разработанной теми же авторами. Помимо наблюдений на волномерных постах, осуществлялись судовые наблюдения за волнением в открытом море, проводились комплексные гидрометеорологические наблюдения в 30-мильной прибрежной зоне, а также на разрезе вдоль Апшеронского порога. В районе Нефтяных Камней проводилась площадная съемка волнения. Во многих точках этой акватории были установлены максимальные рейки, которые автоматически регистрировали максимальные высоты волн за определенный период времени.

В 1952 г. перечисленные волномерные посты экспедиции были переданы в ведение УГМС Азербайджанской ССР и на их базе организованы постоянно действующие станции. В 1953—1955 гг. в Апшеронском районе моря и, в частности, на Нефтяных Камнях ГОИН провел большие экспериментальные исследования, базируясь на эстакадах и изолированных основаниях. В распоряжении экспедиции было судно «На вахте» водоизмещением 3600 т.

В задачу экспедиции входило определение следующих основных гидрометеорологических характеристик:

— максимальных высот волн и превышений гребня волн над спокойным уровнем моря в районе Нефтяных Камней;

— сил давления волн на цилиндрические сваи различных диаметров;

— максимальных скоростей поверхностных и глубинных течений в районах нефтепромыслов и трасс нефтепроводов;

— эпюр и характеристик пульсаций скорости ветра в слое 0—50 м в условиях сильных штормов.

Для постановки исследований были разработаны и изготовлены специальные приборы и установки. Систематические наблюдения за ветровым волнением велись в двух пунктах на Нефтяных Камнях с глубинами 11,6 и 18,0 м, эпизодические наблюдения осуществлялись во многих точках этой акватории. Применялись различные методы наблюдений за волнением: визуальные— по рейке и волномеру-перспектометру, отсчеты по максимальным рейкам, киносъемка волн по рейке, стереофото-съемка взволнованной поверхности моря и, наконец, регистрация волн с помощью волнографов. За 2 года работы с помощью волнографов собран массовый материал, который послужил основой для последующего анализа и обобщений.

Большое внимание было уделено исследованию функций распределения элементов волн как на глубоководных акваториях, так и в прибрежной зоне

[83]. Работы, выполненные Каспийской экспедицией ГОИНа в 1953—1955 гг., дали существенный толчок дальнейшему развитию исследований волнения не только на Каспийском, но и на других морях и в океане, способствовали созданию теоретических и эмпирических методов расчета элементов волн [73]. Они послужили основой для изданного в 1960 г. первого у нас в стране «Руководства по расчету морских волн и ветра над морем» [346]. После окончания в 1955 г. работ экспедиции ГОИНа ГМС Нефтяные Камни была реорганизована в специализированную гидрометстанцию (СГМС), на которой были продолжены исследования, начатые экспедицией ГОИНа.

В 1958 г. для изучения волнового режима в новых, перспективных для добычи нефти и газа районах моря на базе СГМС Нефтяные Камни и других станциях была организована Каспийская океанографическая экспедиция УГМС Азербайджанской ССР. Исследования волнения и течений проводились путем организации мобильных постов на эстакадах и отдельных свайных платформах, с тем чтобы охватить наблюдениями возможно большую акваторию моря. При наблюдениях за волнением использовались дистанционные струнные волнографы, волномерные вежи и волномеры-перспектометры Иванова. С октября 1958 по ноябрь 1961 г. в составе экспедиции работали 7 волнографных постов.

За время работы экспедиции с 1958 по 1961 г. собран большой материал наблюдений за ветром, волнением, течениями и другими гидрометеорологическими характеристиками на обширной акватории Апшеронского и Бакинского архипелагов, позволивший выявить особенности режима волнения в этих районах.

В 1964 г. работы Каспийской океанографической экспедиции УГМС Азербайджанской ССР по изучению волнения были продолжены на качественно новой основе. Исследования велись в акватории, расположенной в юго-западной части моря, в районе Бакинского архипелага, о. Жилого, вблизи восточного побережья моря у п-ова Челекен и в других местах.

Программа экспедиции на 1964—1968 гг. предусматривала экспериментальные исследования развития волнения в условиях глубокого и мелкого моря, а также трансформации волн в прибрежной зоне и затухания давления волн с глубиной; проверку оправдываемости различных методов расчета волн и расчет элементов волн для районов строительства и эксплуатации различных гидротехнических сооружений.

Волнение в глубоком море изучалось путем организации детальных съемок в различных пунктах моря по специальной программе. Для исследования трансформации волн в прибрежной зоне были организованы волнографные наблюдения на разных глубинах с южной эстакады у о. Жилого и на Нефтяных Камнях. Для изучения затухания давления волн с глубиной на Нефтяных Камнях и вблизи о. Жилого была смонтирована градиентная установка с размещенными на разных горизонтах от поверхности моря датчиками давления. С ее помощью получены уникальные синхронные записи волнового давления на различных уровнях и на дне моря. Волнение в характерных районах моря

изучалось путем организации мобильных волномерных постов, которые вели также регулярные наблюдения за ветром и течениями в западном районе. В итоге был собран обширный экспериментальный материал [70].

Наличие разветвленной сети эстакад и отдельных свайных оснований, большая повторяемость сильного волнения в районе Нефтяных Камней благоприятствуют проведению различных исследований волнения. По этой причине СГМС Нефтяные Камни всегда оставалась базовой станцией и испытательным полигоном. На Каспийском море и, в частности, на Нефтяных Камнях были осуществлены первые испытания радиоволнографа ГМ-32 и радиозмерителя течений ГМ-33. Волнографы ГМ-61 и ГМ-62 до начала их серийного производства также нашли испытания на Нефтяных Камнях. В 1964—1965 гг. в пункте расположения СГМС ГОИН провел исследования вертикальной структуры ветрового потока над морем. Для этой цели вблизи площадки № 665 была оборудована специальная градиентная установка. Синхронно с записью показаний анемометров, расположенных на разных уровнях над поверхностью моря, производилась запись волн при помощи струнного волнографа. Полученные материалы позволили определить частотную структуру флюктуаций ветрового потока над морем и его связь с энергетическим спектром волн [262].

Экспедицией Московского энергетического института в течение трех лет с 1968 по 1971 г. изучалась отражающая способность взволнованной поверхности моря и возможность определения элементов волн методами радиолокации [316]. В 1974—1975 гг. оценкой неконтактных методов определения элементов волн занимался ГОИН. На Нефтяных Камнях были проведены комплексные исследования с применением радиолокации, лазерной техники, эхолота и других средств. Чтобы оценить эти методы, волнение одновременно фиксировалось с помощью обычных волнографов. В частности, на специальной установке производились записи волн и уклонов взволнованной поверхности моря, волнографные наблюдения в глубоком море с э/с «Экватор» и другие работы [174].

В 1974 г. для определения пространственной структуры ветровых волн экспедиция ГОИНа на эстакаде вблизи СГМС Нефтяные Камни (при глубине моря 18 м) на расстоянии 4—5 м друг от друга по направлению преобладающего волнения установила 14 проволочных волнографов. Основная цель этих исследований — оценка неконтактных методов определения элементов волн; но полученные материалы наблюдений имеют и самостоятельное значение.

В 1975 г. аналогичную установку, состоящую из 14 проволочных волнографов, в том же пункте смонтировала экспедиционная группа СГМС Нефтяные Камни. В декабре 1975 г. на ней удалось записать необычные (резонансные) волны зыби, возникновение которых связывают с флюктуациями атмосферного давления в момент прохождения над морем холодного фронта. Это первая запись таких волн, выполненная на Каспийском море.

В марте 1983 г. в районе нового перспективного нефтепромысла им. 28 Апреля был открыт волномерный пост СГМС Нефтяные Камни. Он располо-

Наибольшие измеренные элементы волн во время экспедиций 1964—1965 гг.

Точка	Дата	Время, ч мин	Направление ветра	Скорость ветра, м/с	Глубина, м	$\tau_{\max}$ с	$h_{\max}$ м
1	15 X 1964	9 20	ЮВ	12,0	4,8	7,7	1,8
2	16 X 1964	3 00	ЮВ	12,3	7,2	10,4	2,2
3	26 X 1964	11 00	ЮВ	11,4	6,8	8,8	2,7
4	13 V 1965	5 45	З	15,2	3,8	6,7	2,6

жен на платформе на расстоянии 15 км к востоку от б-ки Нефтяные Камни (глубина моря 84 м). На посту установлен волнограф ГМ-61. Ведутся ежедневные наблюдения за ветром и волнением. В штормовую погоду синхронно с наблюдениями на ст. Нефтяные Камни осуществляются ежедневные записи волн длительностью 15—25 мин (в зависимости от степени волнения). В настоящее время СГМС Нефтяные Камни располагает уже достаточно большим количеством волнограмм (более 200), полученных на этом посту, которые обрабатываются и анализируются.

Начало экспериментальным исследованиям волнения в Северном Каспии было положено в 1963 г. с момента изготовления первого опытного образца автономной гидрометстанции на передвижном свайном основании (АПС-1). Она представляла собой металлическую конструкцию, состоящую из площадки (8×8 м) на двух цилиндрических понтонах и четырех выдвижных опорах с понтонными башмаками. В рубке, расположенной на металлической площадке, размещались регистрирующие устройства метеорологических приборов автономного или дистанционного действия с передачей основной информации по радио или записью на шлейфовые осциллографы или потенциометры. Полностью оснащенная, готовая к действию гидрометстанция в плавучем состоянии буксировалась к месту установки в море, где с помощью лебедок и системы талей опорные стойки опускались на морское дно, а плавучая платформа вместе с рубкой поднималась над поверхностью моря на необходимую высоту, гарантирующую от захлестывания площадки станции гребнями самых высоких волн. После подъема платформа крепилась неподвижно к опорным стойкам, а пустые отсеки понтона заполнялись, что обеспечивало устойчивость АПС.

В 1964 г. в центральной части Северного Каспия Астраханская гидрометобсерватория совместно с ГОИНОм провела испытания АПС, и с этого же года началась ее регулярная эксплуатация для стационарных и специальных экспедиционных исследований в заданных пунктах моря. В течение 1964—1965 гг. АПС устанавливалась в разных пунктах Северного Каспия на удалении от берега до 50 миль.

При использовании АПС в качестве автоматической станции на ней был установлен автоматический радиоизмеритель ветра (АРИВ), который систематически передавал в эфир данные о ветре в открытом море, причем сигналы принимались в Астрахани (на расстоянии около 100 миль). Кроме того, на АПС были установлены самопишущие приборы автономного действия, которые регистрировали данные о волнении, течениях и уровне моря. Работой волнографа управлял волновой автомат включения, разработанный на СГМС Нефтяные Камни Е. М. Копайгородским и др. С помощью описанной выше установки были получены инструментальные записи ветрового волнения в открытой части моря в Северном Каспии. Измерения волн производились с помощью волнографов разных систем в четырех пунктах Северного Каспия. Наибольшие измеренные высоты волн приведены в табл. 13.1.

Волнографные наблюдения анализировались с целью изучения развития ветровых волн на мел-

ководье, функций распределения высот и периодов волн для подобных условий и уточнения методов расчета элементов волн мелкого моря. Около 100 волнографных записей, полученных в Северном Каспии, использованы для определения зависимости элементов волн мелководного бассейна от скорости ветра и глубины моря и для составления «Атласа ветра и волн Северного Каспия» [22]. Поля волн для этого атласа, рассчитанные по типовым полям ветра, построенным по наблюдениям на прибрежных и островных гидрометстанциях, получены по методу [347], верификация которого выполнена по материалам волнографных наблюдений с АПС в четырех пунктах Северного Каспия.

### 13.2. Районирование моря по ветровым условиям

Разнообразие ветровых условий на Каспии обусловлено его большой меридиональной протяженностью, различиями в физико-географических условиях побережья и преобладанием различных типов атмосферной циркуляции в разных районах. При синоптико-климатическом районировании выделяются такие районы, в пределах которых при каждой из рассматриваемых синоптических ситуаций направление и скорость ветра изменяются в небольших пределах.

Для Каспийского моря имеется несколько схем синоптико-климатического районирования — укрупненные, детализированные, специализированные [23, 175, 230, 256]. Анализ характеристик ветра, сильных и жестоких штормов, а также литературных источников [23, 113, 140, 230, 402] позволил произвести районирование Среднего и Южного Каспия по преобладающему ветру, показанное на рис. 13.1.

Основным критерием для районирования моря по ветру послужила обеспеченность скорости ветра 15 м/с (бурность района тем выше, чем ниже его номер). Режим сильных и штормовых ветров в конкретном районе формируется в зависимости от характера циркуляции атмосферы и рельефа окружающей местности. Наиболее бурными в Среднем и Южном Каспии являются районы Апшеронского полуострова, Махачкалы и Форт-Шевченко, где проявляются орографические эффекты. Сильные штормы ( $V \geq 25$  м/с) над Каспийским морем характерны только для северо-западного, юго-восточного и северного (или северо-восточного) типов полей ветра [175, 230, 258].

**Апшеронский район (3).** Наибольшее число дней в году с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с при-

ходится на Апшеронский полуостров, где сочетаются орографический и мысовой эффекты. Оно варьирует от 55—60 на востоке до 115—145 на западе района [230]. Среднегодовая повторяемость ветра скоростью больше 15 м/с в Апшеронском районе наибольшая — 3,7 %. Повторяемость сильных ветров ( $V \geq 10$  м/с) составляет 18 %. Сильные штормы ( $V \geq 25$  м/с) могут наблюдаться во

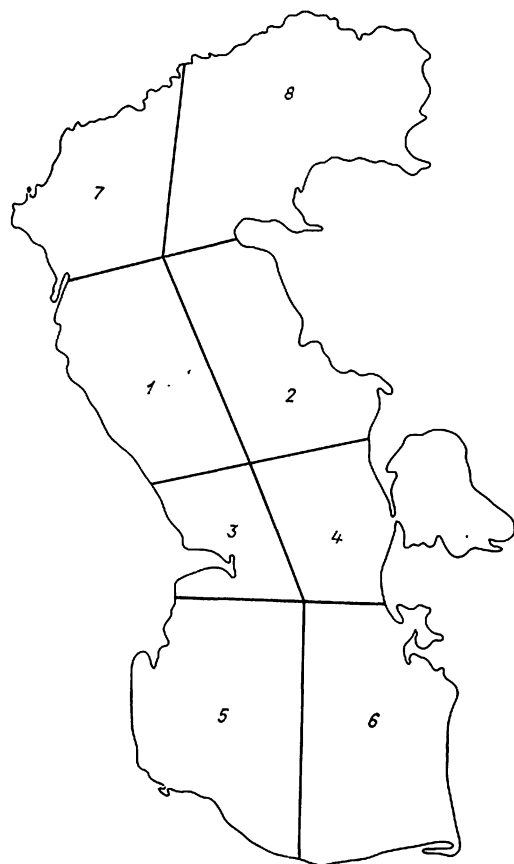


Рис. 13.1. Районирование Каспия по ветровым условиям.

всех пунктах Апшеронского района — от Низовой Пристани до о. Свиного [230]. Во все сезоны преобладают ветры северных направлений, среднегодовая повторяемость которых составляет 55 % (северного — 24, северо-восточного — 13, северо-западного — 18 %).

Распределение числа дней с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с (рис. 13.2) показывает несколько сглаженную картину, так как оно построено в основном по данным береговых и небольшого числа островных станций в Апшеронском районе (Остров Артема, остров Жилой, Нефтяные Камни, Свиной остров). Относительно густая сеть береговых (10) и островных (4) гидрометеорологических станций, одна из которых (Нефтяные Камни) расположена в условиях открытого моря, позволила получить более подробную картину распределения числа бурных дней в районе расположения этих станций вокруг Апшеронского полуострова.

**Район Махачкала — Дербент (1).** Число дней с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с примерно вдвое больше, чем в западной части Апшеронского района, и составляет 40—50. Как и в районе 3, здесь могут наблюдаться ветры всех румбов, однако пре-

обладают юго-восточные (30 %) и северо-западные (25 %). Независимо от направления повторяемость скоростей ветра более 16, более 21 и более 25 м/с равна соответственно 2,70; 0,40; и 0,06 %.

**Район Форт-Шевченко — Кендерли (2).** Число дней с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с такое же, как и в районе Махачкала — Дербент (40—50). Преобладают юго-восточные (23 %) и северо-за-

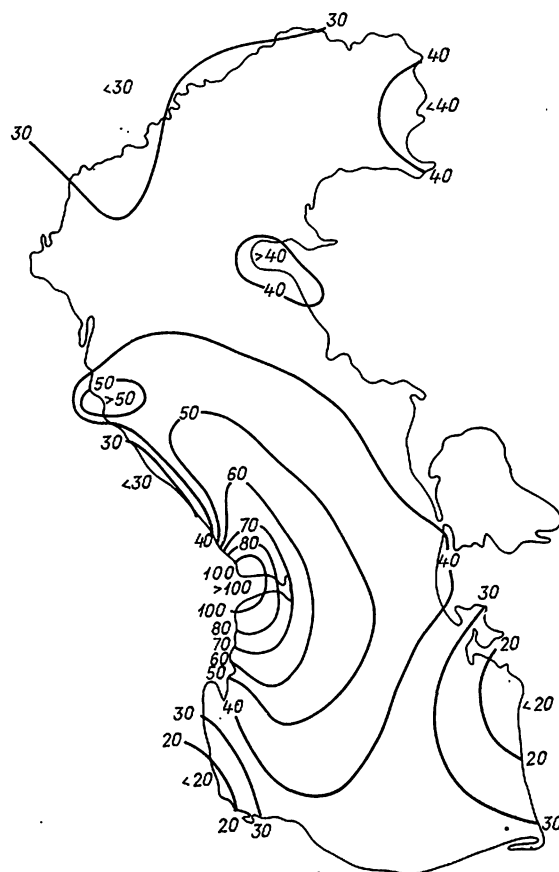


Рис. 13.2. Количество дней в году с сильным ветром ( $V \geq 15$  м/с).

падные (17 %) направления ветра. Наибольшие скорости ( $V \geq 25$  м/с) характерны для северного и северо-западного направлений. Повторяемость ветров со скоростями более 16, более 21 и более 25 м/с составляет соответственно 2,4, 0,37 и 0,03 %.

**Район Красноводск — зал. Кара-Богаз-Гол (4).** По ветровым условиям он мало отличается от расположенного севернее района 2. Число дней с ветрами скоростью более 15 м/с составляет 40—50. Для теплой половины года характерны северный (18 %) и северо-западный (17 %) ветры, для холодной — ветры с восточной составляющей (30 %). Сильные штормы наблюдаются при северном и северо-восточном направлениях ветра.

**Юго-западная часть моря (5).** По характеру ветрового режима этот район можно разделить на два подрайона: первый расположен к северу, а второй — к югу от устья Куры. В первом подрайоне еще сильно влияние юго-восточных отрогов главного Кавказского хребта. Преобладают северо-восточные (26 %) и северные (14 %) ветры. При штормах северного направления скорости ветра хотя и редко (0,008 %), но превышают 25 м/с. Число дней с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с дости-



гает 60—70. Во втором подрайоне это число уменьшается до 50—20 и менее.

**Юго-восточная часть моря (6).** Для этого района характерно наименьшее для моря количество дней с ветрами скоростью  $V \geq 15$  м/с — от 30 до 20 и менее — и самая низкая повторяемость ветров скоростью  $V \geq 16$  м/с (менее 1 %). Преобладают ветры северного и северо-западного направлений (18—19 %). Наибольшие скорости (21—25 м/с) наблюдаются при штормах северного (0,034 %), северо-восточного, восточного и северо-западного (0,007 %) направлений.

Границы районов определялись различными методами. В частности, характеристики ветра для района п-ова Челекен получены следующим образом. Данные о ветре, наблюдаемом на ГМС Челекен, расположенной в 2 км от берега, разбивались на периоды с однородными направлениями и градиентами скоростей ветра. За эти же периоды выбиралось и атмосферное давление на станциях, расположенных на западном и восточном побережье Среднего и Южного Каспия. Ряд наблюдений, составивший около 20 лет, дает возможность получить достаточно надежные статистические характеристики ветра. Такое обобщение выборок позволило определить распределение ветра в различных районах береговой полосы Среднего и Южного Каспия при той или иной ветровой ситуации в районе п-ова Челекен. Анализ ветровых условий в этом районе при ветрах юго-восточного и северо-западного направлений дал возможность выделить область с идентичными ветровыми условиями на участке побережья от о. Огурчинского на юге до зал. Кара-Богаз-Гол на севере [397].

В северной мелководной части моря по ветровым условиям также можно выделить 2 района: восточный (8), представляющий мелководное море с наибольшими глубинами в центральной части (Уральская бороздина), и западный (7), напоминающий открытый залив, который на севере переходит в мелководную зону предустьевого взморья р. Волги. В восточном районе развитие волн хорошо согласуется с ветром и зависит от уровня моря, в западном — размеры волн увеличиваются с севера на юг в сторону больших глубин.

### 13.3. Синоптические условия штормовых ситуаций, пути циклонов и антициклонов

Каспийское море находится в зоне постоянного взаимодействия холодных полярных и теплых субтропических масс воздуха, что способствует интенсивной циклонической деятельности. Все многообразие синоптических процессов можно свести к конечному числу типовых траекторий антициклонов и циклонов.

Существует несколько типизаций атмосферных процессов применительно к условиям погоды Кавказа и Каспийского моря. Наиболее обоснована типизация А. А. Мадат-заде [256, 258], который принял за основу положения Б. П. Мультиановского о центрах действия атмосферы. Типизация проведена на основании анализа сборно-кинематических карт, ежедневных синоптических карт и карт барической топографии. Поскольку многообразие типов (и подтипов) создает определенные

трудности при практическом использовании, в оперативной работе пользуются несколько упрощенной схемой [140]. Выделено 5 типов крупномасштабных процессов, оказывающих непосредственное влияние на направление и скорость ветра над Каспийским морем.

Схема [158] учитывает классификацию синоптических процессов А. А. Мадат-заде (рис. 13.3), но с некоторой корректировкой и дополнением.

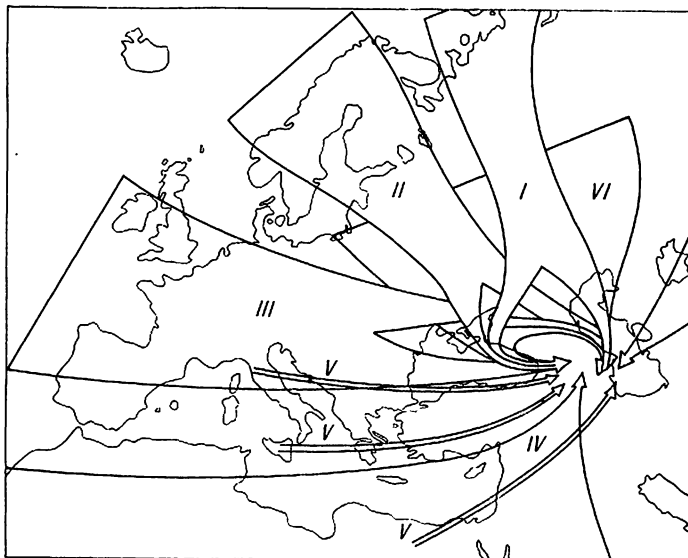


Рис. 13.3. Типы атмосферной циркуляции по А. А. Мадат-заде [158].

В результате анализа 385 случаев (1955—1964 гг.) выделены следующие типы синоптических процессов:

- I — воздействие азорского антициклона;
- II — воздействие скандинавских антициклонов;
- III — воздействие карских антициклонов;
- IV — юго-западная периферия антициклонов;
- V — циклоническая деятельность.

Ясно выраженных и продолжительных антициклонических процессов на Каспии не бывает. Преобладает влияние отрогов антициклонических систем, перемещающихся с более северных широт (табл. 13.2). В подавляющем большинстве случаев возникновение штормов на Каспии связано с про-

Таблица 13.2

Повторяемость типов атмосферных процессов

Номер типа	Тип процесса	Повторяемость	
		число случаев	%
I	Воздействие азорского антициклона	76	20
II	Воздействие скандинавских антициклонов	68	18
III	Воздействие карских антициклонов	33	9
IV	Юго-западная периферия антициклонов	94	24
V	Циклоническая деятельность	114	29
	Сумма	385	100

рывах на Каспий ядер отрогов азорского и полярных антициклонов (47 %). Штормы циклонического происхождения более редки (29 %) и охватывают меньшую площадь моря.

Развитие сильных северо-западных ветров при воздействии азорского антициклона обусловлено его перемещением по траектории типа I (рис. 13.4 а). Ядра или гребни с Атлантики через

Кавказ, Каспий и в последующем на западные районы Казахстана по траектории IVа. Смещение антициклонов с северо-запада на юг Урала происходит по траектории IVб (рис. 13.4 б). Траектория IVв отражает воздействие сибирского антициклона.

Основные сведения о типах синоптических процессов для Среднего Каспия приводятся

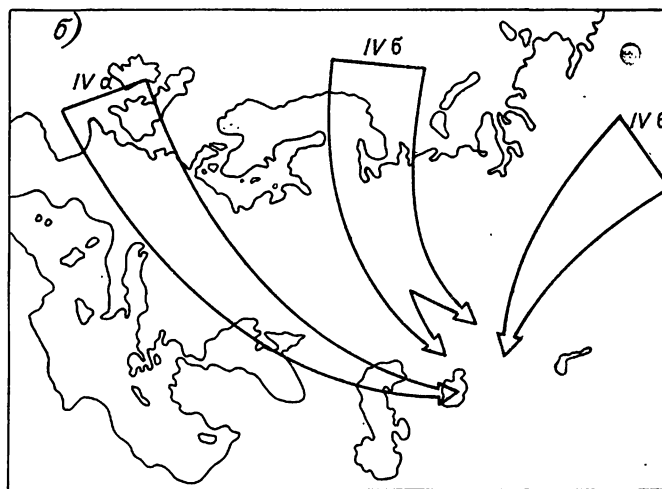
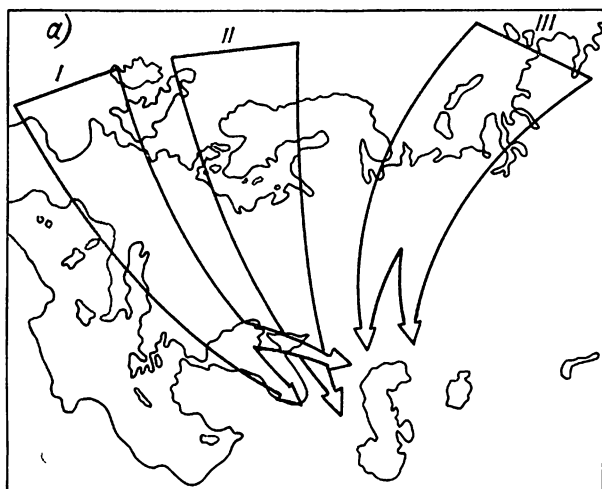


Рис. 13.4. Пути перемещения «штормовых» антициклонов, вызывающих штормы северных (а), южных и восточных (б) румбов.

Бискайский залив обычно перемещаются по северным районам Апеннинского и Балканского полуостровов или через Центральную Европу на Черное море.

Возникновение штормовой деятельности под воздействием скандинавских антициклонов связано с их перемещением по траектории типа II. Пути перемещения областей высокого давления из Арктического бассейна и из восточных районов группируются в пучки траекторий типа III (рис. 13.4 а).

Несколько иная картина наблюдается при рассмотрении путей антициклонов, вызывающих штормы южных и восточных румбов (рис. 13.4 б). Барические максимумы с Атлантики перемещаются через Центральную Европу, Украину на Северный

Кавказ, Каспий и в последующем на западные районы Казахстана по траектории IVа. Смещение антициклонов с северо-запада на юг Урала происходит по траектории IVб (рис. 13.4 б). Траектория IVв отражает воздействие сибирского антициклона.

Основные сведения о типах синоптических процессов для Среднего Каспия приводятся в табл. 13.2 по данным работы [140]. В ней автор за один случай шторма принимал ветер со скоростью более 12 м/с и продолжительностью не менее 6 ч. Процессы типа I встречаются во все сезоны года (23—27 %) и вызывают сильные северные и северо-западные ветры, возникающие сначала на западном побережье Среднего Каспия. Преобладают ветры силой 8—9 баллов (51 %). Как и на западном побережье, на восточном штормы достигают 8—9 баллов, но значительно чаще отмечается усиление ветра до 6—7 баллов (41 %). Вероятность штормов северных направлений силой 10 баллов и более на западном побережье составляет 14 %, на восточном — вдвое меньше (табл. 13.3).

Таблица 13.3

Повторяемость (число случаев/%) типов атмосферных процессов, характеризующих «штормовые» антициклоны с сильными ветрами северных направлений

Тип процесса	Зима	Весна	Лето	Осень	Западное побережье						Восточное побережье						Итого за год
					Сила ветра, балл			Продолжительность шторма, ч			Сила ветра, балл			Продолжительность шторма, ч			
					6—7	8—9	10 и более	12—24	25—48	49 и более	6—7	8—9	10 и более	12—24	25—48	49 и более	
I	20/27	18/23	19/25	19/25	22/29	39/51	15/20	38/50	27/36	11/14	31/41	40/52	5/7	48/63	28/37	—	76/43
II	24/35	10/15	10/15	24/35	—	37/54	31/46	35/51	23/34	10/15	21/31	32/47	15/22	42/62	21/31	5/7	68/38
III	11/33	12/35	2/6	8/26	—	24/73	9/27	12/36	16/49	5/15	11/33	20/61	2/6	21/64	10/30	2/6	33/19
Итого	55/31	40/22	31/17	51/30	22/12	100/57	55/31	85/48	66/37	26/15	63/36	92/52	22/12	111/63	59/33	7/4	177/100

Примечание. В итоговых графах за 100 % бралось число случаев, когда наблюдались все три типа атмосферных процессов, равное 385.

Для типа II характерно смещение антициклона с Гренландии или со Скандинавского полуострова на центральные районы европейской части страны с последующим распространением гребней через Украину, Черное море на Северный Кавказ. Преобладает он осенью и зимой. На западном побережье Среднего Каспия ветер усиливается до 10 баллов и более в 46 % рассмотренных случаев, на восточном — в 22 %. Сильные северо-западные ветры на западе исследуемого района в 51 % случаев продолжают менее суток, в 15 % — более двух суток и в 34 % — от 25 до 48 ч. На восточном побережье наиболее часты штормы длительностью 12—24 ч (62 %), а вероятность штормов продолжительностью более двух суток составляет 7 % (см. табл. 13.3).

Главной чертой процессов типа III является резкое нарушение западно-восточного переноса в умеренных широтах. Смещение антициклонов или гребней по ультраполярной оси на европейскую часть страны в некоторых случаях может вызвать на акватории Среднего Каспия возникновение штормов северных и северо-восточных румбов. Синоптические процессы у поверхности земли за двое суток до начала усиления северных ветров характеризуются циклонической деятельностью над южными широтами. Отдельные циклоны, возникающие на полярном фронте, продвигаясь к востоку и северо-востоку, обуславливают со временем понижение давления над Закавказьем и южной частью Каспийского моря. От антициклона над Карским морем или Западной Сибирью через Казахстан распространяется усиливающийся гребень на европейскую часть страны.

Развитие северных штормов происходит вследствие образования на южной периферии гребня в поле почти прямолинейных изобар небольшого отрога, ось которого почти перпендикулярна к оси Главного Кавказского хребта. В связи с этим к западу от Северного и Среднего Каспия ветры восточных румбов сменяются северными и в районы Северного Кавказа усиливается адвекция (приток) холода с восточных районов европейской части страны. Одновременно над Закавказьем, Средним и Южным Каспием активизируется циклоническая деятельность. Барический градиент на западе Среднего Каспия увеличивается и со временем холодный воздух под воздействием орографии с большим ускорением устремляется в тыл отходящего к востоку циклона. Обычно при таких процессах штормовая деятельность развивается активно и охватывает все Каспийское море.

Менее интенсивные северные штормы при ультраполярной направленности процессов наблюдаются в случаях, когда отрог сибирского антициклона через Украину ориентируется на юго-восток Западной Европы, огибая изолированный малоподвижный неглубокий циклон на северо-востоке Черного моря. Продвижению этого циклона препятствует отрог Сибирского максимума, находящегося впереди него.

На Северный Кавказ гребень распространяется с юго-запада через Малую Азию, в связи с чем адвекция холода сюда ослаблена. Смещение же гребня на исследуемый район происходит при отходе частного малоактивного циклона с Каспия на Туркмению или на юго-западные районы Ка-

захстана. Между тылом отходящего циклона и передней частью приземного гребня возникает зона увеличенных барических градиентов и усиливается северо-западный ветер; на северо-востоке Среднего Каспия ветер может даже принять западное направление. Сила шторма зависит от глубины циклона над морем.

Усиления северо-западного ветра при типе III обычно кратковременны и шторм не получает большого развития. Это объясняется тем, что область роста давления охватывает весь Кавказ и быстро распространяется на Каспийское море, препятствуя сохранению увеличенных барических градиентов, а следовательно, и дальнейшему развитию шторма. Барический градиент на западе Среднего Каспия при активных процессах иногда достигает 8—9 гПа на 300 км и северо-западный ветер усиливается до 10—11 баллов в районе Апшеронского полуострова. Такие случаи наблюдаются довольно редко. Большей частью ветер усиливается до 8—9 баллов (67 %). Усиление ветров северных направлений до 10 баллов и более в исследуемом районе возможно в 27 % случаев. Штормовая деятельность чаще всего продолжается от 1 до 2 сут на всей акватории Среднего Каспия (см. табл. 13.3).

Тип IV — юго-западная периферия антициклонов — обуславливает возникновение сильных ветров восточных и юго-восточных направлений. Антициклоны из районов формирования довольно быстро перемещаются на юг Урала и Западный Казахстан, где становятся малоподвижными. Взаимодействие антициклона с циклоном над Средним Каспием способствует возникновению значительных барических градиентов и установлению восточных направлений ветра.

Высотное барическое поле может иметь разновидности, связанные с ориентировкой высотных гребней. Первая разновидность — группа процессов IVa — характеризуется стационаризацией антициклонов над Западным Казахстаном. Вначале ветры усиливаются в Махачкале, а через 12—14 ч распространяются на восточное побережье. Сила ветра чаще составляет 8—9 баллов (46 %). В 52 % случаев штормы продолжаются от 12 до 24 ч, в 3 % — 1—2 сут. Вероятность штормов продолжительностью более 2 сут равна 15 % (табл. 13.4). При данной группе процессов из районов Малой Азии через Кавказ на южные области европейской части страны распространяется высотный гребень. Нередко над югом Аппенинского или Балканского полуострова возникает частный циклон с наклонной вертикальной осью.

При второй группе процессов (IVб) высотное барическое поле на картах АТ<sub>700</sub> и АТ<sub>500</sub> характеризуется хорошо выраженным гребнем, протянувшимся с Малой Азии через европейскую часть страны на Скандинавский полуостров. Приземный антициклон, смещаясь со Скандинавского полуострова, располагается перед штормом обычно на юге Уральского хребта, гребень же его ориентируется на Каспий и Казахстан. Нередко в районе Аральского моря в гребне формируется молодой антициклон, а старый вступает в стадию разрушения.

Двухсторонняя адвекция — тепла и холода — усиливает процессы циклогенеза над Малой Азией.

Повторяемость (число случаев/%) атмосферных процессов, приводящих к сильным ветрам восточного и юго-восточного направлений

Группа процессов типа IV	Зима	Весна	Лето	Осень	Сила ветра, балл			Продолжительность шторма, ч			Итого за год
					6—7	8—9	10 и более	12—24	25—48	49 и более	
IVa	$\frac{10}{30}$	$\frac{6}{19}$	$\frac{8}{24}$	$\frac{9}{27}$	$\frac{10}{30}$	$\frac{16}{48}$	$\frac{7}{22}$	$\frac{17}{52}$	$\frac{11}{33}$	$\frac{5}{15}$	$\frac{33}{35}$
IVб	$\frac{6}{17}$	$\frac{14}{40}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{13}{37}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{21}{60}$	$\frac{12}{34}$	$\frac{9}{26}$	$\frac{15}{43}$	$\frac{11}{31}$	$\frac{35}{37}$
IVв	$\frac{14}{54}$	$\frac{4}{15}$	—	$\frac{8}{31}$	$\frac{2}{8}$	$\frac{14}{54}$	$\frac{10}{38}$	$\frac{6}{23}$	$\frac{12}{46}$	$\frac{8}{31}$	$\frac{26}{28}$
Итого	$\frac{30}{32}$	$\frac{24}{25}$	$\frac{10}{11}$	$\frac{30}{32}$	$\frac{14}{15}$	$\frac{51}{54}$	$\frac{29}{31}$	$\frac{32}{34}$	$\frac{38}{41}$	$\frac{24}{25}$	$\frac{94}{100}$

Примечание. В итоговых графах за 100 % бралось общее число случаев всех подтипов атмосферного процесса типа IV.

Со временем область падения давления распространяется на Северный Кавказ, в то время как на востоке Каспия на западной периферии гребня давление растет. Совместное действие обеих барических систем приводит к увеличению градиентов до 6—7 гПа на 300 км и более над Средним Каспием, что способствует здесь развитию юго-восточных штормов. Процессы IVб летом почти не встречаются (6 %). Более часто сильные юго-восточные ветры возникают в середине весны и осенью (см. табл. 13.4). Сила ветра чаще достигает 8—9 баллов (60 %) и значительно реже 6—7 баллов (6 %). Штормы силой 10 баллов и более наблюдаются в 34 % случаев. Продолжительность штормов в 74 % превышает 1—2 сут (см. табл. 13.4). В Северном Каспии при этом типе процессов наблюдаются штормовые ветры восточного направления.

Третья группа процессов (IVв) характеризуется стационарированием антициклонов над Западной Сибирью. Процессы этой группы более часто наблюдаются с ноября по январь, а в начале весны почти в 2 раза реже. Летом усиление ветров юго-восточных румбов за исследуемый период не обнаружено (см. табл. 13.4). Скорость ветра в 54 % случаев превышает 8, в 38 % — 10 баллов. Почти половина всех штормов имеет продолжительность 1—2 сут, около одной трети — более 2 сут и около одной четверти — менее 1 сут (см. табл. 13.4).

В заключение в отношении антициклонической деятельности на Каспийском море (типы I—IV) следует отметить, что скорость ветра зависит как от степени развития области высокого давления (чем она мощнее, тем выше и скорость ветра), так и от положения и глубины циклона или области низкого давления над Каспием и Кавказом.

По данным работы [223] «... в 90 % случаев смещению области высокого давления предшествовало смещение циклонов». При наличии же только области высокого давления над Каспием район Махачкалы является единственным, где наблюдается штормовой ветер (до 16 м/с).

В отношении циклонической деятельности (тип V) можно отметить, что на ветровой режим Каспийского моря оказывает влияние как местный

циклогенез, так и смещение циклонов из других районов. Циклонические процессы развиваются главным образом летом над сушей. На Каспии выделяются два подтипа, имеющие чисто местный характер: 1) термический минимум над Азербайджаном; 2) термический минимум над районами Средней Азии.

Первый из них образуется вследствие сильного дневного прогревания суши в низменных районах Азербайджана, второй — вследствие сильного прогрева в теплое время года в низменных районах Средней Азии.

При первом подтипе наблюдается развитие сильных и штормовых ветров лишь в районе о. Зюйд-остовый Култук и его юго-западной части моря, при втором — в районе Красноводска, и в юго-восточной части моря [258]. При определенной синоптической ситуации возникают затяжные сильные ветры в южной части моря. Природа циклонов над Каспием многообразна. Чаще всего их появление связано с выходом южных циклонов. Прогноз синоптических процессов и соответствующих им условий погоды при выходе южных циклонов вызывает большие трудности в связи с разнообразием орографии и недостаточностью сведений по зарубежной территории.

В зависимости от направления перемещения областей низкого давления можно выделить четыре варианта появления замкнутой циклонической циркуляции над Средним Каспием. Пути перемещения циклонов в сторону Каспийского моря по данным [140] показаны на рис. 13.5.

Вариант 1. К нему относятся циклоны, перемещающиеся с северных и центральных районов Западной Европы на юго-восток европейской части страны и получившие название «ныряющих». Эти приземные циклоны перемещаются со значительными скоростями порядка 60—80 км/ч. В качестве типовой ситуации, при которой осуществляется «ныряние» циклона на Каспий, может служить шторм 27—28 января 1964 г.

Вариант 2 отражает выход южных циклонов на восток Черного моря с последующим перемещением на Северный Кавказ и далее на Средний Каспий. Этот тип процессов имеет наибольшую

повторяемость и встречается в любое время года, однако чаще в холодный период (57 %) (табл. 13.5).

Вариант 3 — частный циклогенез над Средним Каспием. Возникновение замкнутой циклонической циркуляции над Средним Каспием наблюдается в ложбинах, ориентированных по меридиану с высоких широт на юг европейской части страны и

ской деятельности определяется интенсивностью адвекции холода на низкие широты и контрастами температуры в нижней части тропосферы.

Как отмечалось, циклоническая деятельность наиболее часто связана с южными циклонами. Циклон выходит на юго-восток Каспийского моря. Дальнейшее его перемещение происходит либо в сторону Аральского моря, либо на восточное по-

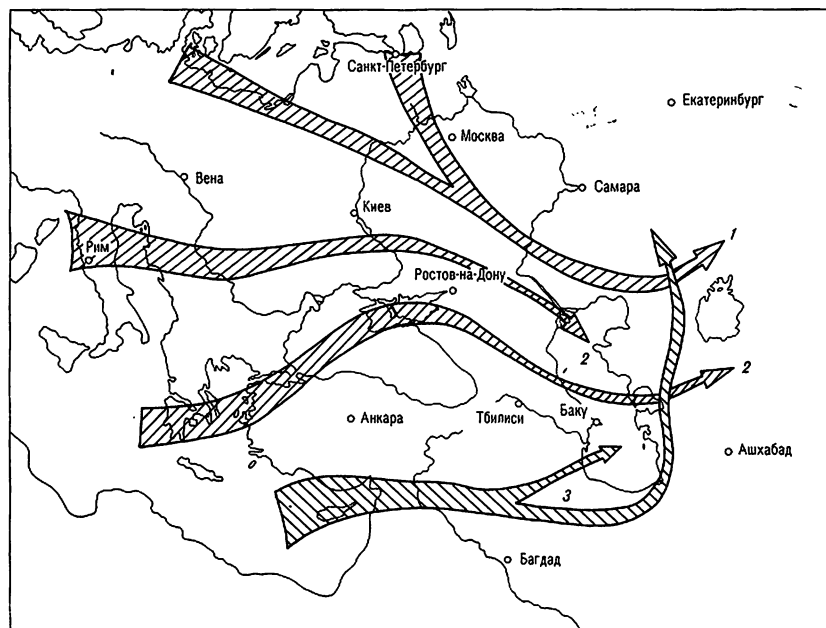


Рис. 13.5. Пути движения циклонов в сторону Каспийского моря.

довольно быстро продвигающихся к востоку. В тылу ложбин происходит активное вторжение холода на Северный Кавказ, а на восток Каспия выносятся тепло из низких широт. Появление циклона над Каспием в этих ложбинах в основном встречается зимой с вероятностью 4 % общего числа случаев (см. табл. 13.5).

Вариант 4 — выход циклонов из низких широт на Южный Каспий. Приземные циклоны могут возникать над Малой Азией, востоком Средиземноморья или Месопотамией. Активность циклониче-

бережье Каспия, где в его тылу устанавливаются северные ветры. В редких случаях циклон выходит на Средний Каспий, откуда в северном направлении продолжает перемещаться на юго-восточные районы европейской части страны. Интенсивное развитие такого циклона происходит при вторжении холода на Северный Кавказ и западное побережье Среднего Каспия из более высоких широт.

Иногда, подходя к Малому Кавказу и горным массивам, расположенным к югу от него, южный циклон при своем перемещении расчленяется на

Таблица 13.5

Повторяемость (число случаев/%) вариантов циклонической деятельности над Средним Каспием

Вариант типа V	Зима	Весна	Лето	Осень	Сила ветра, балл			Продолжительность шторма, ч			Итого за год
					6—7	8—9	10 и более	12—24	25—48	49 и более	
1	9/56	1/6	—	6/38	2/13	9/56	5/31	4/25	10/62	2/13	16/14
2	11/24	12/25	8/17	16/34	14/30	26/55	7/15	15/32	25/53	7/15	47/42
3	4/31	5/38	1/8	3/23	4/31	7/54	2/15	7/54	5/38	1/8	13/11
4	12/32	10/26	6/16	10/26	11/29	19/50	8/21	12/32	18/47	8/21	38/33
Итого	36/32	27/24	15/13	35/31	31/27	61/54	22/19	38/33	58/51	18/16	114/100

Примечание. В итоговых графах за 100 % принималось число всех вариантов типа V.

2—3 центра. Один из них выходит на Южный Каспий, другой — на Средний, а третий — небольшой по размерам — можно отметить над центральной степной зоной Азербайджана. Такие случаи наблюдаются редко — за 1955—1964 гг. они отмечались всего дважды.

Район зарождения южного циклона и его траекторию не всегда возможно установить. Обычно он обнаруживается после появления над Месопотамией. Выходы циклона на юг Каспия встречаются в любое время года, но чаще (58 %) в холодный период (см. табл. 13.5).

#### 13.4. Режим ветра

Составленные ранее схемы полей ветра [23, 175, 256] по ряду причин (отсутствие статистических характеристик, неучет орографического эффекта, учет только господствующего переноса и т. д.), не могут быть использованы для детального освещения режима ветра и волн в Каспийском море. Для этой цели лучше подходит специализированная типизация ветровых условий, составленная Д. Ш. Исмаил-заде и М. У. Вапняром. Ее принципиальное отличие от предложенных ранее заключается в том, что за основу типа и подтипа ветрового поля принимается направление и скорость ветра в тех районах моря, для которых требуется провести расчет гидрологических характеристик.

Методика типизации ветровых условий над морем основана на предположении, что определенным направлениям и скоростям ветра в заданном районе соответствует определенное число вариантов их распределения над всей акваторией моря. С целью выявления таких вариантов в соответствии с методикой ГОИНа проанализированы синоптические карты (кольцовки) Гидрометфонда Азербайджана за десятилетие (1967—1976) — всего 14 600 карт. Для каждого из выделенных районов проведена группировка карт по типам (направлениям) ветра по 8 основным румбам. Если на синоптической карте невозможно определить направление ветра, что характерно для малоградиентного поля, то она относится к типу «0». Внутри каждого типа карт, соответствующих одинаковому направлению ветра, они дополнительно распределены на подгруппы (по градациям скорости ветра): 0—5, 6—10, 11—15, 16—20, 21—25 и более 25 м/с.

По синоптическим картам, расположенным в хронологической последовательности, составлен

календарь погоды с кратким указанием синоптической ситуации для всех шести районов моря. На его основе составлены таблицы «Число карт и число случаев различной продолжительности непрерывного действия ветра для всех типов и градаций скорости ветра». Эти таблицы позволяют получить повторяемость типов и градаций скорости для всех шести районов как от числа всех карт, так и от числа соответствующих данному типу ветра. Режимные характеристики ветра для всего моря приведены в табл. 13.6—13.8. Повторяемость скоростей ветра в них дана от числа всех случаев.

Сильные и жестокие штормы наблюдаются преимущественно при северных направлениях ветра. Ветры скоростью более 25 м/с при северном направлении наблюдаются в большинстве районов (1—5), при северо-западном — в четырех (1—4). Юго-восточные ветры скоростью более 25 м/с характерны только для района Махачкала—Дербент (1). Для северо-восточного ветра во всех районах (и бурных, и относительно спокойных) наибольшие скорости составляют 21—25, для западного — 16—20 м/с. Наименьшие скорости — 11—15 м/с — имеют место при восточном ветре в Апшеронском районе (3), при юго-восточном — в юго-западной части моря (5) и при юго-западном — в районе Махачкала—Дербент. Градации наибольших скоростей ветра по направлениям для различных районов Среднего и Южного Каспия сведены в табл. 13.6.

Наибольшая повторяемость слабого ветра ( $V \leq 5$  м/с) характерна для северной части Среднего Каспия (юго-восточного направления 13 %, северо-западного — 9,8 % в районе Махачкала—Дербент и юго-восточного — 8,8 % в районе Форт-Шевченко). В самых спокойных районах (юго-западная и юго-восточная части моря) повторяемость таких ветров при наиболее штормовых направлениях ветра (северное, северо-восточное, юго-восточное и северо-западное) равна 8—9 % (см. табл. 13.8). Наибольшая повторяемость ветра со скоростью 6—10 м/с также наблюдается в северной части Среднего Каспия (при юго-восточном направлении 12 % и северо-западном — 11 % в районе Махачкала—Дербент). Практически с той же повторяемостью (при северном направлении и северо-восточном — 12 %) наблюдаются такие скорости в двух смежных районах — Апшеронском и в юго-западной части моря соответственно (см. табл. 13.7).

Штормы на Каспийском море бывают часто и

Таблица 13.6

Градации наибольших скоростей ветра (м/с) по направлениям в различных районах Среднего и Южного Каспия

Район	Направление ветра							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
1	25	21—25	16—20	25	21—25	11—15	16—20	25
2	25	21—25	21—25	21—25	21—25	16—20	16—20	25
3	25	21—25	11—15	16—20	21—25	21—25	16—20	25
4	25	21—25	21—25	21—25	21—25	16—20	16—20	25
5	25	21—25	16—20	11—15	16—20	21—25	16—20	21—25
6	21—25	21—25	21—25	16—20	16—20	16—20	16—20	21—25

Таблица 13.7

Повторяемость (%) скоростей ветра по направлениям в различных районах Среднего и Южного Каспия

Район	Направление ветра								Сумма
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
<b>V = 1... 5 м/с</b>									
1	5,5	3,8	3,4	13,0	1,4	1,0	1,2	9,8	39,1
2	6,3	6,5	4,2	8,8	1,9	1,4	1,6	6,1	36,8
3	6,0	4,5	3,6	6,2	3,3	2,9	1,8	4,8	33,1
4	7,0	4,9	5,4	6,7	2,3	2,2	2,4	7,2	34,1
5	4,2	8,0	5,5	7,6	5,2	4,0	3,5	3,7	41,7
6	7,9	4,7	4,6	7,2	2,9	2,4	2,7	8,7	41,1

**V = 6... 10 м/с**

1	3,9	2,8	1,4	12,0	0,75	0,31	0,47	11,0	32,62
2	5,6	5,2	2,4	9,9	1,20	0,79	0,83	7,0	32,92
3	11,0	6,3	2,6	4,9	3,60	3,20	0,99	7,7	40,29
4	7,4	6,4	5,0	5,7	1,70	1,60	1,40	7,2	36,40
5	5,2	12,0	2,6	2,5	2,20	2,30	2,60	2,5	31,90
6	7,8	4,3	4,2	5,5	1,40	1,30	1,00	8,4	33,90

**V = 11... 15 м/с**

1	1,6	0,60	0,16	4,00	0,14	0,014	0,088	3,70	10,29
2	2,3	1,50	0,52	3,80	0,34	0,100	0,140	3,00	11,70
3	5,4	1,70	0,13	0,66	0,78	1,100	0,110	4,30	14,18
4	2,7	1,20	1,00	1,20	0,35	0,390	0,360	2,00	9,20
5	3,2	5,00	0,14	0,10	0,13	0,340	0,380	0,42	9,71
6	2,3	0,97	0,59	0,85	0,14	0,180	0,150	1,60	6,78

**V = 16... 20 м/с**

1	0,46	0,120	0,024	0,075	0,060	—	0,007	0,88	2,31
2	0,48	0,260	0,120	0,620	0,004	0,010	0,010	0,45	1,99
3	1,57	0,200	—	0,040	0,050	0,075	0,034	1,40	3,37
4	0,50	0,140	0,040	0,120	0,060	0,007	0,030	0,25	1,15
5	1,20	1,100	0,140	—	0,007	0,013	0,010	0,09	2,56
6	0,34	0,075	0,021	0,048	0,034	0,014	0,007	0,16	0,70

**V = 21... 25 м/с**

1	0,010	0,014	—	0,18	0,020	—	—	0,114	0,34
2	0,110	0,030	0,007	0,11	0,023	—	—	0,060	0,34
3	0,130	0,027	—	—	0,007	0,007	—	0,150	0,32
4	0,060	0,020	0,010	0,02	0,007	—	—	0,020	0,14
5	0,100	0,060	—	—	—	0,007	—	0,100	0,18
6	0,034	0,007	0,007	—	—	—	—	0,007	0,06

**V > 25 м/с**

1	0,006	—	—	—	—	—	—	0,030	0,06
2	0,007	—	—	—	—	—	—	0,020	0,03
3	0,021	—	—	—	—	—	—	0,014	0,04
4	0,020	—	—	—	—	—	—	0,007	0,03
5	0,008	—	—	—	—	—	—	—	0,01
6	—	—	—	—	—	—	—	—	—

в любое время года. В связи с сочетанием орографического и мысового эффектов Апшеронский район более других подвержен действию сильных и штормовых ветров. Повторяемость скоростей 11—15 м/с здесь наибольшая — 5,4 при северном и 4,3 % при северо-западном направлениях ветра. Несколько менее выражена штормовая деятельность в районе Махачкала — Дербент (1), где повторяемость штормовых ветров северного и северо-западного направлений составляет 1,6 и 3,7 % соответственно. В этом районе преобладают ветры двух прямо противоположных направлений — северо-западного и юго-восточного, при которых повторяемость скоростей 11—15 м/с составляет 3,7 и 4 % соответственно. Общая повторяемость сильных ветров скоростью 11—15 м/с для рай-

Таблица 13.8

Повторяемость (%) штиля и штормовых ветров по градациям скорости (м/с) для различных районов Среднего и Южного Каспия

Район	Все градации скорости ветра, без штиля	Безградентное поле, тип «0» (штиль)	11—15	16—20	21—25	> 25
1	85	15	10,29	2,31	0,34	0,06
2	84	16	11,70	1,99	0,34	0,04
3	91	9	14,18	3,37	0,32	0,04
4	86	14	9,20	1,15	0,14	0,03
5	86	14	9,71	2,56	0,18	0,01
6	83	17	6,78	0,70	0,06	—

она 1 (при северном, северо-восточном и северо-западном направлениях) равна 9,3 %, а в районе 3 повторяемость таких ветров двух направлений (северного и северо-западного) составляет 9,7 %.

В районах 2 и 4 (Форт-Шевченко — Кендерли и Кара-Богаз-Гол — Красноводск) повторяемость северных и северо-западных ветров со скоростью 11—15 м/с немного меньше — 5,3 и 4,7 % соответственно. Юго-восточные ветры наблюдаются чаще, чем в Апшеронском районе, и реже, чем в районе Махачкала — Дербент: 3,8 в районе 2 и 1,2 % в районе 4, в то время как в Апшеронском районе повторяемость их не достигает и 1 % (0,66 %).

Чем больше скорость ветра, тем реже она наблюдается, но для всех градаций скорости сильного штормового ветра последовательность районов по бурности ветра остается той же: наиболее штормовой — район 3, и затем следуют районы 1, 2 и 4 (см. табл. 13.8). При жестоких штормах ( $V > 25$  м/с) вероятность появления северных и северо-западных ветров в смежных по параллели районах несколько выше для западного побережья (0,035—0,056 %), чем для восточного (0,027 %). По жестоким штормам юго-восточного направления выделяется район Махачкала (0,02 %).

Анализ синоптических карт и других источников показал, что наиболее штормовыми ветрами являются северо-западные и юго-восточные. Северо-западные ветры (как и северные жестокие штормы) охватывают почти все море, это так называемые сквозные штормы. Сильнее всего они проявляются в районах Махачкала — Дербент, Апшеронском и у п-ова Челекен. Один и тот же шторм (в частности, имевший место 12 октября 1976 г. и принятый за типовой для районов 1 и 3) является типовым для северо-западного ветра скоростью более 25 м/с, а для районов 4 и 6 (зал. Кара-Богаз-Гол, п-ов Челекен) — для ветра того же направления скоростью 21—25 м/с.

При любом типе атмосферных процессов, создающих северо-западные и северные поля ветра, максимальная скорость ветра в Апшеронском районе выше, чем в Махачкале [268] и других районах.

Ветры северной четверти горизонта (северные, северо-восточные и северо-западные) наблюдаются наиболее часто в Апшеронском районе (55 %), Красноводск — зал. Кара-Богаз-Гол (48 %), Форт-Шевченко — Кендерли (45 %) и Махачкала — Дербент (44 %) (см. табл. 13.7). Повторяемость южных ветров (юго-восточного, южного и юго-запад-



ного) меньше — от 34 в Махачкале до 22 % в районе 4.

О степени подверженности отдельных районов штормам можно в общих чертах судить и по характеру распределения среднегодовых скоростей ветра. По данным [230] наибольшие средние скорости ветра наблюдаются в районе Апшеронского полуострова (6,2—8,0 м/с). С давних времен сильные и штормовые северо-западные и северные ветры на Апшеронском полуострове и в прилегающих к нему районах Среднего и Южного Каспия называют бакинским нордом. Его отличительная особенность состоит в том, что обычно он бывает сильнее градиентного ветра. Такая ситуация создается вследствие того, что севернее Апшеронского полуострова отроги Главного Кавказского хребта тянутся параллельно берегу. Воздушные потоки обтекают Апшеронский полуостров, и линии тока сходятся у его оконечности.

В холодное полугодие среднемесячные скорости ветра близки к максимальным значениям средних скоростей на побережье Каспийского моря (7,0—7,2 м/с в районе Нефтяных Камней). В районе Махачкалы не так сильно, как в Апшеронском районе, выражена штормовая деятельность: среднегодовая скорость ветра на побережье составляет 5,7—6,0 м/с. К югу от п-ова Мангышлак среднегодовые скорости ветра равны 5,0—6,3 м/с с максимумом в районах Форт-Шевченко и зал. Кара-Богаз-Гол. В Южном Каспии штормы редки. Закономерное уменьшение скорости ветра к югу от Апшеронского полуострова и относительно малые скорости ветра на восточном побережье свидетельствуют о наличии спокойных зон на юге Каспия.

Для Среднего и Южного Каспия распределение скоростей ветра по направлениям и градиациям скорости получено по десятилетнему ряду (1967—1976) синоптических карт (кольцовок), а для Северного Каспия такой архив не сохранился. В связи с этим типовые поля ветра для Северного Каспия построены на основе ежедневных карт за 09 ч, составленных в Астраханской ГМО, с привлечением кольцовок из Гидрометфонда Азербайджана за тот же десятилетний период. Вероятностные характеристики этих полей определены по наблюдениям на четырех основных гидрометстанциях Северного Каспия. Две из них находятся в его западной части — это станции Остров Тюлений и Искусственный остров и две в восточной — Остров Кулалы и Пешной.

Отличительной особенностью распределения ветра в Северном Каспии является преобладание в течение всего года, особенно в зимние месяцы, ветров восточного направления (табл. 13.9). Зимой их повторяемость приближается к 30, а в июне и в июле — к 10 %. Такой же годовой ход повторяемости характерен и для юго-восточного ветра, что по-видимому, связано с воздействием сибирского антициклона, который достигает максимального развития зимой и почти исчезает летом. В летние месяцы (июнь, июль) увеличивается повторяемость западных, северо-западных и северных ветров. Повторяемость северо-восточного ветра в течение всего года меняется в небольших пределах за исключением декабря, когда она минимальна (8,4 %). Значительно реже других в Северном Каспии наблюдаются ветры южного и юго-западного направлений. Наибольшая повторяемость штилей отмечается в летние месяцы и начале осени (июль, август, сентябрь, октябрь).

По распределению скоростей ветра западная часть Северного Каспия несколько отличается от восточной. Особенно это заметно по данным ГМС Пешной, так как ГМС Остров Кулалы хотя и отнесена к восточной части Северного Каспия, но практически ее положение характеризует его среднюю часть. Повторяемость скоростей восточного ветра 1—5 м/с в западной части незначительно больше, чем в восточной (табл. 13.10), а повторяемость скоростей восточного ветра 6—10 м/с на ст. Остров Тюлений более чем в 2,5 раза выше, чем на ст. Пешной (см. табл. 13.10). Повторяемость западного и северо-западного ветров в западной части также больше, чем на востоке, а южные и особенно юго-западные ветры чаще наблюдаются в восточной части Северного Каспия.

Такая картина характерна для всех градаций скоростей ветра. Так, например, повторяемость восточного ветра градации 11—15 м/с в западной части больше, чем в восточной в 3 раза, а северо-западного ветра — в 6 раз (см. табл. 13.10).

Скорости ветра 16—20 м/с наблюдаются почти при всех его направлениях. Исключение составляют только южные ветры в западной и северные в восточной части Северного Каспия. Ветры скоростью 21—25 м/с отмечались большей частью при восточных, юго-восточных, западных и северо-западных ветрах в равной мере на западе и востоке района. Такая же картина складывается по

Таблица 13.9

Среднемесячная повторяемость (%) направлений ветра и штиля в Северном Каспии (ГМС Остров Кулалы)

Направление ветра	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
С	6,6	5,3	8,0	6,6	9,3	12,9	17,7	12,5	13,1	6,2	6,8	5,9	8,9
СВ	14,4	16,4	16,7	12,7	12,9	16,9	17,4	18,3	12,6	11,1	10,6	8,4	13,8
В	28,9	34,6	29,9	22,6	18,7	11,9	10,8	20,0	21,9	22,1	27,9	29,8	22,9
ЮВ	13,3	11,3	9,9	12,5	8,8	4,4	4,2	6,1	12,1	12,8	16,9	17,5	10,4
Ю	3,3	4,8	3,2	10,4	6,8	3,6	2,7	3,5	4,9	3,4	5,8	3,0	3,8
ЮЗ	6,6	5,4	6,2	8,3	8,9	11,8	6,2	3,6	3,6	6,3	4,9	2,9	5,7
З	8,4	7,3	8,7	7,9	10,6	14,2	11,1	6,9	7,2	9,9	6,9	10,2	12,1
СЗ	11,2	6,9	9,1	10,4	12,0	14,2	16,3	13,1	8,6	14,8	9,8	13,7	11,5
Штиль	8,3	8,0	7,3	8,6	12,0	10,0	13,4	16,2	15,0	13,5	10,4	8,6	10,9

Повторяемость (%) скоростей ветра  $V$  по направлениям и штиля в Северном Каспии

Станция	Направление ветра								Сумма	Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ		
$V = 1 \dots 5$ м/с										
Остров Тюлений	4,0	4,1	11,1	6,7	3,3	3,2	4,6	5,4	42,4	13,1
Искусственный остров	3,8	12,1	13,1	6,3	3,8	2,7	5,9	6,6	54,3	15,5
Остров Кулалы	4,5	7,9	11,7	6,7	2,0	4,0	6,1	5,9	48,2	10,9
Пешной	5,8	7,3	9,2	8,1	4,4	7,3	6,7	6,0	54,8	14,3
$V = 6 \dots 10$ м/с										
Остров Тюлений	2,0	4,1	13,1	6,7	0,9	0,7	4,0	5,8	37,3	—
Искусственный остров	1,0	4,2	10,0	2,4	0,4	0,7	3,5	3,8	26,0	—
Остров Кулалы	3,4	4,7	11,2	4,1	1,8	1,7	5,0	5,6	37,5	—
Пешной	2,8	2,5	4,9	5,8	1,2	4,2	3,8	2,5	27,7	—
$V = 11 \dots 15$ м/с										
Остров Тюлений	0,2	0,3	1,8	1,3	0,10	0,10	0,9	1,2	5,9	—
Искусственный остров	0,1	0,4	1,0	0,3	0,01	0,04	0,6	0,6	3,1	—
Остров Кулалы	0,1	0,2	0,7	0,2	0,10	0,01	0,7	0,6	2,6	—
Пешной	0,2	0,2	0,6	0,6	0,10	0,30	0,6	0,2	2,6	—
$V = 16 \dots 20$ м/с										
Остров Тюлений	0,02	0,02	0,3	0,30	—	0,01	0,20	0,40	1,25	—
Искусственный остров	0,01	0,3	0,4	0,04	—	—	0,10	0,20	1,05	—
Остров Кулалы	0,01	0,01	0,1	0,02	0,40	—	0,10	0,10	0,74	—
Пешной	—	—	0,1	0,10	0,02	0,10	0,03	0,03	0,38	—
$V = 21 \dots 25$ м/с										
Остров Тюлений	—	—	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,04	—
Искусственный остров	0,01	—	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,05	—
Остров Кулалы	0,01	—	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,05	—
Пешной	—	—	0,01	0,01	—	—	0,02	0,01	0,05	—
$V > 25$ м/с										
Остров Тюлений	—	—	0,01	0,01	—	—	0,01	0,01	0,04	—
Искусственный остров	—	—	—	0,01	—	—	0,01	0,01	0,03	—
Остров Кулалы	0,01	—	0,01	0,01	—	—	—	0,01	0,04	—
Пешной	—	—	0,01	0,01	—	—	—	0,01	0,03	—

повторяемости скоростей ветра, превышающих 25 м/с. Только при северо-восточных, южных и юго-западных ветрах скорость  $V > 25$  м/с не наблюдалась. Северный ветер со скоростью 25 м/с отмечен один раз в районе о. Кулалы. Наибольшую повторяемость скорость  $V > 25$  м/с имеет при ветрах восточного, юго-восточного и северо-западного направлений (см. табл. 13.10).

### 13.5. Режимное распределение скоростей ветра, высот и периодов волн

Для исследования волнового режима моря использовались как материалы наблюдений за волнением на станциях и постах, так и результаты расчета. Режим ветрового волнения в глубоком море определяется главным образом распределением скорости и направления преобладающих ветров. В прибрежной зоне он зависит, кроме того, от глубины моря, направления береговой черты относительно преобладающих ветров и рельефа дна. По этой причине элементы волн, определенные в каком-либо пункте прибрежной зоны, могут служить характеристикой волнения только для ограниченной акватории моря, непосредственно примыкающей к пункту наблюдения.

На побережье Каспийского моря расположено достаточно большое число гидрометеорологических станций, которые ведут наблюдения за волнением. Однако в основном эти наблюдения мало репрезентативны для открытого моря, так как зачастую характеризуют волнение небольшого залива или бухты.

Более ценную информацию дают станции и посты, расположенные в районах морских нефтепромыслов на буровых платформах или эстакадах. Их положение в открытом море вдали от берега, а также применяемые на станциях приборы и методика наблюдений позволяют считать элементы волн, определяемые в этих условиях, наиболее надежными и достоверными.

Для анализа были отобраны материалы наблюдений на следующих станциях и постах (рис. 13.6): Изберг, Банка Дарвина, Остров Жилой (море), Нефтяные Камни (два пункта), Остров Песчаный, Остров Булла, Свиной остров, Челекен (море).

По данным этих станций, за исключением станций Банка Дарвина, Остров Жилой (море) и Остров Песчаный, вычислены режимные функции распределения высот и периодов волн, которые позволяют рассчитать возможные элементы волн в районах расположения станций. Особо следует отметить результаты исследования ветра и волне-

ния по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни. Для анализа брались измерения ветра, выполненные только с помощью анеморумбометра М-47.

В табл. 13.11 приведены результаты расчета повторяемости  $P$  и обеспеченности  $F$  скоростей

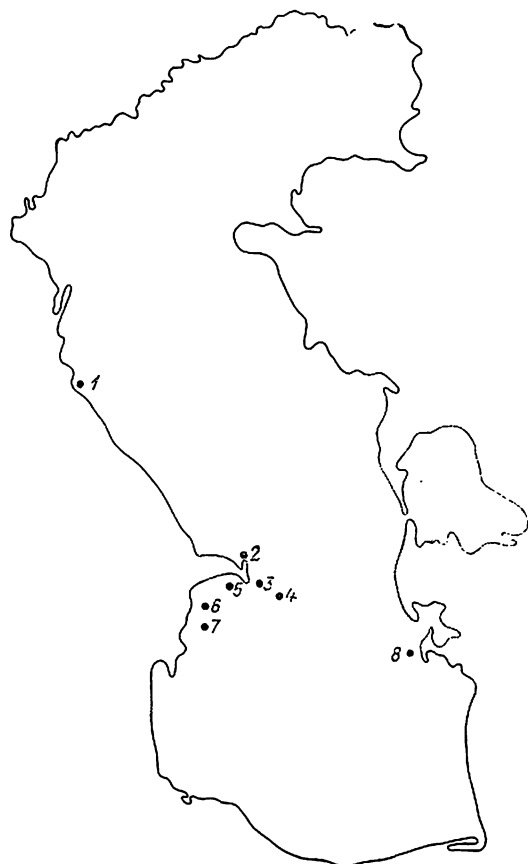


Рис. 13.6. Схема расположения гидрометеостанций и постов.

1 — Изберг; 2 — Банка Дарвина; 3 — Остров Жидлой; 4 — Нефтяные Камни; 5 — Остров Песчаный; 6 — Остров Булла; 7 — Свиной остров; 8 — Челекен.

ветра для рядов продолжительностью 5, 6, 10, 17 лет за 1966—1982 гг. по 4-срочным наблюдениям и за 1976—1982 гг. по ежечасным. Десятилетний

ряд наблюдений выбран не случайно. Дело в том, что в УГМС Азербайджанской ССР в 1979 г. проведена типизация ветровых полей Каспийского моря по синоптическим картам за тот же период. По типовым полям ветра рассчитаны режимные функции распределения скорости ветра по многим пунктам на Каспийском море, в том числе для района ст. Нефтяные Камни.

Эмпирическая режимная функция распределения скоростей ветра аппроксимируется аналитической функцией вида [75]

$$F(V) = \exp[-\alpha(V/V_{0,5})^\gamma], \quad (13.1)$$

где  $\alpha = \ln 2 = 0,693$ ;  $V_{0,5}$  — медианное значение скорости ветра.

На рис. 13.7 в виде точек нанесены значения эмпирической функции распределения скорости ветра, вычисленные по сгруппированным данным по 17-летнему ряду наблюдения (табл. 13.12). Все точки этого распределения хорошо спрямляются на функциональной сетке распределения (3.1) при  $\gamma = 1,78$ . Также хорошо спрямляются эмпирические функции распределения скоростей ветра по выборкам за 5-, 6-, 10-летний периоды наблюдений и за 7-летний период по ежечасным наблюдениям. Отличие их заключается в том, что в зависимости от бурности периода, по которому сделана выборка, на графике они сдвигаются вправо или влево от функции, рассчитанной по всей выборке в целом.

Пунктирными линиями показаны доверительные интервалы для доверительной вероятности 0,95.

На рис. 13.8 крестиками показаны значения ветра за 10-летний ряд наблюдений (1968—1977) эмпирической функции распределения скоростей на СГМС Нефтяные Камни, а кружками — значения функции распределения, рассчитанной по типовым полям ветра за этот же период. Сплошная кривая на рисунке рассчитана по формуле (13.1). Хорошее совпадение натуральных измерений с расчетной кривой (по крайней мере, в верхней ее части) позволяет сделать вывод, что типовые поля ветра репрезентативны и могут с большой долей достоверности использоваться для расчета волн по от-

Таблица 13.11

Повторяемость  $P(\%)$  и обеспеченность  $F(\%)$  скорости ветра по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни для рядов продолжительностью 5, 6, 10 и 17 лет

Скорость ветра, м/с	1966—1977 гг.		1972—1976 гг.		1977—1982 гг.		1968—1977 гг.		1966—1982 гг.		1976—1982 * гг.	1976—1982 * гг.
	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$
0	3,7	100	0,70	100	0,55	100	2,3	100	2,0	100	0,36	100
1—5	38	96	46	99	46	99	41	98	42	98	45	99
6—10	37	59	39	53	39	54	38	57	38	56	40	55
11—14	13	22	9,7	14	11	14	12	19	11	17	11	15
15—17	5,5	9,2	2,5	3,8	2,3	3,7	4,1	6,8	3,7	6,0	2,5	3,9
18—20	2,6	3,7	1,0	1,3	1,0	1,4	2,0	2,7	1,7	2,3	0,75	0,97
21—22	0,49	1,15	0,17	0,25	0,19	0,35	0,36	0,78	0,31	0,66	0,095	0,20
13—24	0,35	0,66	0,077	0,077	0,12	0,16	0,26	0,42	0,20	0,35	0,078	0,10
25—26	0,15	0,31	—	—	0,043	0,043	0,083	0,16	0,077	0,15	0,022	0,025
27—28	0,14	0,16	—	—	—	—	0,059	0,077	0,060	0,070	0,0034	0,0034
> 28	0,024	0,024	—	—	—	—	0,018	0,018	0,010	0,010	—	—

Примечание. Значения обеспеченности приведены с точностью до 2-й значащей цифры, т. е. с точностью, приемлемой для данной скорости.

\* По ежечасным наблюдениям.

крытой глубоководной акватории Каспийского моря. Различие же между кривыми вполне объясняется разными методами построения этих кри-

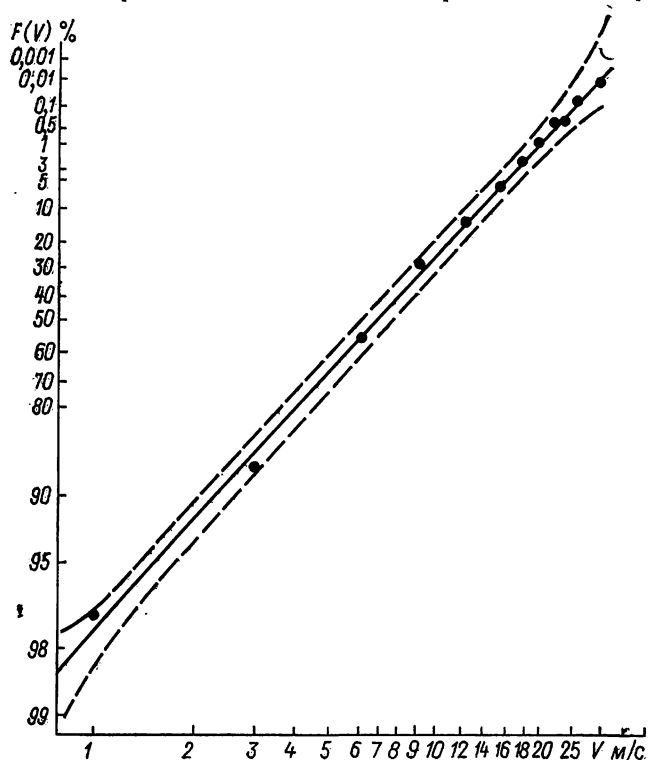


Рис. 13.7. Функция распределения скоростей ветра  $V$  по многолетним наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни. Пунктирные линии — доверительные интервалы ( $P_d = 0.95$ ).

вых и малой достоверностью определений скорости по малоградиентному полю.

Для исследования многолетнего распределения элементов волн привлечены материалы стационарных наблюдений за волнением на СГМС Нефтяные Камни за 1955—1960 гг. в пункте с глубиной моря 11,6 м и за 1961—1984 гг. в пункте с глубиной 22,5 м. Высоты волн на СГМС Нефтяные Камни определяются по волномерной вехе (рейке), подвешенной к эстакаде. Точность измерений по вехе значительно выше, чем по волномеру-перспектометру. При освещении вехи прожектором можно производить измерения в ночное время.

Сопоставление волнографных наблюдений с синхронными измерениями по волномерной вехе показало [83], что средняя высота из пяти наибольших волн, измеренных по вехе, за 5 мин примерно соответствует квантили распределения 3% [72].

В табл. III.35 приведены функции распределения высот и периодов волн по наблюдениям в пункте 1, где глубина моря 11,6 м, и в пункте 2, где глубина моря 22,5 м. Высоты сгруппированы в интервалы по 0,5 м, а периоды волн — по 1 с.

В пункте 2, имеющем 24-летний ряд наблюдений, высоты волн измерялись регулярно 4 раза в сутки, в том числе и в ночное время. Кроме того, волнение в этом пункте в 99% случаев можно отнести к условиям глубокого моря. На рис. 13.9 показано распределение высот волн на функциональной сетке закона Вейбулла. Исключе-

Таблица 13.12

Повторяемость  $P$  (%) и обеспеченность  $F$  (%) скорости ветра за многолетний период (1966—1982 гг.) по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни

Скорость ветра, м/с	I		II		III		IV		V		VI	
	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$
0	1,9	100	1,8	100	2,5	100	4,7	100	2,9	100	2,1	100
1—5	34	98	36	98	39	98	53	95	56	97	48	98
6—10	44	64	44	63	37	58	32	42	31	41	34	50
11—14	14	20	11	19	12	21	5,5	11	6,3	10	11	15
15—17	3,8	6,1	4,8	7,9	5,4	3,4	3,5	5,1	2,3	4,1	3	4,6
18—20	1,6	2,3	2,2	3,1	2,9	4,0	1,2	1,5	1,4	1,8	1,1	1,4
21—23	3,7	0,77	0,43	0,86	0,49	1,05	0,16	0,36	0,18	0,36	0,17	0,21
23—24	1,2	0,41	0,26	0,43	0,30	0,56	0,19	0,19	0,088	0,18	0,042	0,042
25—26	1,2	0,29	0,043	0,17	0,11	0,26	—	—	0,088	0,088	—	—
27—28	1,2	0,16	0,086	0,13	0,11	0,15	—	—	—	—	—	—
> 28	0,041	0,041	0,043	0,043	0,038	0,038	—	—	—	—	—	—
Скорость ветра, м/с	VII		VIII		IX		X		XI		XII	
	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$	$P$	$F$
0	1,5	100	1,1	100	0,73	100	1,4	100	1,0	100	1,9	100
1—5	40	99	44	99	44	93	45	99	37	99	34	98
6—10	35	59	36	55	37	55	37	53	45	62	45	64
11—14	16	23	12	19	13	18	10	17	11	17	14	20
15—17	5,6	6,2	4,2	7,1	3,9	5,3	2,9	6,5	3,7	5,8	3,4	5,4
18—20	1,6	1,7	2,0	2,9	1,0	1,3	2,3	3,7	1,4	2,1	1,3	2,1
21—23	0,039	0,039	0,36	0,88	0,12	0,32	0,75	1,3	0,44	0,76	0,23	0,76
23—24	—	—	0,20	0,52	0,12	0,20	0,51	0,59	0,28	0,32	0,53	0,53
25—26	—	—	0,16	0,32	0,04	0,08	0,079	0,079	0,04	0,04	0,11	0,30
27—28	—	—	0,16	0,16	0,04	0,04	—	—	—	—	0,19	0,19
> 28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Значения обеспеченности  $F$  приведены с точностью до 2-й значащей цифры, т. е. с точностью, приемлемой для данной скорости.

чим из рассмотрений самую верхнюю часть кривой распределения высот волн ( $h_{3\%} > 6$  м), отклонение которой влево от общей кривой связано, по-видимому, с трансформацией высот при выходе

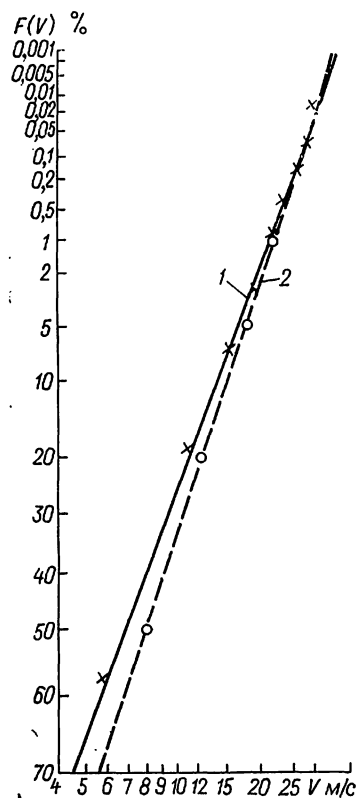


Рис. 13.8. Эмпирическая (1) и рассчитанная по типовым полям ветра (2) функции распределения скоростей ветра  $V$  в районе Нефтяных Камней.

волн с больших глубин на мелководье. Тогда основную часть функции распределения можно представить ломаной линией, состоящей из двух прямых участков, которые пересекаются в точке соответствующей обеспеченности  $F_h = 0,13$  %.

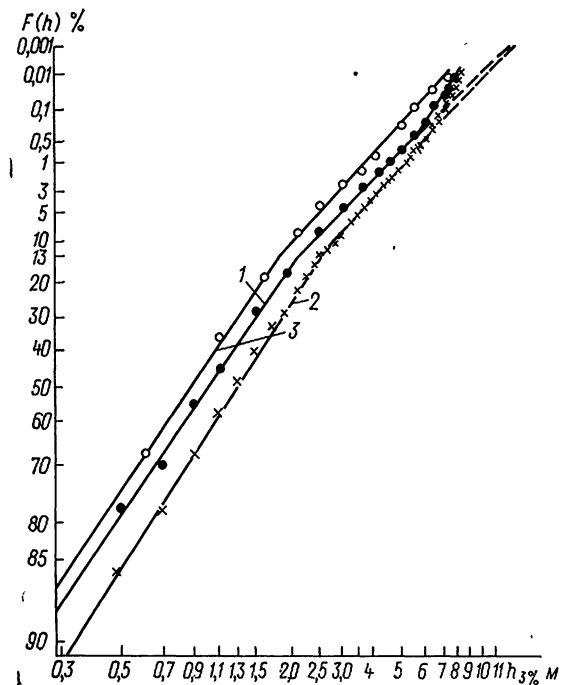


Рис. 13.9. Функция распределения высот волн  $h_{3\%}$  всех направлений волнения при глубинах 22,5 (1) и 11,6 м (3), только северного и северо-западного направлений при глубине 22,5 м (2).

Следовательно, многолетнее распределение высот волн можно аппроксимировать «склейкой» двух функций, принадлежащих к закону Вейбулла, отличающихся только параметрами. Справедливость этого предположения подтверждает функция распределения высот за 1961—1982 гг., построенная только для волн северного и северо-западного направлений, которые развиваются на большом разгоне и при выходе к ст. Нефтяные Камни не встречают никаких препятствий. Функция распределения (см. рис. 13.9) высот волн только этого направления аналогична функции, рассчитанной по всем направлениям волнения. Точка перегиба также соответствует обеспеченности  $F(h) = 13$  %, причем для кривой, учитывающей все направления волнения этой обеспеченности, соответствует высота 2,1 м, а для северо-западного и северного направлений обеспеченность 13 % имеет высота 2,6 м (табл. ПИ.35).

Очень важно выяснить возможность распространения режимной функции распределения высот волн, построенной по наблюдениям в пункте с глубиной 22,5 м, на условия глубокого моря. Как известно, режимные функции распределения высот волн успешно аппроксимируются распределением Вейбулла [81].

Функцию распределения высот волн для условий глубокого моря на Каспии можно аппроксимировать «склейкой» двух функций, нормированных на высоту волн, соответствующей обеспеченности  $F(h) = 0,13$  %. Аналитически эти функции выражаются следующим образом: функция распределения высот волн при учете всех направлений волнения —

$$F(h) = \begin{cases} \exp[-2,04 (h/h_{0,13})^{1,05}] & \text{при } h \geq 2,1 \text{ м;} \\ \exp[-2,04 (h/h_{0,13})^{1,55}] & \text{при } h < 2,1 \text{ м;} \end{cases} \quad (13.2)$$

а для волнения только северного и северо-западного направлений —

$$F(h) = \begin{cases} \exp[-2,04 (h/h_{0,13})^{1,20}] & \text{при } h \geq 2,7 \text{ м;} \\ \exp[-2,04 (h/h_{0,13})^{1,55}] & \text{при } h < 2,7 \text{ м.} \end{cases} \quad (13.3)$$

Рассмотрим многолетнее распределение средних периодов волн по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни за тот же интервал времени (табл. ПИ.35). Функция распределения на билогарифмической клетчатке показана на рис. 13.10.

Многолетнее распределение высот и периодов волн по наблюдениям в пункте 1 (табл. ПИ.35) аналогично распределению этих элементов волн по наблюдениям в пункте 2. Только самая верхняя часть кривой распределения высот отклоняется вправо что, по-видимому, связано с малой длиной периода наблюдений (6 лет), который к тому же является самым штормовым за все время наблюдений на ст. Нефтяные Камни. Кроме того, в какой-то мере здесь сказывается трансформация волн в прибрежной зоне (рост очень крупных волн перед обрушением). Аналитическое выражение функций распределения (13.2) не противоречит (за исключением верхней части кривой) материалам наблюдений в пункте 1. При этом функция

распределения нормируется также на высоту, соответствующую квантили 13 %, которая для данного пункта равна 1,5 м.

Нефтяные Камни, вероятно, представляют «плюс волнения» Каспийского моря. Действительно, при сильных и устойчивых северных ветрах в этом районе развивается очень сильное волнение, параметры которого, по-видимому, являются предельными для Каспия. К востоку и югу от Нефтяных Камней скорости северного ветра постепенно уменьшаются, что приводит к некоторому снижению высот волн.

В настоящее время интенсивно развиваются разведка и добыча нефти с глубоководных стационарных и полупогруженных платформ в районах нефтепромыслов им. 28 Апреля, им. Каверочкина и др. Они находятся на расстоянии примерно 10 км к юго-востоку от ст. Нефтяные Камни, а глубина моря, на которой установлены буровые платформы, превышает 200 м. Наблюдений за волнением здесь очень мало и необходимость в таковых возрастает с каждым днем. Так как ст. Нефтяные Камни расположена в непосредственной близости от нефтепромысла им. 28 Апреля, полученные выше функции распределения скорости ветра, высот и периодов волн по наблюдениям на ней можно, видимо, распространить и на другие близлежащие глубоководные районы моря.

В пределах района 1 для построения режимных функций распределения высот и периодов волн привлечены материалы наблюдений ГМС Изберг за 1951—1971 гг. В эти годы станция располагалась на эстакаде (глубина 10,4 м) на расстоянии 1,5 км от побережья Каспия. После 1971 г. станция была перенесена ближе к берегу, а в настоящее время располагается на берегу моря. Высота волны и период измерялись по волномерной веже (рейке) 4 раза в сутки, в том числе и в ночное время.

Для определения режимных функций распределения высот и периодов волн на акватории района 5 отобраны наблюдения на станциях Остров Булла и Свиной остров. В районе о. Булла наблюдения за волнением проводились с отдельной буровой платформы (глубина места 17 м). Однако здесь ряд наблюдений имеет малую длину (1968—1972 гг.). После 1972 г. волномерный пост был перенесен на эстакаду вблизи о. Булла, где глубина моря 6 м и наблюдения не репрезентативны. По этой причине для характеристики волнения в районе 5 привлечены также материалы ГМС Свиной остров, которая располагалась ранее на северном берегу острова. Наблюдения на этой станции проводились при помощи волномера-перспектометра, установленного на высоте 10 м над уровнем моря. В связи с тем, что вблизи северной части острова уклоны дна довольно велики, высоты волн измерялись в пункте с глубиной примерно 10—12 м, т. е. далеко за пределами прибойной зоны. Для анализа привлечены материалы наблюдений с 1951 по 1971 г. Когда над всем Каспийским морем устанавливаются сильные северо-западные и северные ветры, волнение в районе о. Булла развивается как в условиях мелкого моря, а вблизи о. Свиного, несмотря на поворот ветра к северо-востоку, — на большом разгоне, превышающем 500 км. Однако наличие в этом районе большого количества островов и банок вносит искажения

в характер волнения, и оно в значительной степени отличается от волнения прилегающих районов открытого моря.

Районы 1, 3 и 5 относятся к западной части Каспийского моря. Для анализа многолетнего распределения волн в восточных районах (2, 4 и 6) удалось привлечь только наблюдения волномерного поста Челекен (море), расположенного в пре-

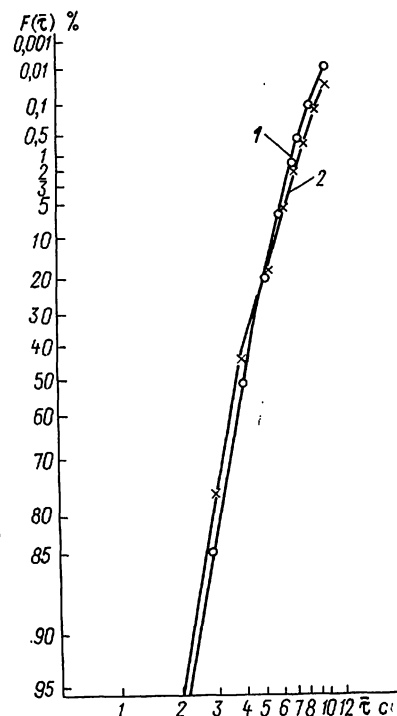


Рис. 13.10. Функция распределения периодов волн  $T$  при глубинах 22,5 м (1) и 11,6 м (2).

делах района 6 на эстакаде, которая отходит от п-ова Челекен на восток, в сторону моря. Глубина в пункте наблюдения 6,5 м, расстояние до ближайшего берега 2 км. Использованы наблюдения за 21 год (1962—1982). Высоты волн определялись 4 раза, а периоды — 2 раза в сутки. К востоку от волномерного поста располагается обширное мелководье с малыми уклонами дна, поэтому размеры волн меньше, чем можно было ожидать, учитывая открытость района и длину разгона.

Повторяемость и обеспеченность высот и периодов волн по многолетним наблюдениям на станциях Изберг, Остров Булла, Свиной остров и Челекен (море) приведены в табл. ПП.35.

Межгодовая изменчивость волнения обусловлена различиями в характере атмосферных процессов над Каспийским морем в разные годы. Функции распределения скоростей ветра за разные годы существенно отличаются между собой по повторяемости сильных ветров (см. табл. 13.11). Это обстоятельство в свою очередь создает изменчивость в распределении высот волн.

Для исследования межгодовой изменчивости высот волн вычислены оценки статистической функции распределения за каждый год (1961—1983 гг.) и отклонение  $\Delta F(h)$  оценок этой функции по всему ряду наблюдений в целом. Для описания межгодовой изменчивости режимная функция распределения может рассматриваться как асимптотический закон, а ее значения в отдельные годы — как оценка этого закона. Тогда межгодовые коле-

бания режима идентичны оценке эмпирических функций распределения.

В предположении, что распределение оценок  $\Delta F(x)$  асимптотически нормально, значение выборочной изменчивости функции распределения высот волн можно рассматривать как доверительный интервал  $\Delta F_d$  возможных отклонений  $F^*(x)$  для доверительной вероятности  $P_d$ , который определяется из следующего выражения:

$$\Delta F_d = (a_d / \sqrt{n}) \{F(x) [1 - F(x)]\}^{1/2}, \quad (13.4)$$

где  $\Phi(a_d) = P_d$ ,  $\Phi$  — интеграл Лапласа;  $n$  — число независимых измерений для получения статистической оценки  $F(x)$ .

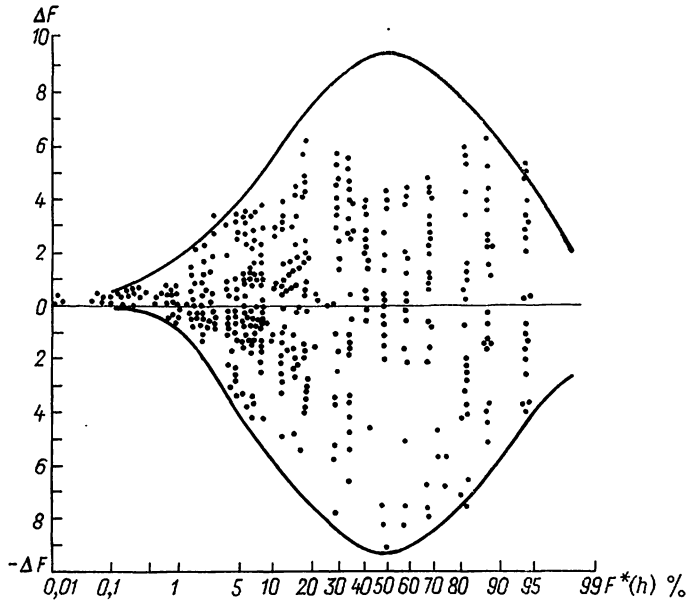


Рис. 13.11. Межгодовые изменения функции распределения высот волн по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни. Сплошная кривая рассчитана по формуле (13.6) для доверительной вероятности  $P_d = 0.9$ .

Изменчивость волнения является следствием большого числа факторов и при значительном количестве наблюдений можно принять, что распределение  $\Delta F(x)$  асимптотически нормально. В какой-то мере этот вывод подтверждается симметричностью разброса точек на рис. 13.11, на котором показаны положительные и отрицательные значения статистических оценок функции распределения высот волн, вычисленных по названным выше данным наблюдений.

Выражение (13.4), определяющее значение разности  $\Delta F(x)$ , предполагает независимость случайных величин, что не применимо к морскому ветровому волнению. Однако оно имеет циклический характер. Один волновой цикл охватывает период развития и затухания волнения в какой-либо одной точке моря или океана и обусловлен особенностями воздействия на водную поверхность ветрового поля, формирующегося внутри определенного или определенных барических образований.

Так как последовательность прохождения или развития барических образований носит сложный характер, следует ожидать, что волны, образовавшиеся внутри одного поля ветра, вызванного определенным циклоном или антициклоном, будут

между собой коррелировать значительно лучше, чем волны, относящиеся к разным барическим циклам. На этом основании параметр  $n$  в формуле (13.4) отождествляется со средним числом волновых циклов, наблюдающихся в течение рассматриваемого месяца или сезона. Средняя продолжительность одного цикла принимается равной 111 ч, что довольно близко к продолжительности так называемого естественного синоптического периода.

Подставляя в (13.4) значение  $n$  применительно к годовым функциям распределения, получаем

$$\Delta F(h) = 1126 a_d \{F(h) [1 - F(h)]\}^{1/2}. \quad (13.5)$$

Выражение (13.5) должно содержать погрешности, наиболее заметные на краях распределения, причем они в значительной степени зависят от  $F^*(h)$ . Для исключения подобных погрешностей в формулу (13.5) вводится ряд ограничений, в результате которых она преобразуется к виду

$$\Delta F = \begin{cases} 1 - F(h) & \text{для } F(h) \geq n/(n + ma_d^2); \\ (a_d / \sqrt{n/m}) \{F(h) [1 - F(h)]\}^{1/2} & \text{для } F(h) \leq \\ \leq n/(n + ma_d^2) & (\Delta F > 0) \text{ и} \\ F(h) \geq ma_d^2/(ma_d^2 + n) & (\Delta F < 0); \\ -F(h) & \text{для } F(h) \leq ma_d^2/(ma_d^2 + n) & (\Delta F < 0). \end{cases} \quad (13.6)$$

В выражении (13.6)  $n$  — число независимых наблюдений за волнением в течение месяца, сезона или года;  $m$  — число наблюдений на протяжении одного волнового цикла. На рис. 13.11 сплошной линией показаны результаты расчета по формуле (13.6), а в табл. 13.13 представлены значения возможных отклонений статистических оценок годовых функций распределения высот волн по наблюдениям на ст. Нефтяные Камни от среднемноголетних.

Для расчета совместной повторяемости скоростей ветра и высот волн, высот и периодов волн

Таблица 13.13

Возможные отклонения статистических оценок годовых функций распределения высот волн от среднемноголетних для различной доверительной вероятности (СГМС Нефтяные Камни)

$h_3$ %, м	$F(h)$ , %	$P_d = 0,9$		$P_d = 0,99$	
		$\Delta^+ F(h)$	$\Delta^- F(h)$	$\Delta^+ F(h)$	$\Delta^- F(h)$
0,1—0,5	99,9	0,01	0,01	0,01	0,01
0,6—1,0	74	8,1	8,1	12,8	12,8
1,1—1,5	45	9,2	9,2	14,5	14,5
1,6—2,0	24	7,9	7,9	12,5	12,5
2,1—2,5	13	6,3	6,3	9,8	9,8
2,6—3,0	7,4	4,9	4,9	7,7	7,4
3,1—3,5	4,5	3,9	3,9	6,0	4,5
3,6—4,0	2,7	3,0	2,7	4,7	2,7
4,1—4,5	1,6	2,6	1,6	3,7	1,6
4,6—5,0	0,96	1,8	0,96	2,8	0,96
5,1—5,5	0,50	1,3	0,50	2,1	0,5
5,6—6,0	0,30	1,0	0,30	1,6	0,3
6,1—6,5	0,16	0,74	0,16	1,1	0,16
6,6—7,0	0,062	0,46	0,062	0,73	0,062
7,1—7,5	0,031	0,33	0,031	0,52	0,031
7,6—8,0	0,017	0,24	0,017	0,38	0,017
> 8,0	0,0034	0,11	0,0034	0,17	0,0034



Таблица 13.14

Повторяемость (%) скоростей ветра  $V$  и высот волн  $h_3$  % (Нефтяные Камни, 1961—1984 гг.)

$h_3$ % м	$V$ м/с							
	0	1—5	6—11	12—16	17—20	21—24	25—28	> 28
0—2	1,3	8,6	0,27	—	—	—	—	—
0,3—0,6	0,76	15	3,1	0,0029	—	—	—	—
0,7—1,0	0,53	14	11	0,13	—	—	—	—
1,1—1,4	0,12	4,8	12	0,71	0,0029	—	—	—
1,5—1,8	0,052	1,3	7,5	1,6	0,026	—	—	—
1,9—2,4	0,012	0,50	4,6	3,4	0,12	0,0029	—	—
2,5—3,0	0,0087	0,084	1,2	2,4	0,22	0,0058	—	—
3,1—3,5	—	0,02	0,27	1,2	0,22	0,012	—	—
3,6—4,0	—	0,012	0,098	0,66	0,21	0,014	—	—
4,1—4,5	—	—	0,035	0,35	0,21	0,023	—	—
4,6—5,0	—	—	0,017	0,23	0,22	0,029	—	—
5,1—5,5	—	—	—	0,078	0,13	0,026	—	—
5,6—6,0	—	—	—	0,046	0,084	0,020	0,0058	—
6,1—6,5	—	—	—	0,02	0,064	0,035	0,0058	—
6,6—7,0	—	—	—	0,0058	0,014	0,0058	0,0058	0,0029
7,1—7,5	—	—	—	—	—	0,014	0,0029	—
7,6—8,0	—	—	—	—	0,0029	0,0029	0,0058	0,0029
8,1—8,5	—	—	—	—	0,0029	0,0058	—	—

использованы наблюдения за ветром и волнением на СГМС Нефтяные Камни за 1961—1984 гг. Данные о совместной повторяемости скоростей ветра и высот волн (табл. 13.14) хорошо иллюстрируют влияние на распределение высот волн и скоростей ветра факторов, о которых говорилось выше. Например, при скорости ветра от 17 до 20 м/с наблюдались волны высотой от 1,1 до 8,5 м, но при этом наибольшую повторяемость имеют волны от 2,5 до 5,0 м. Совместная повторяемость высот и периодов волн приведена в табл. 13.15. На характер этого распределения также существенное влияние оказывают волны зыби. После прекращения действия ветра высота волн обычно снижается, а периоды увеличиваются. По этой причине у сравнительно низких волн (1,1—1,4 м) отмечены периоды в интервале 7,1—8,0 с. В то же время, в момент максимального развития шторма наблюдаются очень высокие и крутые волны. Например,

указанные периоды волн измерены также у волн высотой от 8,1 до 8,5 м.

### 13.6. Верификация методов расчета элементов волн

Для проверки методики расчета элементов волн [347] привлечены материалы волнографных наблюдений в различных районах Каспийского моря: в глубоком море с э/с «Экватор», в районе ст. Нефтяные Камни (глубина 22,5), при ветрах с берега вблизи о. Жилого, о. Булла (глубина 16,5 м), с э/с «Экватор» и в пункте расположения волномерного поста Остров Булла (море) (глубина 10,2 м).

Все эти наблюдения производились в большинстве случаев через час, редко через 2. Средняя высота и средний период волн рассчитывались на

Таблица 13.15

Повторяемость (%) высот  $h_3$  % и периодов волн  $\bar{\tau}$  (Нефтяные Камни, 1961—1984 гг.)

$h_3$ % м	$\bar{\tau}$ с									
	1,0—2,0	2,1—3,0	3,1—4,0	4,1—5,0	5,1—6,0	6,1—7,0	7,1—8,0	8,1—9,0	9,1—10,0	> 10,0
0—0,2	1,92	3,5	0,86	0,028	—	—	—	—	—	—
0,3—0,6	0,67	5,3	8,2	1,7	0,15	—	—	—	—	—
0,7—1,0	0,035	2,5	12	9,4	0,71	0,042	—	—	—	—
1,1—1,4	—	0,40	6,4	13	1,3	0,13	0,007	—	—	—
1,5—1,8	—	0,028	1,1	7,4	3,4	0,38	0,021	—	—	—
1,9—2,4	—	0,007	0,20	4,0	5,2	0,94	0,056	—	—	—
2,5—3,0	—	—	0,007	0,52	2,4	1,3	0,15	0,007	—	—
3,1—3,5	—	—	—	0,07	0,63	0,60	0,27	0,014	—	—
3,6—4,0	—	—	—	0,007	0,24	0,60	0,17	0,028	—	—
4,1—4,5	—	—	—	—	0,084	0,34	0,27	0,028	0,007	0,007
4,6—5,0	—	—	—	0,007	0,021	0,20	0,20	0,028	0,014	—
5,1—5,5	—	—	—	0,007	0,014	0,084	0,12	0,042	—	0,007
5,6—6,0	—	—	—	0,007	0,021	0,07	0,035	0,028	0,007	—
6,1—6,5	—	—	—	—	—	0,056	0,056	0,035	0,007	0,007
6,6—6,0	—	—	—	—	—	0,007	0,014	0,007	0,007	—
7,1—7,5	—	—	—	—	—	—	0,007	—	—	—
7,6—8,0	—	—	—	—	—	—	0,007	—	—	—
8,1—8,5	—	—	—	—	—	—	0,007	0,007	—	—

Сопоставление рассчитанных  $\bar{h}_p$ ,  $\bar{\tau}_p$  и наблюдаемых  $\bar{h}_H$ ,  $\bar{\tau}_H$  высот и периодов волн

Дата	Время, ч мин	$V$ м/с	$\bar{h}_p$ м	$\bar{h}_H$ м	$\Delta \bar{h}$ м	$\Delta \bar{h}/\bar{h}_H$ %	$\bar{\tau}_p$ с	$\bar{\tau}_H$ с	$\Delta \bar{\tau}$ с	$\Delta \bar{\tau}/\bar{\tau}_H$ %	
<b>Глубокое море, северный ветер</b>											
17 III 1967	9 25	9,0	0,95	0,70	0,25	35,9	4,4	4,2	0,2	4,7	
	10 10	12,5	1,45	1,46	-0,01	0,7	5,6	5,5	0,1	1,8	
	12 00	12,0	1,50	1,67	-0,17	-10,1	5,8	5,4	0,5	9,2	
	12 50	12,5	1,57	1,70	-0,13	-7,6	6,0	5,6	0,4	7,1	
	13 43	12,5	1,58	1,35	0,23	17,0	6,0	5,9	0,1	1,6	
	14 32	13,0	1,66	1,56	0,10	6,4	6,1	6,5	-0,4	-6,1	
	15 25	13,5	1,70	1,69	0,01	0,5	6,2	6,4	-0,2	-3,1	
	17 57	14,0	1,86	1,87	-0,01	-0,5	6,5	6,5	0	0	
	18 47	14,0	1,88	1,82	0,06	3,2	6,5	6,6	-0,1	1,5	
	19 40	13,0	1,88	1,62	0,26	16,1	6,6	6,3	0,3	4,7	
	21 20	13,0	1,88	1,73	0,15	8,6	6,6	6,6	0	0	
	22 10	14,0	1,92	1,82	0,10	5,4	6,7	6,7	0	0	
	23 03	15,0	1,96	1,62	0,34	11,0	6,7	6,3	0,4	6,3	
18 III	1 38	14,0	2,02	1,86	0,16	8,6	7,0	6,8	0,2	2,9	
	2 25	12,0	1,70	1,76	-0,06	-3,4	6,4	6,9	-0,5	-7,2	
	3 20	11,0	1,72	1,73	-0,01	-0,5	6,6	6,5	0,1	1,5	
	5 05	11,0	1,60	1,61	-0,01	-0,6	6,2	6,5	-0,03	-4,6	
	5 52	11,5	1,54	1,45	0,09	6,2	6,3	6,6	-0,3	-4,5	
	7 36	10,5	1,54	1,40	0,14	1,0	6,2	6,1	0,1	1,6	
	8 32	10,0	1,40	1,41	-0,01	-0,7	5,9	6,0	-0,1	-1,6	
	9 15	9,0	1,30	1,40	-0,10	-7,1	5,8	6,0	-0,2	-3,3	
	10 00	8,0	1,28	1,26	0,02	15,8	5,2	6,0	-0,8	-13,3	
	<b>Нефтяные Камни, северо-западный ветер</b>										
18 XII 1965	1 00	14,7	1,62	1,60	-0,02	1,2	—	6,2	—	—	
	2 00	14,7	1,71	1,65	-0,06	-3,5	6,3	6,9	-0,6	8,7	
	3 00	16,6	1,80	1,77	-0,03	-1,7	6,5	6,6	-0,1	1,5	
	4 00	17,5	1,98	1,89	-0,09	-4,5	6,8	7,2	-0,4	5,6	
	5 01	18,4	2,16	2,08	-0,08	-3,7	7,1	7,6	-0,5	6,6	
	5 53	18,4	2,16	2,05	-0,11	-5,1	7,2	7,3	-0,1	1,4	
	7 00	22,0	2,43	2,29	-0,14	-5,8	7,5	7,8	-0,3	3,8	
	9 00	22,0	—	2,50	—	—	8,0	—	—	—	
	10 55	25,8	3,15	2,92	-0,23	-7,3	8,7	8,1	0,6	7,4	
	12 00	25,8	—	3,14	—	—	9,0	—	—	—	
	13 00	25,8	—	3,16	—	—	9,4	—	—	—	
	14 21	20,2	3,15	3,13	-0,03	-1,0	9,4	8,0	1,4	17,5	
	25 II 1967	14 00	18,4	1,52	1,53	-0,01	-0,6	5,9	5,9	0,0	0,0
		15 00	14,7	1,89	1,57	-0,32	-16,9	6,3	7,7	-1,4	-18,1
16 00		16,6	2,00	1,73	-0,27	-13,5	6,6	7,7	-1,1	-14,2	
17 00		20,2	2,04	1,88	-0,16	-7,8	6,7	7,4	-0,7	-9,5	
18 00		22,1	2,38	2,11	-0,27	-11,3	7,1	7,8	-0,7	-8,9	
19 00		22,1	2,40	2,30	-0,10	-4,1	7,5	7,7	-0,2	-2,5	
20 00		22,2	2,57	2,38	-0,19	-7,3	7,8	8,6	-0,8	-9,3	
21 00		20,2	2,24	2,41	-0,03	-1,2	7,9	8,6	-0,7	-8,1	
23 00		20,2	2,32	2,51	0,19	8,1	8,1	8,8	-0,7	-7,9	
26 II	0 00	20,2	2,41	2,51	0,11	4,5	8,2	8,6	-0,4	-4,6	
	2 00	20,2	2,01	2,14	0,13	7,4	8,3	8,9	-0,6	-6,7	
	3 00	18,4	1,76	1,85	0,09	5,1	7,9	8,7	-0,8	-9,1	
	4 00	18,4	1,71	2,16	0,45	26,1	7,9	8,8	-0,9	-10,2	
	5 00	18,4	1,70	2,16	0,46	27,0	7,9	8,6	-0,7	-8,1	
	6 00	16,6	1,74	2,08	0,34	19,5	7,8	8,8	-1,0	-11,3	
	8 00	16,6	1,71	2,08	0,37	21,6	7,8	8,1	-0,3	-3,7	
<b>Остров Булла, глубина 10,2 м</b>											
17 VI 1967	17 30	7,0	0,49	0,54	-0,05	-9,2	3,4	3,2	0,2	6,2	
	18 30	10,0	0,68	0,74	-0,06	-8,1	3,5	3,4	0,1	2,9	
	19 30	14,0	0,81	1,09	-0,28	-25,7	4,1	4,0	0,1	2,5	
	20 30	18,0	1,08	1,13	-0,05	-4,5	4,6	4,5	0,1	2,2	
	21 30	18,0	1,16	1,16	0,00	0,0	4,7	4,6	0,1	2,2	
	22 30	22,0	1,28	1,26	0,02	1,6	4,9	4,8	0,1	2,1	
	23 30	22,0	1,40	1,38	0,02	1,4	4,9	4,7	0,2	4,3	
18 VI	1 30	18,0	1,28	1,34	-0,06	-4,5	4,9	4,6	0,3	6,4	
	2 30	18,0	1,16	1,19	-0,03	-2,5	4,7	4,6	0,1	2,2	
	3 30	18,0	1,16	1,25	-0,09	-7,2	4,7	4,3	0,4	9,3	
	4 30	18,0	1,16	1,16	0,00	0,0	4,7	4,2	0,5	11,9	
	5 30	14,0	1,08	1,07	0,01	0,9	4,6	4,0	0,6	15,0	
	6 30	10,0	0,81	0,97	0,16	16,5	4,1	4,2	-0,1	-2,4	
	7 30	18,0	0,94	1,09	0,15	13,8	4,3	4,3	0,0	0,0	
	8 30	16,0	1,10	1,12	0,02	1,8	4,6	4,4	0,2	4,5	
	11 00	16,0	1,08	0,92	0,16	17,4	4,4	4,2	0,2	4,8	
	12 00	14,0	0,99	0,96	0,03	3,2	4,4	4,5	-0,1	-2,2	

Дата	Время, ч мин	V м/с	$\bar{h}_p$ м	$\bar{h}_H$ м	$\Delta \bar{h}$ м	$\Delta \bar{h}/\bar{h}_H$ %	$\bar{\tau}_p$ с	$\bar{\tau}_H$ с	$\Delta \bar{\tau}$ с	$\Delta \bar{\tau}/\bar{\tau}_H$ %
18 VI	13 00	8,0	0,79	0,79	0,00	0,0	4,0	4,0	0,0	0,0
	14 00	12,0	0,68	0,87	-0,19	-21,8	3,8	4,0	-0,2	-5,0
	15 00	8,0	0,68	0,81	-0,13	-16,1	3,8	4,2	-0,4	-9,5
	16 00	10,0	0,61	0,72	-0,11	-15,3	3,6	3,8	-0,2	-5,3
	17 00	10,0	0,68	0,72	-0,03	-4,2	3,8	3,8	0,0	0,0
	19 00	14,0	0,81	0,81	0,00	0,0	4,1	3,7	0,4	10,8
	20 00	14,0	0,94	0,90	-0,04	-4,4	4,2	0,1	0,1	2,4
	21 00	14,0	0,94	0,82	0,12	14,6	4,3	0,3	0,3	7,5
	22 00	12,0	0,90	0,80	0,10	12,4	4,2	4,0	0,2	5,0
	23 00	8,0	0,69	0,72	-0,03	4,2	3,8	3,6	0,2	5,6
28 VI	4 00	12,0	0,81	0,86	-0,05	-5,8	4,1	4,2	-0,1	-2,3
	5 00	13,0	0,88	0,87	0,01	1,1	4,2	4,3	-0,1	-2,3
	6 00	13,0	0,88	0,86	0,01	1,1	4,2	4,0	0,2	5,0
	8 00	13,0	0,88	0,87	0,01	1,1	4,2	4,0	0,2	5,0
	10 00	14,4	0,81	0,80	0,01	1,2	4,1	3,9	0,3	7,8
	12 00	15,5	0,96	0,95	0,01	1,0	4,4	4,1	0,3	7,3
	14 00	11,6	0,78	0,84	-0,06	-7,1	4,0	3,8	0,2	5,2
	16 00	13,6	0,89	0,89	0,00	0,0	4,2	4,0	0,2	5,0
	18 00	9,7	0,66	0,72	-0,06	-8,3	3,8	3,9	-0,1	2,5
	20 00	13,6	0,89	0,88	0,01	1,1	4,2	3,9	0,3	7,6
22 00	11,6	0,78	0,89	-0,11	-12,3	4,0	3,9	0,1	2,5	
29 VI	0 00	13,6	0,89	0,89	0	0	4,2	4,2	0	0
	2 00	13,6	0,89	0,84	0,05	5,9	4,2	3,8	0	0
	4 00	7,8	0,55	0,74	-0,19	-25,6	2,7	3,6	-0,9	25,0
Остров Булла, глубина 16,0 м										
27 VI 1967	17 20	8,0	0,52	—	—	—	—	3,0	—	—
	18 00	7,0	0,49	0,49	0,0	0,0	3,0	3,0	0,0	0,0
	19 00	8,0	0,68	0,52	-0,16	-23,5	3,4	3,4	0,0	0,0
	20 00	8,0	0,66	0,53	-0,13	-19,6	3,4	3,6	-0,2	-5,6
	21 00	10,0	0,68	0,70	0,02	2,9	3,9	3,5	0,4	11,4
	22 00	8,5	0,70	0,59	-0,11	-15,7	3,5	3,6	-0,1	-2,8
	23 00	8,5	0,70	0,58	-0,12	-17,1	3,5	3,7	-0,2	-5,4
	24 00	9,5	0,72	0,67	-0,05	-6,9	3,8	3,7	0,1	2,7
28 VI	1 00	10,0	0,77	0,72	-0,05	-6,4	3,9	3,9	0	0
	2 00	11,0	0,82	0,81	-0,01	-1,2	4,1	3,9	0,2	5,2
	3 00	12,0	0,98	0,91	-0,07	-7,1	4,4	4,2	0,2	4,8
	4 00	15,0	1,03	1,12	0,09	8,7	4,8	4,3	0,5	11,6
	5 00	13,0	1,07	1,00	-0,07	-6,5	4,5	4,5	0	0
	6 00	10,0	1,00	0,72	-0,28	-28,0	3,9	4,4	-0,5	-11,4
	8 14	13,0	1,11	1,00	-0,11	-9,9	4,6	4,2	0,4	9,5
	Район о. Песчаного, южный ветер, глубина 12,0 м									
17 X 1968	6 00	5,0	0,42	0,50	-0,08	16,00	3,2	3,6	-0,4	11,1
	7 00	6,0	0,45	0,51	-0,06	11,76	3,2	3,5	-0,3	8,6
	8 00	7,0	0,46	0,58	-0,12	20,67	3,2	3,5	-0,3	8,6
	9 00	7,0	0,49	0,52	-0,03	5,77	3,4	3,5	-0,1	2,8
	10 00	8,0	0,53	0,62	-0,09	14,52	3,4	3,6	-0,2	5,6
	11 00	9,0	0,61	0,57	0,04	7,02	3,6	3,5	0,1	2,8
	12 00	9,0	0,69	0,71	-0,02	2,82	3,9	3,6	0,3	8,3
	13 00	9,0	0,69	0,64	0,05	7,81	3,9	3,6	0,3	8,3
	14 00	9,0	0,69	0,67	0,02	2,99	3,9	3,6	0,3	8,3
	15 00	10,0	0,70	0,71	-0,01	1,41	3,9	3,7	0,2	5,4
	16 00	11,0	0,81	0,81	0,00	0,00	4,2	3,9	0,3	7,7
	17 00	12,0	0,85	0,76	0,09	11,84	4,2	3,7	0,5	13,5
	18 00	10,0	0,75	0,73	0,02	2,74	4,0	3,7	0,3	8,1
	19 00	10,0	0,75	0,73	0,02	2,74	4,0	3,7	0,3	8,1
	20 00	11,0	0,77	0,75	0,02	2,67	4,1	3,7	0,4	10,8
21 00	10,0	0,68	0,68	0,00	0,00	3,8	3,6	0,2	5,5	
22 00	6,0	0,51	0,62	-0,11	17,76	3,5	3,8	0,3	7,9	

каждый момент времени наблюдений. Расчет производился главным образом по ветру, измеренному синхронно с записями волнения. Расстояние, на котором действовал ветер данного направления (длина разгона), уточнялось с помощью синоптических карт. При переменном ветре в расчет вводилась эквивалентная скорость ветра по [347].

Зачастую запись волн начиналась не с момента начала шторма, а с некоторым опозданием, но расчет волн в каждом случае выполнялся с того

момента, когда начинал дуть ветер данного направления. Иногда учет начальных условий осложнялся из-за того, что в течение суток, а часто и больше суток перед началом шторма дул ветер со скоростью 4—6 м/с, который к моменту усиления уже создавал какую-то волну. В таких случаях за начальную принималась высота измеренной волны, а в дальнейшем расчет волн производился по ветру.

В табл. 13.16 представлены результаты сопоставления рассчитанных и наблюдаемых высот и

периодов волн по волнографным наблюдениям в глубоком море с э/с «Экватор» 17 марта 1967 г. Ветер северного направления имел разгон 520 км при максимальной скорости 15 м/с. Ветер наблюдался по анемометру М-47 на высоте 10 м над поверхностью моря. Запись волн началась 17 марта в 9 ч 25 мин при скорости ветра в пункте наблюдения 9 м/с. К северу от этого пункта при разгоне 250 км к 6 ч скорость ветра достигла уже 14 м/с. В дальнейшем вдоль всего разгона она осталась примерно в тех же пределах, что и измеренная в пункте наблюдения.

Расчет волн на начальный момент измерения проводился с учетом упомянутых условий. Из табл. 13.16 видно, что рассчитанные по методу [347] элементы волн в целом неплохо согласуются с наблюдениями.

Волнографные наблюдения в районе ст. Нефтяные Камни позволяют проверить указанные методы расчета для глубокого моря в сочетании с методом расчета волнения, трансформированного в условиях прибрежной зоны. Так как запись волн производилась в пункте, где глубина моря 22,5 м, то для проверки выбраны только очень сильные штормы с тем, чтобы развиваемое при этом волнение испытывало значительную трансформацию при выходе с больших глубин на мелководье.

В табл. 13.16 сопоставлены также рассчитанные и наблюденные высоты и периоды волн по волнографным записям 18 декабря 1965 г. Для расчета трансформации волн принято, что в первом приближении изобаты прямолинейны, а угол подхода к изобатам —  $75-90^\circ$ .

Запись другого очень сильного шторма, привлеченная для проверки методов расчета волн, выполнена на ст. Нефтяные Камни 25—26 февраля 1967 г. Максимальная, приведенная к высоте 10 м, скорость ветра составила 22 м/с. Запись волн началась в 14 ч 10 мин при скорости ветра 18,4 м/с. Для учета начальных условий расчет начинается с 6 ч 25 февраля. Направление ветра во время шторма менялось с северо-западного до северо-северо-западного. В соответствии с этим изменялась также длина разгона и угол подхода волн к изобатам.

Наилучшее совпадение рассчитанных и измеренных высот и периодов волн (см. табл. 13.16) получено для момента максимального развития шторма, а наибольшее расхождение отмечено с момента, когда скорость ветра начала уменьшаться.

Рассмотрим результаты проверки методов расчета волн в районе о. Булла. Условия развития волнения в этом районе при северных и северо-западных ветрах характерны для условий мелкого моря. Остров Булла располагается в юго-западной части моря на расстоянии 30 км от Апшеронского полуострова. Максимальная глубина между островом и Апшеронским полуостровом — около 16 м. Наблюдения за волнением производились с отдельного свайного основания в пункте с глубиной 10,2 м, а также с э/с «Экватор» (глубина места 16,0 м). Для сопоставления рассчитанных и наблюденных элементов волн привлечены волнографные наблюдения с указанного пункта 17—18 июня 1967 г. Расчет средних высот и периодов волн производился по ветру, измеренному в дан-

ном пункте на момент начала каждой записи волн (см. табл. 13.16).

Другой шторм, материалы которого используются для проверки методов расчетов волн, был записан одновременно на волномерном посту с глубиной 10,2 м и с э/с «Экватор» в пункте с глубиной 16,5 м. Наблюдения в обоих пунктах производились с помощью струнных волнографов. Скорость и направление ветра определялись с помощью анемометра М-47. Расчет волн осуществлялся по каждому пункту отдельно и сопоставлялся с натурными измерениями. Наблюдения в каждом пункте выполнены не совсем одновременно. Запись волн с э/с «Экватор» началась 27 июня в 17 ч 20 мин и была прервана 28 июня в 8 ч 19 мин, так как с усилением ветра до 15 м/с судно не смогло удержаться на якоре.

Запись волн на волномерном посту началась 28 июня в 4 ч и продолжалась до 4 ч 29 июня, т. е. до момента, когда скорость северного ветра уменьшилась до 8 м/с. В табл. 13.16 приведены также результаты сопоставления высот и периодов волн по наблюдениям в пункте, где глубина моря 16,0 м. Сравнительно слабое волнение создает в этом пункте условия, близкие к глубоководным. Для сопоставления с наблюдениями, выполненными на волномерном посту, где глубина моря 10,2 м, расчет волн производился по методу [327]. Результаты сопоставления также можно найти в табл. 13.16.

Помимо проверки методов расчета элементов волн, которые охватывают северное или северо-западное волнение, приведем один случай проверки при ветре и волнении южного направления. Запись волн была осуществлена 17 октября 1968 г. вблизи о. Песчаного в пункте, где глубина 12 м. При данном направлении ветра волны развиваются на максимальном разгоне, превышающем 300 км. Наибольшая скорость ветра вдоль разгона составляла 12 м/с и наибольший средний период — 3,9 с. Относительная глубина моря в пунктах наблюдения  $z/\lambda = 0,5$ , что почти соответствует условиям волнообразования, характерным для глубокого моря. Расчет волн, начатый с момента, когда скорость ветра была 5 м/с, охватывает период развития шторма до момента, когда ветер стих до 6 м/с.

Средняя относительная погрешность расчета высот волн составила 10 %, а периодов — 8 % (см. табл. 13.16).

В заключение этого раздела приведем результаты сопоставления режимных функций распределения высот и периодов волн, полученных по данным многолетних измерений и путем расчета. Для этой цели привлекаются функции распределения высот и периодов волн, построенные по 20-летнему ряду наблюдений СГМС Нефтяные Камни (глубина моря 22,5 м), и аналогичные функции, рассчитанные для этого пункта по типовым полям ветра согласно Методическим указаниям [327]. По каждому полю ветра для данной точки найдены средняя высота волн  $\bar{h}$  (м) и средний период волн  $\bar{t}$  (с), которым приписана повторяемость соответствующего поля ветра. В результате статистической обработки полученных значений на билогарифмической клетчатке вероятностей проведены

соответствующие кривые распределения (рис. 13.12). Расчет волн для пункта, где расположена СГМС Нефтяные Камни, проводился с учетом трансформации волн на глубине 22,5 м.

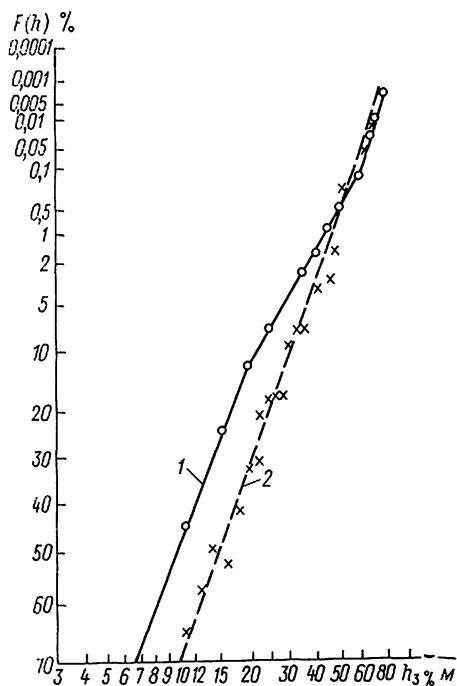


Рис. 13.12. Эмпирическая (1) и рассчитанная по типовым полям ветра (2) режимные функции распределения высот волн  $h_3\%$  (глубина 22,5 м).

Как можно видеть из рисунка, эмпирические распределения высот волн квантили 3% (средняя высота из пяти измерений по волномерной вехе) представляет собой ломаную линию, состоящую из двух прямолинейных участков с точкой перегиба при  $F(h) = 0,13\%$ . Отклонение в верхней части кривой влево связано, по-видимому, с трансформацией крупных волн при выходе с больших глубин на мелководье. Расчетная кривая распределения изображается на указанной клетчатке вероятностей прямой линией во всем диапазоне изменения высот волн.

Эмпирическая и рассчитанная статистические функции распределения высот в области больших значений вероятности существенно различаются между собой, однако в области малых значений вероятности, т. е. для крупных волн, они значительно сближаются для высоты, соответствующей их медианному значению, относительная погрешность достигает 50%, то для высот волн с обеспеченностью 1% погрешность уменьшается до 9%. Высоты волн, возможные один раз в  $n$  лет, по эмпирической и рассчитанной кривым распределения практически совпадают (табл. 13.17).

Таким образом, сопоставление режимных функций распределения скоростей ветра, высот и периодов показало, что их расчетные значения наилучшим образом согласуются с данными натурных наблюдений в области малых значений вероятности, т. е. в области больших значений скорости ветра, высот и периодов волн, что наиболее важно с точки зрения их практического применения.

### 13.7. Режим волнения глубоководных акваторий Среднего и Южного Каспия

Статистические характеристики ветрового волнения можно получить двумя способами — путем обобщения многолетних данных стационарных наблюдений и путем расчета. Для глубокого моря из-за отсутствия или малочисленности материалов наблюдений остается только второй путь — расчетный. В данной работе описание режима волнения в глубоком море проведено на основе Справочного пособия [113], в котором получены режимные характеристики волнения. Они уточнены за счет использования современных методов расчета, а также новых, более надежных результатов специализированной типизации ветровых условий над морем.

Расчеты элементов ветровых волн и ветровых полей проведены согласно Методическим указаниям [327] для шести районов, границы которых и расположение расчетных точек показаны на рис. 13.13. Из-за мелкого масштаба на схеме не показаны две расчетные точки в третьем районе (точки 3.5 и 3.6), которые располагаются в преде-

Таблица 13.17

Сопоставление высот  $h_3\%$ , периодов волн  $\bar{\tau}$ , скоростей ветра  $V$ , полученных по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни (глубина 22,5 м) и путем расчета по типовым полям ветра

Характеристика	Режимная обеспеченность, %				Значения, возможные 1 раз в заданное число лет			
	50	20	5	1	1	5	10	20
$\bar{h}_H$ м	1,0	1,7	3,0	4,4	6,6	7,6	7,8	8,1
$\bar{h}_P$ м	1,5	2,5	3,7	4,8	6,5	7,5	7,7	8,1
$\Delta h$ м	-0,5	-0,8	-0,7	-0,4	0,1	0,1	0,1	0,0
$\Delta h/\bar{h}_H$ %	50,0	47,0	23,0	9,0	1,5	1,3	1,3	0,0
$\bar{\tau}_H$ с	4,2	5,2	6,4	7,4	8,6	9,4	10,0	10,5
$\bar{\tau}_P$ с	4,4	5,7	7,0	7,9	8,8	9,5	9,7	10,0
$\Delta \tau$ с	-0,2	-0,5	-0,6	-0,5	-0,2	-0,1	0,3	0,5
$\Delta \tau/\bar{\tau}_H$ %	4,7	9,6	9,4	6,8	2,3	1,1	3,0	4,8
$V_H$ м/с	6,7	11,0	16,0	21,0	26,0	30,0	31,0	32,0
$V_P$ м/с	8,0	12,0	17,0	21,0	26,0	28,0	30,0	32,0
$\Delta V$ м/с	-1,3	-1,0	-1,0	0,0	0,0	2,0	1,0	0,0
$\Delta V/V_H$ %	19,4	9,0	6,2	0,0	0,0	6,6	3,2	0,0

лах нефтепромысла Нефтяные Камни над глубинами 22,5 и 11,6 м соответственно. Расчеты волн для каждой из выбранных точек сделаны по типовым полям ветра, которые обобщают в себе практически все наблюдавшиеся над морем ветровые условия. По каждому полю ветра для каждой точки рассчитаны средняя высота волн  $\bar{h}$  (м), средний период  $\bar{\tau}$  (с), направление распростране-

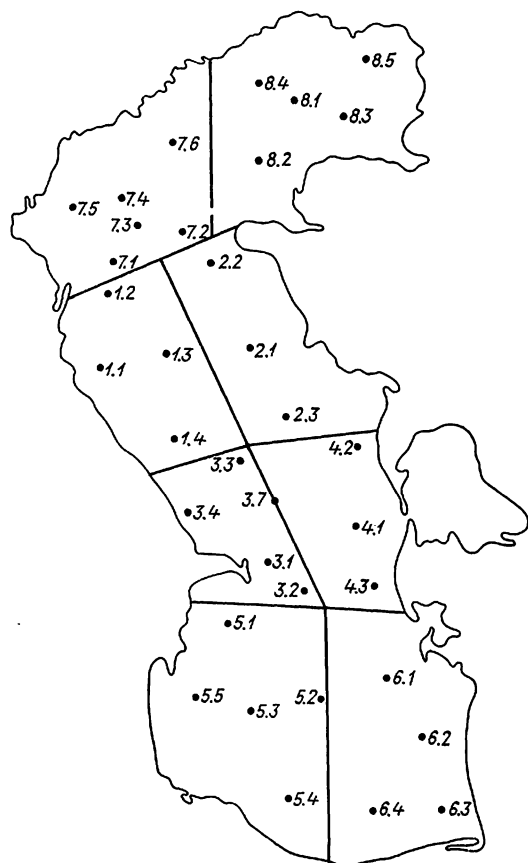


Рис. 13.13. Расположение точек для расчета элементов ветровых волн.  
Первая цифра соответствует номеру района.

ния волн и скорость ветра  $V$  (м/с), для которых принята повторяемость соответствующего поля ветра.

По рассчитанным значениям  $\bar{h}$ ,  $\bar{\tau}$  и  $V$  построены функции распределения, которые спрямляются на билогарифмической клетчатке вероятностей и аппроксимируются распределением Вейбулла. С кривых распределения снимались значения  $\bar{h}$ ,  $\bar{\tau}$  и  $V$ , соответствующие опорным месяцам сезона и года в целом, отвечающие обеспеченности 50, 20, 5 и 1 %, и значения этих элементов, возможные 1 раз в 5, 10, 20 и 50 лет. Максимальные значения высот и периодов волн, отвечающие вероятности превышения 0,1 или 1 %, можно получить, умножив их среднее значение на соответствующий модульный коэффициент [327].

На схемах П.1.18—1.22 приводятся также высоты волн, рассчитанные согласно рекомендациям, изложенным в Методических указаниях [327], где они названы индивидуальными волнами. До сих пор остается спорным вопрос, высоту волн какой обеспеченности следует считать максимальной.

Метод [327] позволяет вычислить максимальную высоту волн как бы непрерывно проходящих перед наблюдателем за длительный промежуток времени. Поэтому максимальные высоты волн  $h_n$  будут несколько большими, чем при четырехсрочных наблюдениях.

Выше показано, что по натурным данным многолетнее распределение высот волн в глубоком море можно аппроксимировать «склежкой» двух прямых семейства Вейбулла и что аналогичное распределение, полученное расчетным путем, изображается на сетке Вейбулла в виде одной прямой. В области малой вероятности превышения высот (см. рис. 13.12) рассчитанная и натурная функции распределения сближаются, а высоты волн отличаются не более чем на 1,5 %. Высоты индивидуальных волн  $h_n$ , вычисленных указанным выше способом (при  $n = 50$  лет), вероятно, можно считать близкими к предельным для Каспийского моря. Можно заметить, что различия между максимумами, полученными путем умножения средних высот на коэффициент  $K_i = 3,20$ , и значениями  $h_n$  при увеличении  $n$ , становятся меньшими, и при  $n = 50$  лет эти максимумы почти совпадают. Это происходит, вероятно, по той причине, что дефект четырехсрочных наблюдений (возможны пропуски самых высоких волн) при увеличении числа лет становится все менее заметным.

Условная энергия волн  $e_\alpha$  по направлениям  $\alpha$  вычислялась по формуле

$$e_\alpha = \left( \sum_{j=1}^{j=k} h_j^2 P_j \right) \alpha, \quad (13.7)$$

где  $k$  — число всех случаев, когда в расчетной точке наблюдалось волнение от направления  $\alpha^\circ$ ;  $h_j^2$  — условная энергия волн в  $j$ -м случае;  $P_j$  — повторяемость  $j$ -го волнения, выраженная в долях единицы (за единицу принята суммарная повторяемость случаев волнения от направления  $\alpha$ ). Приведенные характеристики позволяют решить, например, такие вопросы:

- определить наиболее волноопасные направления распространения волн для данной точки, которые характеризуются наибольшими значениями  $e_\alpha$ ;

- определить направления распространения волнения, отвечающие наибольшей работе волн, которые характеризуются наибольшими значениями произведения  $e_\alpha P_\alpha$ ;

- определить наиболее штормовые месяцы года, которые характеризуются наибольшими значениями  $\sum e_\alpha$ ;

- определить среднюю высоту «эквивалентного» волнения, которое как бы непрерывно работает в течение  $P$  % времени (для отрезков времени — месяц или год). Эта высота  $\bar{h} = \sqrt{e_\alpha}$ .

В связи с тем что типизация ветровых условий Среднего и Южного Каспия выполнена отдельно для шести районов моря, расчет волн производился по указанной схеме районирования. Однако, чтобы иметь представление о пространственно-временной изменчивости характеристик волнения, по результатам расчета построены карты. На этих картах показано распределение в пространстве средних высот  $\bar{h}$  и средних периодов волн  $\bar{\tau}$ , воз-

можных на Каспии 1 раз в 5, 10, 20 и 50 лет (рис. П.13—П.17), а также распределение индивидуальных высот волн, возможных за указанные периоды повторяемости.

Приведенные на рисунках характеристики волнения относятся к акватории моря с глубиной более 30 м. Эти характеристики могут служить в качестве исходных для расчетов волнения в мелко-водных зонах моря.

В глубоководных частях моря в течение всего года преобладает волнение северного и северо-западного направлений. Однако каждый район имеет свои особенности.

В районе 1 (см. рис. 13.13) преобладает волнение юго-восточного (30 %) и северо-западного направлений (25,6 %). Наибольшую работу волн также следует ожидать от этих направлений. В летние месяцы заметно преобладают северо-западное и северное направления волнения. В зимнее время повторяемости волнения юго-восточного и северо-западного направлений примерно равны, однако наиболее волноопасным направлением в этом районе является юго-восточное, так как волны в этом случае развиваются при большом разгоне и могут достигать большой высоты. Наиболее штормовые месяцы года — январь и октябрь, они характеризуются наибольшими значениями  $\sum e_{\alpha}$ .

В районе 2 преобладает северное и северо-западное волнение, существенно также волнение юго-восточное ( $150^{\circ}$ ). Работа волн в зимнее время года примерно одинаково распределена между волнением северо-западного, северного и юго-восточного направлений. В летнее время так же, как и в районе 1, преобладает волнение от северных румбов. Наиболее волноопасное направление в течение всего года — юго-восточное.

Район 3, как отмечалось, самый бурный на Каспии, и размеры волн здесь достигают наибольших значений. В течение всего года преобладает северное и северо-западное волнение (28 и 18 % соответственно). В зимние месяцы несколько возрастает повторяемость волнения юго-восточного ( $150^{\circ}$ ) и юго-западного ( $210^{\circ}$ ) направлений, однако наиболее волноопасным в течение всего года остается волнение северного направления, которое также характеризуется наибольшей работой волн. Наиболее штормовые месяцы — октябрь, ноябрь и январь, однако и в летние месяцы (июль)  $\sum e_{\alpha}$  достигает больших значений. Связано это с тем, что в летнее время существенно уменьшается повторяемость волнения от южных румбов и увеличивается — от северного и северо-западного направлений и в сумме в июле составляет около 62 %.

В районе 4 преобладает волнение северо-западного направления, повторяемость которого в течение года достигает 41 %. Из остальных направлений следует отметить восточное и юго-восточное волнение, повторяемость которого в году составляет 11,5 и 13,7 % соответственно. В зимнее время несколько увеличивается повторяемость юго-восточного, а в летние месяцы (июль) — северо-западного и северного волнения. Наиболее волноопасное направление — северо-западное. Этому же направлению отвечает наибольшая работа волн. Наиболее штормовые месяцы в данном районе

выделить трудно, так как некоторое уменьшение условной удельной энергии волн в летнее время для северо-западного волнения компенсируется увеличением его повторяемости.

В районе 5, в отличие от всех других районов, в течение всего года преобладает северное волнение и редко отмечается северо-западное. Северное направление отвечает также наибольшей работе волн. В зимнее время возрастает повторяемость западного волнения, которое в других районах моря проявляется как юго-западное. Наиболее штормовые в этом районе — осенне-зимние месяцы, наиболее тихие — весенние (апрель).

Повторяемость волнения в районе 6 не имеет характерных особенностей. В течение года преобладает северо-западное волнение и, в отличие от района 5, редко наблюдается северное волнение. Северо-западное направление здесь наиболее волноопасное и отвечает наибольшей работе волн. Так же, как и в других районах, зимой увеличивается повторяемость юго-восточного волнения до 28,1 % (январь) и уменьшается до 2,5 % летом (июль).

Наибольшая высота «эквивалентного» волнения, которое как бы непрерывно работает в течение года, наблюдается в районах 3 и 1 и составляет около 1 м.

Во всей глубоководной части Среднего и Южного Каспия средняя высота волн, отвечающая медиане расчетной режимной функции распределения высот, колеблется от 0,8 м в районах моря 1 и 3 до 0,4 м в районе 6, а средняя высота квантили 1 % изменяется от 2,8 м в районе 3 до 1,6 м в районе 6. Один раз в 5 лет средняя высота волн почти на всей глубоководной акватории моря может достигать 3,5 м, а в районах, прилегающих к Апшеронскому порогу, — 4,0 м. Средний период волн в глубоководной части моря не менее 8,5 с, а в районе Апшеронского порога — 9 с.

На схеме П.14, которая иллюстрирует распределение средних высот и средних периодов волн, возможных 1 раз в 10 лет, почти вся глубоководная часть моря ограничена изолинией, отвечающей средней высоте 4 м и периоду 9 с, а акватория к северу от Апшеронского порога — средней высоте 4,5 м. Средние высоты и периоды волн с повторяемостью 1 раз в 20 лет примерно такие же. Увеличивается только площадь моря, на которой средняя высота может достигать 4,5 м, а средний период 9,5 с. То же самое относится к высотам и периодам волн, которые можно ожидать 1 раз в 50 лет. Однако к востоку от Апшеронского полуострова в центре района 3 средняя высота волн с таким промежутком повторяемости существенно увеличивается и составляет 5,3 м, а средний период — 10,4 с.

Приведенные схемы распределения высот и периодов волн, а также максимальных высот позволяют выделить области наибольшей штормовой деятельности на Каспии. Одна такая область находится в районе 3, к северо-востоку от оконечности Апшеронского полуострова. Один раз в 5 лет здесь можно ожидать формирования волн со средней высотой 4,0 м и средним периодом 9 с, а максимальная высота может достигать 14 м.

Другая область повышенной штормовой деятельности четко выделяется в холодную половину



года в районе 1. Эта область, отмечаемая на зимних картах распределения высот волн, сохраняется до конца апреля, затем исчезает и опять появляется в ноябре. Это связано с действием юго-восточных ветров, которые в зимнее время довольно часты и их скорости довольно значительны. Летом же юго-восточный ветер по всему Каспию наблюдается редко.

Распределение максимальных высот индивидуальных волн повторяет распределение средних высот, однако в любое время года максимальная высота в районе 3 несколько выше, чем в других районах. Наибольшие высоты в районе 3 можно ожидать в осенне-зимний период (октябрь—январь), где 1 раз в 5 лет в январе она может достигать 14 м, в районе 1 — 13 м, а во всей глубоководной области Среднего и Южного Каспия — около 10 м. Один раз в 50 лет в январе в центре района 3 высота индивидуальных волн может достигать 17 м, в точке расчета 3.1 она составила 17,5 м\*. Высота, соответствующая квантили 0,1%, которую можно получить исходя из наибольшей средней высоты, составляет  $5,3 \cdot 3,2 = 17,0$  м, что почти совпадает с приведенной выше максимальной высотой индивидуальных волн. Расчет максимальной высоты волн с учетом коэффициента  $F(h) = 0,1\%$  дает значение 1 раз в 50 лет  $(h_{0,1\%})_{50} = 16,2$  м, что отличается от высоты индивидуальных волн в точке 3.2 (район ст. Нефтяные Камни) не более чем на 5%.

Наиболее тихим месяцем года можно считать апрель. Максимальная высота волн, возможная 1 раз в 5 лет, в этом месяце не превышает 12 м в районах 1 и 3 и 10 м в районах 5 и 6. Один раз в 50 лет в апреле можно ожидать в районах 1 и 3 максимальную высоту индивидуальных волн 14 м.

В летние месяцы (июль) высота волн, возможная 1 раз в 5 лет, несколько возрастает по сравнению с высотой волн в апреле, однако при периоде повторяемости 1 раз в 50 лет высоты в апреле и в июле почти совпадают.

Ветровое волнение в самой южной части моря, примыкающей к иранскому побережью, несмотря на некоторое ослабление ветра, достигает существенных значений. Например, средняя высота волн, возможная в южной части моря 1 раз в 5 лет, составляет 3,5 м, средний период — 9 с, максимальная высота — 13 м. Эти же элементы 1 раз в 50 лет достигают соответственно 4 м, 10 с и 14 м.

### 13.8. Режим волнения некоторых районов прибрежной зоны Среднего и Южного Каспия

Для описания волнового режима в прибрежной зоне рассматриваемых шести районов средней и южной частей моря используются главным обра-

\* Приведенные значения максимальных высот волн получены в результате экстраполяции режимных функций распределения в область малых вероятностей, что соответствует мировой практике. Эти значения не противоречат данным, содержащимся в известных режимных пособиях. Указанная максимальная высота волн (17 м) может реализоваться в шторме при скорости ветра 38 м/с, разгоне около 100 км и продолжительности шторма около 4—5 ч. Такое сочетание условий на море может появиться примерно 1 раз в 100 лет (Прим. ред.).

зом натурные наблюдения. Число репрезентативных пунктов наблюдений в каждом районе различное. В районе 1 имеется только один пункт с достаточно надежными и достоверными наблюдениями — это ГМС Изберг, которая с 1952 по 1972 г. располагалась на эстакаде в 1,5 км от берега (глубина 10,4 м).

Повторяемость волнения по данным этой станции несколько отличается от полученной расчетным путем. В глубоком море преобладает волнение юго-восточного и северо-западного направлений, а по данным ГМС Изберг — восточного и северного направлений. Столь существенное отличие вызвано рефракцией волн на мелководье, вследствие которой волны, имеющие в глубоком море юго-восточное направление, поворачивают к востоку, а волны северо-западного направления — к северу (табл. 13.18). Необходимо отметить, что повторяемость волнения восточного направления по данным ГМС Изберг значительно превышает повторяемость юго-восточного волнения, полученную по расчету для условий глубокого моря. Дело в том, что расчетные методы плохо учитывают волны зыби, которые даже в условиях замкнутого Каспийского моря оказывают существенное влияние на общую картину распределения волн по направлениям. Помимо перечисленных выше следует выделить также волнение северо-западного и юго-восточного направлений, многолетняя повторяемость которых составляет 11,0 и 9,8% соответственно.

В районе дагестанского побережья при преобладающих в глубоком море юго-восточных ветрах волны подходят к берегу под углами 75—90°, что в результате рефракции приводит к значительному снижению высот волн. По данным наблюдений на ГМС Изберг за 20-летний период (см. табл. 13.18) наибольшая высота волн 3%-ной обеспеченности не превышает 4,5 м, в то время как в глубоком море можно ожидать вдвое большее значение.

В этом районе наибольшие высоты имеют волны восточного направления. Значительны по высоте также волны северного, юго-восточного и южного направлений. Максимальные высоты волн, возможные в районе ГМС Изберг за определенное число лет, вычисленные с помощью функций распределения, приведены в табл. 13.19. Один раз

Таблица 13.18

Повторяемость (%) высот волн  $h_3\%$  по направлениям (ГМС Изберг)

Высота волны, м	Направление волнения							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
0,1—0,2	4,1	2,2	5,6	2,1	0,5	0,6	1,2	0,6
0,3—0,4	4,6	2,3	6,6	1,7	0,2	0,1	0,1	0,6
0,5—0,9	11,0	4,0	12,1	3,3	0,2	0,1	0,1	1,6
1,0—1,4	6,7	1,6	8,6	1,5	0,1	0,1	0,1	1,0
1,5—1,9	2,0	0,3	3,0	0,5	0,1	—	—	0,9
2,0—2,4	0,7	0,2	1,6	0,2	—	0,1	—	0,4
2,5—2,9	0,3	0,1	1,1	0,1	—	—	—	0,1
3,0—3,4	0,1	0,1	0,5	0,1	—	—	—	0,1
3,5—3,9	0,1	—	0,1	0,1	0,1	—	—	—
4,0—4,4	—	—	0,1	—	—	—	—	—
Сумма	29,6	10,8	39,3	9,6	1,2	1,0	1,5	5,3

Таблица 13.19

Высоты  $h_{3\%}$ ,  $h_{0,1\%}$  и средний период волн  $\bar{\tau}$ , рассчитанные для различных пунктов прибрежной зоны Каспийского моря

Характеристика	Обеспеченность $F$ , %				Значения, возможные 1 раз в заданное число лет				
	50	20	5	1	1	5	10	20	50
<b>Изберг</b>									
$h_{3\%}$ м	0,64	1,2	2,0	2,8	3,4	3,9	4,1	4,3	4,7
$h_{0,1\%}$ м	1,0	1,8	3,0	3,6	4,4	5,1	5,3	5,6	6,1
$\bar{\tau}$ с	3,8	5,0	6,2	7,3	7,9	8,7	9,2	9,6	10,2
<b>Остров Булла</b>									
$h_{3\%}$ м	0,46	1,1	2,3	3,6	5,0	5,6	5,7	5,8	—
$h_{0,1\%}$ м	0,7	1,7	3,0	4,7	6,5	7,3	7,4	6,6	—
$\bar{\tau}$ с	3,0	4,0	4,7	5,5	6,2	6,6	6,8	—	—
<b>Свиной остров</b>									
$h_{3\%}$ м	0,8	1,6	2,6	3,3	3,8	4,0	4,3	4,5	5,0
$h_{0,1\%}$ м	1,2	2,6	3,9	4,6	4,9	5,2	5,6	5,9	6,5
$\bar{\tau}$ с	4,6	5,4	6,0	6,5	7,4	7,8	8,1	8,5	8,8
<b>Челекен</b>									
$h_{3\%}$ м	0,47	1,0	1,7	2,4	3,1	3,7	4,0	4,2	4,6
$h_{0,1\%}$ м	0,71	1,5	2,3	3,2	4,0	4,8	5,1	5,3	5,8
$\bar{\tau}$ с	3,1	4,2	5,2	6,0	7,1	8,2	8,7	9,3	10,0

в 50 лет в этом пункте можно ожидать высоты волн  $h_{3\%} = 4,7$  м и  $h_{0,1\%} = 6,1$  м.

Принято считать, что периоды волн, определяемые на гидрометстанциях и судах полуинструментальным способом, примерно соответствуют среднему периоду волн на участке квазистационарности процесса. По данным ГМС Изберг наибольшие средние периоды (до 10,2 с) имеют волны восточного направления. По расчетам в глубоком море наибольший средний период волн, который можно ожидать 1 раз в 50 лет, составляет 9,8 с, а 1 раз в 20 лет — 9,3 с, что почти совпадает с данными натурных измерений (табл. 13.20).

Акватория Апшеронского архипелага относится к району 3. В нем находится несколько станций и постов, наблюдения которых можно считать репрезентативными: Банка Дарвина, Остров Жилой (море) и Нефтяные Камни. К северу от о. Артема расположено несколько подводных банок: Апшеронская, Андриевского, Дарвина и Опасная. Акватория к северу от острова застроена эстакадами и отдельными буровыми платформами. На одной из них, впоследствии соединенной с эстакадой, над глубиной 7 м, располагается ГМС Банка Дарвина. Систематические наблюдения ведутся с 1952 г.

Гидрометстанция Остров Жилой (море) располагалась на буровой платформе в 5 км к востоку от о. Жилого над глубиной 15 м. По этому пункту имеется ряд наблюдений за неполных 6 лет с 1952 по 1957 г. По наблюдениям на ГМС Нефтяные Камни для анализа привлечены данные двух пунктов; расположенных над глубинами моря 11,6 (пункт 1) и 22,5 м (пункт 2).

В районе Апшеронского архипелага и в глубоком море в пределах района 3 преобладает северное волнение; его повторяемость значительно

превосходит повторяемость ветра, формирующего это волнение. Указанное несоответствие вызывается главным образом волнами зыби и рефракцией волн при выходе с больших глубин на мелководье. В районе б-ки Нефтяные Камни в пункте 1 повторяемость северо-западного волнения не превышает 5 %, а в пункте 2 в отдельные месяцы достигает 23 %. Вблизи о. Жилого и в районе б-ки Дарвина рефракция сказывается в меньшей степени (меньше угол подхода волн по отношению к нормали к изобатам) и поэтому повторяемость волн северо-западного направления больше, чем в пункте 1 в районе Нефтяных Камней. В летние месяцы повторяемость волнения северного направления увеличивается и достигает в районе Нефтяных Камней в июле 60 %, а в районе о. Жилого и б-ки Дарвина 55 %.

Несмотря на относительно малую повторяемость северо-восточного ветра, волнение этого направле-

Таблица 13.20

Повторяемость (%) периодов волн по направлениям (ГМС Изберг)

Период волн, с	Направление волнения							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
< 1,0	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—
1,0—1,9	0,8	0,2	0,9	0,9	0,5	0,6	0,1	0,5
2,0—2,9	3,1	1,1	3,8	2,5	0,3	1,6	0,3	0,2
3,0—3,9	12,3	4,2	11,3	3,6	0,2	0,1	0,1	2,5
4,0—4,9	10,0	3,8	11,3	1,6	0,1	—	0,1	1,4
5,0—5,9	2,0	1,0	6,3	0,4	—	—	0,1	0,4
6,0—6,9	0,2	0,3	3,2	0,1	—	—	—	0,4
7,0—7,9	0,1	0,1	1,1	0,1	—	—	—	—
8,0—8,9	0,1	—	0,3	—	—	—	—	—
9,0—9,9	—	—	0,1	—	—	—	—	—
10,0—10,4	—	—	0,1	—	—	—	—	—

ния наблюдается достаточно часто. Это связано, по-видимому, с приходом в район Апшеронского архипелага волн зыби из восточной части моря. Наибольшая повторяемость северо-восточного волнения отмечена в августе и сентябре (21—24 %).

Повторяемость волнения южных румбов увеличивается зимой и уменьшается летом. В январе и феврале повторяемость волнения юго-восточного, южного и юго-западного направлений достигает 15—17, а в июле и августе — 2—3 %. Исключение составляет только ст. Банка Дарвина, где максимум повторяемости волнения южного и юго-восточного направления наблюдается в мае и июне. По-видимому, это связано с местными условиями, в частности, с рефракцией волн на многочисленных банках.

Волнение западного направления наблюдается очень редко и его повторяемость не превышает 3 % (табл. 13.21).

В годовом цикле наибольшие высоты волн в районе Апшеронского архипелага наблюдаются в основном в холодную половину года. С октября по март повторяемость высот волн до 1,5 м в рай-

оне б-ки Нефтяные Камни превышает 20 %, а в районе б-ки Дарвина и о. Жилого — близка к этому значению. Крупные волны, высота которых больше 5,5 м, на акватории Нефтяных Камней над глубиной 22,5 м не наблюдались только в июне. Обеспеченность таких волн в году составила 0,3 %. За 20-летний период волны высотой 6,5 м не наблюдались только в летние месяцы с июня по сентябрь включительно (табл. 13.22). В приведенных таблицах даны средние высоты волн из пяти наибольших измеренных высот по волномерной вехе  $h_{3\%}$ ; максимальная высота может быть в 1,4—1,6 раза больше этих значений.

Крупные волны в район Апшеронского порога приходят главным образом с севера или северо-запада. При этом на б-ке Нефтяные Камни в пункте 1 такие волны отмечены только с севера. В пункте 2 наиболее крупные волны, превышающие  $h_{3\%} = 8$  м, наблюдались при северном и северо-западном направлениях волнения (см. табл. 13.22).

В районе о. Жилого и б-ки Дарвина наиболее крупные волны также имели северное и северо-западное направления. Достаточно больших высот в районе Нефтяных Камней достигают волны северо-восточного направления, что является следствием поворота ветра к северо-востоку при окончании шторма.

Наибольшая высота волн с режимной обеспеченностью 3 %, которая была отмечена на Нефтяных Камнях за 20 лет, в пункте 2 с глубиной 22,5 м составила 8,5 м. В пункте 1 на Нефтяных Камнях, где глубина моря 11,6 м, а ряд наблюдений составляет только 7 лет, наибольшая высота волн с режимной обеспеченностью 3 % составила 8,1 м.

Согласно наблюдениям, высота волн с режимной обеспеченностью 50 % в пункте 1 меньше, чем в пункте 2, но наибольшие высоты волн в обоих пунктах почти совпадают. Объяснить это можно двумя причинами. Первая состоит в том, что за период наблюдений в пункте 1 прошло несколько очень сильных штормов, в частности шторма 20—21 ноября 1957 г., 20—21 ноября 1958 г., 26 ноября 1959 г. Шторм 20—21 ноября 1957 г. считается самым сильным за всю историю наблюдений на ст. Нефтяные Камни. Вторая причина заключается в росте самых крупных волн перед обрушением при их выходе с больших глубин на мелководье. В связи с этим, средние высоты волн, возможные 1 раз в 20 и 50 лет, полученные путем расчета по типовым полям ветра для точки 3.6 (Нефтяные Камни, глубина 11,6 м), на 0,2—0,3 м больше, чем высоты, полученные по расчетам в точке 3.5, где глубина 22,5 м. Однако наибольшая высота индивидуальных волн за те же периоды в точке 3.5 на 2 м больше, чем в точке 3.6. Высоты индивидуальных волн для этих двух точек определялись численным методом. Здесь, кстати, можно отметить, что максимальная высота волны, которую удалось измерить в районе Нефтяных Камней в пункте с глубиной 11,6 м, составила 10 м. Она наблюдалась во время шторма 20—21 ноября 1957 г. Максимальная высота индивидуальных волн, полученная по расчету для этого пункта с периодом повторяемости 1 раз в 50 лет, также равна 10 м.

Таблица 13.21

Повторяемость (%) направлений волнения в районе Апшеронского архипелага

Направление волнения	Год											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Нефтяные Камни, глубина 11,6 м

С	30	26	43	41	45	57	68	52	41	25	31	31	43
СВ	11	14	12	15	10	13	13	21	24	13	15	15	14
В	10	8	11	9	9	8	5	11	14	11	15	14	10
ЮВ	13	10	8	10	10	2	3	6	6	11	14	11	9
Ю	16	10	12	12	12	5	3	4	6	17	10	10	10
ЮЗ	12	17	9	7	7	8	4	4	5	8	9	14	9
З	3	1	1	2	2	4	2	1	1	2	4	2	2
СЗ	5	4	3	4	5	3	2	1	2	3	2	3	3

Нефтяные Камни, глубина 22,5 м

С	34	30	33	36	33	46	62	51	38	32	29	23	36
СВ	10	10	8	10	8	10	11	16	20	14	11	11	12
В	6	10	8	9	4	3	4	10	15	17	9	8	8
ЮВ	15	10	10	6	4	2	1	3	9	11	15	14	8
Ю	13	19	18	14	16	12	5	5	8	13	16	18	13
ЮЗ	8	6	6	4	7	7	4	2	2	14	10	8	6
З	3	0	1	0	4	3	2	1	1	1	1	2	2
СЗ	11	15	16	21	24	17	11	12	7	8	9	16	15

Остров Жилой, глубина 15... 17 м

С	27	29	40	34	31	47	55	44	39	25	34	27	36
СВ	14	9	12	8	11	12	13	23	25	15	19	14	15
В	5	8	5	8	3	7	4	7	14	16	11	10	7
ЮВ	15	10	12	16	12	4	5	10	10	18	13	13	12
Ю	12	17	10	8	12	7	6	5	6,6	19	5	5	9
ЮЗ	15	15	9	12	8	5	5	5	4	7	10	18	10
З	3	1	1	3	3	4	1	3	0,4	20	2	3	2
СЗ	9	11	11	11	20	14	11	3	2	8	6	10	9

Банка Дарвина, глубина 7,5 м

С	32	31	36	32	33	40	53	49	38	28	29	26	36
СВ	10	10	12	8	8	7	9	10	15	15	13	15	11
В	11	12	8	6	7	4	4	7	16	13	20	16	10
ЮВ	8	7	9	12	10	12	8	13	10	12	9	7	10
Ю	7	10	19	12	13	8	6	5	7	13	6	10	9
ЮЗ	13	11	9	7	7	4	3	2	3	5	9	14	7
З	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
СЗ	16	18	15	22	22	22	15	8	10	15	11	15	16

Повторяемость (%) высот волн  $h_3$  % по направлению волнения в районе Апшеронского архипелага

$h_3$ % м	Направление волнения							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
<b>Нефтяные Камни, глубина 11,6 м</b>								
0,1—0,5	10	4,9	3,6	3,2	3,9	3,2	1,3	1,1
0,6—1,0	14	4,3	3,3	3,0	3,9	2,8	0,60	0,85
1,1—1,5	8,3	2,8	1,6	1,7	1,5	1,5	0,26	0,48
1,6—2,0	5,1	1,2	0,5	0,3	0,60	0,73	0,13	0,26
2,1—2,5	3,0	0,4	0,1	0,08	0,07	0,26	0,03	0,07
2,6—3,0	1,7	0,15	0,07	0,01	—	0,05	0,005	0,015
3,1—3,5	0,9	0,04	0,03	—	0,01	0,01	—	0,01
3,6—4,0	0,6	0,03	0,01	0,005	—	0,005	—	0,003
4,1—4,5	0,3	—	—	—	—	—	—	—
4,6—5,0	0,15	—	—	0,01	0,005	—	—	—
5,1—5,5	0,08	—	—	—	—	—	—	—
5,6—6,0	0,03	—	—	—	—	—	—	—
6,1—6,5	0,02	—	—	—	—	—	—	—
6,6—7,0	0,01	—	—	—	—	—	—	—
7,1—7,5	0,005	—	—	—	—	—	—	—
7,6—8,0	0,01	—	—	—	—	—	—	—
<b>Нефтяные Камни, глубина 22,5 м</b>								
0,0—0,5	15	29	30	27	37	39	58	17
0,6—1,0	23	26	34	30	31	27	19	24
1,1—1,5	20	18	21	28	20	21	15	19
1,6—2,0	16	34	11	11	9,4	9	4,4	14
2,1—2,5	9,5	7,8	2,7	3,5	2	3,1	3,1	10
2,6—3,0	6,0	4,6	0,9	0,9	0,6	0,9	0,9	7,3
3,1—3,5	3,6	1,0	—	—	—	—	—	3,4
3,6—4,0	3,0	0,4	—	—	—	—	—	2,3
4,1—4,5	1,5	—	—	—	—	—	—	1,0
4,6—5,0	1,0	0,01	—	—	—	—	—	0,8
5,1—5,5	0,7	0,01	—	—	—	—	—	0,6
5,6—6,0	0,3	—	—	—	—	—	—	0,05
6,1—6,5	0,1	—	—	—	—	—	—	0,2
6,6—7,0	0,06	—	—	—	—	—	—	0,1
7,1—7,5	0,02	—	—	—	—	—	—	—
7,6—8,0	0,02	—	—	—	—	—	—	—
8,1—8,5	—	—	—	—	—	—	—	0,05
8,6—9,0	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Остров Жилой, глубина 15—17 м</b>								
0—0,2	4,6	2,7	1,8	3,5	2,0	2,6	1,0	1,7
0,3—0,4	5,1	3,2	1,4	2,2	2,0	1,9	0,4	1,9
0,5—0,9	10	5,1	2,0	3,5	3,1	2,4	0,5	3,0
1,0—1,4	6,2	3,5	1,6	1,5	1,0	1,5	0,1	1,6
1,5—1,9	3,3	1,2	0,5	0,4	0,1	0,6	0	0,7
2,0—2,4	2,5	0,4	0,1	0,1	0,1	0,5	0	0,5
2,5—2,9	1,2	0,1	0,2	—	—	0,2	—	0,1
3,0—3,4	0,8	0,2	—	—	—	—	—	0,2
3,5—3,9	0,6	0,1	—	—	—	—	—	0,2
4,0—4,4	0,2	—	—	—	—	—	—	0,1
4,5—4,9	0,1	—	—	—	—	—	—	—
> 5,0	0,1	—	—	—	—	—	—	—
<b>Банка Дарвина, глубина 7,5 м</b>								
0,0—0,4	6,9	3,1	3,2	4,8	3,9	2,5	0,58	4,4
0,5—0,9	8,5	3,7	4,2	3,5	3,8	2,6	0,30	4,0
1,0—1,4	7,7	2,7	2,3	1,1	1,08	1,6	0,07	3,0
1,5—1,9	5,2	1,2	0,45	0,24	0,13	0,53	—	2,1
2,0—2,4	3,4	0,32	0,054	0,006	0,012	0,17	0,006	1,4
2,5—2,9	2,1	0,11	0,036	0,006	—	0,024	0,006	0,55
3,0—3,4	1,2	0,10	0,05	—	—	0,006	—	0,15
3,5—3,9	0,45	0,006	0,006	—	—	—	—	0,038
4,0—4,4	0,20	0,006	—	—	—	—	—	0,018
4,5—4,9	0,25	0,018	—	—	—	—	—	0,03
5,0—5,9	0,14	—	—	—	—	—	—	—
> 6,0	0,024	—	—	—	—	—	—	—

Повторяемость (%) периодов волн  $\bar{t}$  по направлению волнения

$\bar{t}$ с	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
<b>Нефтяные Камни</b>								
< 1,0	1,3	0,2	0,2	0,4	0,4	0,2	0,1	0,1
1,0—1,9	1,4	0,6	0,4	0,5	0,9	0,5	0,1	0,2
2,0—2,9	7,3	2,7	2,0	1,3	2,6	2,2	0,8	0,7
3,0—3,9	14,0	4,8	3,1	2,1	2,3	3,1	0,8	0,8
4,0—4,9	10,8	4,6	2,5	2,0	1,9	1,8	0,3	0,2
5,0—5,9	7,7	1,2	0,4	0,5	0,5	0,6	0,1	0,2
6,0—6,9	3,6	0,2	—	0,2	0,2	0,1	—	0,1
7,0—7,9	1,2	—	0,1	—	0,1	—	—	—
8,0—8,9	0,4	—	—	—	0,1	—	—	—
9,0—9,9	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—
10,0 и более	0,1	—	—	—	—	—	—	—
<b>Остров Жилой</b>								
> 1,0	0,1	—	—	—	0,1	—	—	—
1,0—1,9	5,1	1,6	1,3	2,1	7,5	2,0	0,6	1,2
2,0—2,9	14,9	4,9	0,7	3,8	7,4	2,9	0,4	1,3
3,0—3,9	19,8	1,8	0,9	0,2	2,2	3,4	—	2,6
4,0—4,9	5,4	1,4	—	—	0,3	0,3	—	0,4
5,0—5,9	1,5	—	—	—	—	—	—	—
6,0—6,9	0,7	0,6	—	—	—	—	—	—
7,0—7,9	—	—	—	—	—	—	—	—
8,0—8,9	0,6	—	—	—	—	—	—	—
<b>Банка Дарвина</b>								
1,0—1,9	0,9	0,3	0,6	2,1	2,4	0,9	0,2	1,1
2,0—2,9	3,5	1,3	1,5	4,4	4,5	3,0	0,3	3,3
3,0—3,9	8,5	3,0	3,9	1,9	1,5	2,1	0,2	5,1
4,0—4,9	11,2	3,5	4,4	0,6	0,2	0,5	—	4,4
5,0—5,9	7,0	1,2	0,6	0,1	—	—	—	2,9
6,0—6,9	3,4	0,4	—	—	—	—	—	1,7
7,0—7,9	0,9	—	—	—	—	—	—	0,3
8,0—8,9	0,2	—	—	—	—	—	—	—

Вблизи о. Жилого и в районе б-ки Дарвина высоты волн несколько меньше, чем в районе Нефтяных Камней. За 5-летний период наблюдений повторяемость высот волн более 5 м в пункте, где глубина 15—17 м (вблизи о. Жилого), не превышает 0,1 %. В районе б-ки Дарвина максимальная измеренная высота волн составила 6 м (см. табл. 13.22).

Согласно экспериментальным и теоретическим исследованиям, средние периоды волн, а также их функции распределения не испытывают значительных изменений при выходе с больших глубин на мелководье. По этой причине данные наблюдений периодов волн в отдельных пунктах можно распространить на большую акваторию. Повторяемость периодов в зависимости от направления волнения по районам Нефтяных Камней, о. Жилого и б-ки Дарвина приведена в табл. 13.23.

Периоды волн до 9 с наблюдались при северном волнении во всех перечисленных пунктах Апшеронского архипелага. В районе Нефтяных Камней при северном волнении средний период превышает 10 с.

Повторяемость и обеспеченность периодов волн без учета направления волнения по наблюдениям в двух пунктах в районе Нефтяных Камней приводятся в табл. III.35. Согласно этим данным, наибольший средний период в пункте с глубиной 22,5 м не превышал 11 с, а в пункте с глубиной 11,6 м — 12 с. По расчетным данным средний период волн, возможный 1 раз в 50 лет в том и другом пункте

в районе Нефтяных Камней, составляет 10,4 с.

К югу от Бакинской бухты до оконечности Куринской косы располагается Бакинский архипелаг, акватория которого изобилует большим количеством подводных банок, отмелей, кос, каменных гряд и островов. Наиболее крупные острова — Булла, Свиной, Обливной и Глиняный. Для описания волнового режима этого района привлечены наблюдения в трех пунктах — Остров Песчаный, Остров Булла и Свиной остров.

Волномерный пост Остров Песчаный был открыт в 1958 г. и вначале находился на буровой платформе, которая располагалась в пункте с глубиной 11,5 м на расстоянии около 2 км к югу от Апшеронского полуострова. В 1962 г. пост был перенесен на эстакаду (площадка № 16), где глубина 7,5 м, и там находится в настоящее время.

Волномерный пост Остров Булла (море), открытый в январе 1964 г., располагался на буровой платформе, но несколько раз менял свое местоположение. Привлечены наблюдения с 1967 по 1971 г., когда пост располагался поочередно на двух близлежащих платформах с глубиной места 17 м.

Гидрометстанция Свиной остров, открытая в 1923 г., работала до 1940 г. Вновь открылась в 1951 г. в северной части острова и находилась там до 1974 г. Используются наблюдения этой станции с 1953 по 1973 г.

В районах островов Песчаного и Булла преобладает северное волнение (39 и 35,5 % соответ-

Таблица 13.24

Повторяемость (%) волнения по направлениям в районе Бакинского архипелага

Направление волнения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Остров Песчаный</b>													
С	30	34	38	34	36	46	56	66	42	34	29	32	39
СВ	9	10	9	7	5	7	9	11	11	11	8	11	9
В	6	6	3	5	4	4	4	7	6	6	6	5	6
ЮВ	15	16	17	16	14	10	6	11	17	22	14	14	14
Ю	8	10	18	19	22	18	10	7	13	11	15	6	13
ЮЗ	23	17	8	9	10	8	8	4	6	11	22	23	12
З	2	1	1	2	2	3	2	1	1	1	1	2	2
СЗ	7	6	6	8	7	4	5	4	4	4	5	7	5
<b>Остров Булла</b>													
С	35	39	36	28	33	36	30	46	32	34	33	34	36
СВ	15	16	12	15	15	13	17	19	23	15	13	11	15
В	4	5	4	7	5	4	6	9	10	7	2	4	6
ЮВ	4	10	14	14	15	16	10	10	13	10	7	5	11
Ю	8	11	18	24	19	18	13	9	13	11	10	4	13
ЮЗ	27	17	14	6	7	6	7	3	5	15	27	26	13
З	5	2	1	1	2	3	3	1	1	2	4	6	3
СЗ	3	2	1	4	4	5	5	4	5	7	4	10	4
<b>Свиной остров</b>													
С	8	7	6	8	6	8	13	10	11	9	8	7	8
СВ	46	59	53	41	35	41	49	47	50	48	55	54	48
В	12	12	13	14	13	12	10	14	15	15	13	10	8
ЮВ	2	2	6	12	16	13	11	15	8	7	3	2	8
Ю	3	6	11	13	17	15	10	8	10	7	2	1	9
ЮЗ	7	5	5	5	5	4	2	2	2	4	4	5	4
З	16	6	4	4	4	3	2	1	2	6	10	14	6
СЗ	7	3	2	3	4	4	3	3	2	4	5	7	4

венно), а в районе о. Свиного оно составляет лишь 8%. Здесь преобладает северо-восточное волнение (48%). К югу от параллели о. Булла северный ветер меняет направление на северо-восточное и в районе о. Свиного и далее до Куринской косы это направление преобладает в течение всего года. Уже в районе о. Булла повторяемость северо-восточного волнения (15,2%) значительно больше, чем в районе о. Песчаного (9%). В обоих районах юго-восточное и восточное волнение в течение года имеет повторяемость 10—14, а вблизи о. Свиного — не более 7%. Ветровое волнение юго-западного направления в районе островов Булла и Песчаного довольно часто наблюдается в осенне-зимний период; в отдельные месяцы его повторяемость достигает 26—27%. В районе о. Свиного волнение юго-западного, северо-западного и западного направлений наблюдается редко (табл. 13.24).

Волны высотой до 1 м на акватории Бакинского архипелага имеют в течение года повторяемость в среднем 79%. Повторяемость волн высотой 1,0—1,5 м составляет 11—12% для районов островов Песчаного и Свиного и 16,1% в районе о. Булла. Волны высотой более 4 м наблюдались только вблизи островов Булла и Свиного, причем в районе о. Булла были отмечены волны высотой более 6 м. Максимальная высота волн в районе о. Песчаного составила 3,2 м. Приведенные здесь наибольшие высоты волн в районе островов Песчаного и Булла наблюдались при северо-западном волнении, а в районе о. Свиного — при северо-восточном (табл. 13.25).

Согласно расчетам по режимным функциям распределения (см. табл. 13.19), высота волн квантили 3%, возможная 1 раз в 20 лет в районе о. Булла, равна 5,8 м, в районе о. Свиного — 4,5 м. Максимальная высота, соответствующая квантили 0,1%, составила за тот же период для о. Булла 6,6 м и для о. Свиного 5,9 м, а возможная 1 раз в 50 лет в районе о. Свиного — 6,5 м.

По наблюдениям на ГМС Свиной остров за 21 год наибольший средний период приближается к 9 с, а в районе о. Булла он не превышает 7 с. Такое различие можно объяснить тем, что в районе о. Булла при северных ветрах волнение развивается как в условиях мелкого моря, что препятствует развитию в этом районе длиннопериодных волн. Кроме того, влияет разная продолжительность рядов наблюдений (21 и 5 лет для станций Свиной остров и Остров Булла соответственно). По этой причине экстраполяция волн по району о. Булла выполнена только для периодов повторяемости, не превышающих 20 лет.

Для характеристики волнового режима в районе туркменского побережья использованы наблюдения ст. Челекен (море) за 1962—1982 гг. Пост расположен с северо-западной стороны п-ова Челекен на экстакаде на расстоянии от берега 1,5 км при глубине моря 7 м. Наблюдения за волнением репрезентативны для всего восточного побережья Каспийского моря.

Наиболее часто наблюдается северо-западное волнение как в холодное, так и в теплое время года, достигая максимума в июне и июле — 70%. Его повторяемость значительно превышает повто-

Таблица 13.25

Повторяемость (%) высот волн  $h_3$  % по направлению волнения в районе  
Бакинского архипелага

$h_3$ % м	Направление волнения							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
<b>Остров Песчаный</b>								
0,1—0,5	15	7	4	8	9	6,1	1,8	2,8
0,6—1,0	15	1,8	0,9	2,4	4	3,4	0,08	1,4
1,1—1,5	8	0,26	0,07	0,9	1,4	1,6	0,02	0,48
1,6—2,0	2,3	0,02	0,16	0,14	0,36	0,60	0,02	0,24
2,1—2,5	0,4	—	0,06	0,04	0,07	0,14	—	0,01
2,6—3,0	0,05	—	—	0,02	—	0,02	—	—
3,1—3,5	0,05	—	—	0,02	—	—	—	—
Сумма	40,8	9,1	5,2	11,5	14,8	11,9	1,9	4,9
<b>Остров Булла</b>								
0,1—0,5	6,4	7,5	4,3	7,5	9,3	6,8	2,2	2,4
0,6—1,0	8,3	4,3	0,9	2,1	2,8	4,4	0,4	0,8
1,1—1,5	7,0	1,6	0,1	0,5	5,2	1,2	—	0,5
1,6—2,0	5,0	0,5	0,1	0,1	0,1	0,2	—	0,3
2,1—2,5	2,9	0,3	—	—	—	0,1	—	0,2
2,6—3,0	2,1	0,2	—	—	—	—	—	0,1
3,1—3,5	1,1	—	—	—	—	—	—	—
3,6—4,0	0,8	—	—	—	—	—	—	—
4,1—4,5	0,3	—	—	—	—	—	—	—
4,6—5,0	0,1	—	—	—	—	—	—	—
5,1—5,5	—	—	—	—	—	—	—	—
5,6—6,0	—	—	—	—	—	—	—	—
6,1—6,5	—	—	—	—	—	—	—	—
6,6—7,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	34,0	14,4	5,4	10,2	16,4	12,7	2,6	4,3
<b>Свиной остров</b>								
0—0,2	1,5	9,5	6,6	7,0	7,4	3,3	3,9	2,7
0,3—0,4	0,5	4,7	2,6	0,2	0,3	0,2	1,3	0,7
0,5—0,9	1,7	13,4	3,5	0,2	—	—	1,2	0,5
1,0—1,4	1,6	9,6	0,8	—	—	—	—	—
1,5—1,9	1,2	5,1	0,2	—	—	—	—	—
2,0—2,4	0,8	3,4	—	—	—	—	—	—
2,5—2,9	0,4	1,8	—	—	—	—	—	—
3,0—3,4	0,4	1,3	—	—	—	—	—	—
3,5—3,9	0,1	0,3	—	—	—	—	—	—
4,0—4,4	—	0,1	—	—	—	—	—	—
> 4,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	8,2	49,2	13,7	7,4	7,7	3,5	6,4	3,9

ряемость ветра, формирующего это волнение, что связано с приходом в этот район волн зыби из центральной части моря и рефракцией волн при выходе с больших глубин на мелководье. Среди других направлений волнения, имеющих значительную повторяемость, следует выделить юго-во-

сточное и южное в холодную половину года, а северное также и летом (табл. 13.26).

На характер распределения высот волн вблизи п-ова Челекен большое влияние оказывают рельеф дна и глубина моря. В сторону открытого моря глубина меняется очень медленно, уклоны дна

Таблица 13.26

Повторяемость (%) направления волнения в районе ст. Челекен (море) \*

Направление волнения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
С	11	12	13	12	10	9	10	15	22	21	13	11	13
СВ	4	4	3	3	3	1	1	4	4	4	3	5	3
В	6	6	5	5	3	2	2	4	4	6	7	9	5
ЮВ	28	20	12	7	4	3	4	5	6	12	28	26	13
Ю	11	12	7	5	4	4	3	4	3	10	12	12	7
ЮЗ	6	3	3	4	6	3	3	3	1	3	2	4	3
З	4	6	6	9	10	8	7	5	2	4	4	4	6
СЗ	30	37	51	55	60	70	70	60	58	40	31	29	50

\* Повторяемость направлений указана только по волнению без учета случаев штилевой погоды.



Повторяемость (%) высот волн  $h_3$  % по направлению волнения в районе ст. Челекен (море)

$h_3$ % м	Направление волнения							
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
0,1—0,5	6,5	2,6	4,6	11,3	6,5	2,5	3,3	18,1
0,6—1,0	2,7	0,39	3,5	0,94	1,0	0,61	1,8	17,9
1,1—1,5	1,4	1,46	0,04	0,09	0,05	0,078	0,55	7,5
1,6—2,0	1,1	0,10	0,039	—	0,014	0,035	0,25	3,9
2,1—2,5	0,68	0,085	—	—	0,007	0,029	0,064	1,29
2,6—3,0	0,601	0,016	0,039	—	—	0,002	0,031	0,51
3,1—3,5	0,124	0,003	—	—	—	0,002	0,013	0,23
3,6—4,0	0,056	0,003	—	—	—	—	—	0,036

около 0,001. В связи с этим высоты волн здесь ниже, чем можно ожидать, учитывая длину разгона.

Наибольшую повторяемость имеют волны высотой не более 1 м. Для северо-западного направления волнения повторяемость таких высот составляет 38 %. Значительные волны наблюдаются от севера и северо-запада. Хотя юго-восточный ветер, особенно в зимнее время, — господствующий, высоты развиваемых им волн незначительны, что связано с очень коротким разгоном и малыми глубинами. За весь период наблюдений они не превысили 1,5 м. При северных направлениях волнения высоты волн достигали 4,0 м, но наибольшая повторяемость таких волн отмечена при волнении северного направления (табл. 13.27).

Расчеты максимальных высот и периодов волн, возможных на исследуемой акватории моря 1 раз в  $n$  лет, проведенные с помощью режимной функции распределения, представлены в табл. 13.19. Максимальная высота волн в районе п-ова Челекен с периодом 1 раз в 20 лет может достигать 5,3 м, а 1 раз в 50 лет — 5,8 м. Наибольший период волн по наблюдениям ст. Челекен (море) не превышает 9 с.

### 13.9. Режим волнения Северного Каспия

Режим волнения Северного Каспия получен по типовым полям ветра, составленным в Астраханской ГМО в 1987 г. по 10-летнему (1967—1976) ряду синоптических карт и натурных наблюдений за ветром на 4 островных гидрометстанциях. Расчеты выполнены согласно Методическим указаниям [327] для двух районов Северного Каспия, границы которых и расположение расчетных точек показаны на рис. 13.13. По каждому полю ветра рассчитаны средняя высота  $\bar{h}$  (м), средний период  $\tau$  (с), направление распространения волн и скорость ветра  $V$  (м/с), для которых принята повторяемость соответствующего поля ветра.

По этим данным для каждого пункта построены режимные функции распределения высот и периодов волн и скоростей ветра. Под влиянием мелководья размеры волн в Северном Каспии достигают предельных значений при сравнительно небольших скоростях ветра, поэтому функции распределения высот и периодов имеют вид ломаной линии. Только распределение скоростей ветра

спрямляется на билогарифмической клетчатке, что позволяет экстраполировать их и определить скорости, возможные в различных пунктах Северного Каспия в заданное число лет.

На основе пособия [327] вычислены значения  $\bar{h}$  и  $\tau$ , возможные 1 раз в 1, 5, 10, 20 и 50 лет. По средней высоте волн  $\bar{h}$  рассчитывались максимальные высоты волн, в качестве которых для Северного Каспия приняты высоты обеспеченности 0,1 %.

Для характеристики пространственного распределения средних  $\bar{h}$  и максимальных  $h_{0,1}$  % высот волн построены схемы значений этих параметров, возможных 1 раз в год и в 50 лет. «Состыковать» эти схемы с аналогичными по Среднему и Южному Каспию не удается главным образом из-за того, что в Северном Каспии вследствие малых глубин приходится применять другой масштаб, чем в остальной части моря.

По особенностям режима волнения и условиям развития волн в Северном Каспии можно выделить два района: восточный, представляющий собой мелководный бассейн с наибольшими глубинами 8 м в центральной части (Уральская бороздина), и западный, напоминающий залив, открытый со стороны Среднего Каспия. На севере эта акватория переходит в мелководную зону предустьевого взморья р. Волги.

В Северном Каспии развитие волн хорошо согласуется с ветром и лимитируется глубинами, которые могут меняться за счет сгонно-нагонных колебаний уровня. Зимой ледяной покров ограничивает акваторию, на которой могут наблюдаться ветровые волны, и уменьшает развитие волн за счет разгона.

Все характеристики волнения в Северном Каспии рассчитаны по опорным месяцам сезонов — апрель, июль, октябрь и за год. Годовая характеристика дана за период, когда Северный Каспий свободен ото льда.

Условная энергия волн  $e_a$  пропорциональна квадрату средней высоты и повторяемости волн определенного направления. В связи с тем что в Северном Каспии эта повторяемость меняется в больших пределах, определяющим фактором для  $e_a$  является средняя высота, которая в свою очередь зависит главным образом от глубины моря. По этой причине пространственное распределение энергии волн в Северном Каспии полностью зависит от глубины.

Пространственное распределение средних высот волн, возможных 1 раз в год и в 50 лет, показано на рис. П1.23 а и б. Изолиния  $\bar{h} = 2,0$  м на рис. П1.23 а проходит к северу от условной границы, отделяющей Северный Каспий от Среднего, при глубинах моря порядка 11—12 м. Далее к северу средняя высота волн постепенно уменьшается и изолиния  $\bar{h} = 1,0$  м проходит в западной части Северного Каспия по изобате 6 м, а в восточной части образует замкнутую область в районе Уральской бороздины. Изолиния  $\bar{h} = 0,5$  м образует полузамкнутую область, охватывающую весь Северный Каспий по изобате примерно 3,0 м.

Распределение средних высот волн, возможных в Северном Каспии 1 раз в 50 лет, напоминает распределение средних высот, возможных 1 раз в год, только в самой южной части возникает еще одна изолиния  $\bar{h} = 2,5$  м, а изолинии средних высот 2,0; 1,5 и 1,0 м отодвигаются дальше к северу. В восточной части Северного Каспия площадь моря, очерчиваемая изолинией  $\bar{h} = 1,0$  м, увеличивается.

Пространственное распределение максимальных высот волн с повторяемостью 1 раз в год показано на рис. П1.23 в. Вблизи границы Северного Каспия проходит изолиния, соответствующая  $h_{0,1\%} = 6$  м. Далее к северу максимальные высоты волн постепенно уменьшаются и по изобате 4 м проходит изолиния  $h_{0,1\%} = 2$  м. В районе Уральской бороздины максимальные высоты волн образуют две замкнутые области — соответствующие  $h_{0,1\%} = 3$  м и  $h_{0,1\%} = 2$  м. Изолиния, соответствующая  $h_{0,1\%} = 1$  м, проходит через весь Северный Каспий по изобате 3 м.

Пространственное распределение максимальных высот волн, возможных 1 раз в 50 лет, почти повторяет предыдущую картину распределения высот. Только на самом юге региона вблизи границы появляется изолиния  $h_{0,1\%} = 7$  м, изолинии максимальных высот волн 6, 5, 4, 3 и 2 м отодвигаются к северу, а замкнутые области на востоке района расширяются.

В отдельные месяцы года распределение средних и максимальных высот волн, возможных 1 раз в 1 год и 50 лет, мало отличается от общей картины в целом за год. Например, наибольшая средняя высота волн  $\bar{h}$ , возможная 1 раз в 50 лет, в точке 7.1 с глубиной моря 16 м составила в апреле, июле и октябре 2,6; 2,8 и 2,5 м соответственно. При глубине 10 м это различие такого же порядка, а в точке 7.4, где глубина моря 5 м, средние высоты волн за эти же месяцы полностью совпадают.

### 13.10. Максимальные высоты волн и обуславливающие их штормы (по материалам натурных наблюдений)

С развитием исследований по ветровому волнению менялись и оценки элементов волн в Каспийском море. Так, например, по данным фактических наблюдений, организованных на специальной сети постов (станций), оценки максимальных высот волн менее чем за 10 лет изменились более чем в 2 раза.

На Каспийском море по данным измерений волны 3 %-ной обеспеченности высотой 6 м наблюдаются ежегодно, а более 10 м — примерно 2 раза в 10 лет. Наибольшим разгоном и скоростями обладают ветры северных и южных направлений.

Анализ большого числа штормов на Каспийском море показывает, что наиболее жестоким явился шторм 20—21 ноября 1957 г., в пик развития которого максимальная высота волн в районе Нефтяных Камней, наблюдаемая по вехе при глубине места 12 м, достигала 10 м, а на северо-западном участке того же района при глубине 20—30 м высота волны по визуальным данным превосходила это значение. В шторм 1—2 марта 1952 г. продолжительный и очень сильный ветер вызвал исключительно интенсивное волнение, особенно в районе Нефтяных Камней, где при глубине 15—20 м наблюдалась высота волн 11 м. Аналогичная высота была зафиксирована в этот шторм и на ст. Банка Дарвина.

Сравнивая эти два шторма, можно обнаружить ряд особенностей, которые определяют их сходство. Во-первых, в обоих случаях штормом были охвачены все районы Каспийского моря. Во-вторых, оба шторма начались с усиления северо-западного ветра в Северном Каспии с последующим быстрым распространением на Средний и Южный Каспий. Третьей особенностью является непрерывное нарастание силы шторма в направлении перемещения воздушных масс с максимумом интенсивности в Апшеронском районе.

Различие же между обоими штормами заключается в том, что 1—2 марта 1952 г. штормовая деятельность в районе Махачкала—Дербент была в среднем слабее, чем 20—21 ноября 1957 г. Различались и синоптические условия развития штормов. В конце февраля 1952 г. отмечалась очень хорошо выраженная меридиональная трансформация термобарического поля тропосферы над Европой. Установившийся общий северный перенос над центром Западной Европы обусловил прорыв масс холодного воздуха с севера Атлантики через Скандинавию и Балтику на Южную Европу и Балканы. С другой стороны, над южными районами европейской части страны, Кавказом и западными районами Средней Азии в предштормовой период происходит вынос относительно теплых воздушных масс с Восточного Средиземноморья и Месопотамии. В последующем холод стал распространяться на Черное море и Северный Кавказ, а 1 и 2 марта — на районы Каспийского моря. Развитие процессов у поверхности земли характеризовалось активной циклонической деятельностью над Южным Каспием.

В ноябре 1957 г. развитие атмосферных процессов протекало иначе. Холод на юг европейской части страны, Северный Кавказ и Каспийское море вторгся со Скандинавии. Активная циклоническая деятельность в предштормовой период отмечалась сначала над Северным, а затем над Средним Каспием. Развитие антициклонов над югом европейской части страны, перемещавшихся в процессе развития обоих штормов на Каспийское море, происходило также различно. В период шторма 1952 г. антициклон перемещался в основном с запада на восток (через Западную Европу), в случае же шторма 1957 г. антициклон смещался на

Таблица 13.28

Наибольшие высоты волн, измеренные в различных пунктах в районе  
Нефтяных Камней в 1952—1982 гг.

Дата	Время (московское), ч мин	Глубина морья, м	Направление ветра	Скорость ветра, м/с	Максимальная высота волн, м
13 II 1952	6 00	17	С	24	7,0
	9 00	17	С	28	9,0
	12 10	17	С	28	10,0
	15 00	17	С	28	9,0
2 III	6 10	17	ССЗ	28	10,0
	9 10	17	ССЗ	24	11,0
	12 10	17	СЗ	24	8,5
	15 00	17	СЗ	13	5,0
25 VIII	6 00	17	ССЗ	28	8,0
23 II 1955	12 00	11,6	ССЗ	28	6,2
	15 00	11,6	ССЗ	34	8,6
	1 X II	6 00	11,6	ССЗ	28
31 I 1956	0 30	11,6	С	20	6,4
18 III	6 30	11,6	ССЗ	28	6,4
	12 30	11,6	ССЗ	24	7,0
21 XI	0 00	11,6	С	34	8,0
	2 00	11,6	С	40	10,0
21 XI 1958	0 30	11,6	С	24	8,2
26 XI 1959	6 30	11,6	С	28	8,5
5 III 1963	21 00	22,5	СЗ	34	8,4
18 XII 1965	11 00	22,5	СЗ	28	8,9
	15 00	22,5	СЗ	24	7,6
	20 III 1966	15 00	22,5	ССЗ	24
16 X	3 00	22,5	СЗ	24	8,6
1 II 1967	9 00	22,5	СЗ	34	8,0
1 XII	15 00	22,5	С	28	7,6
21 XI 1968	3 00	22,5	ССЗ	24	7,6
14 I 1971	15 00	22,5	ССЗ	24	7,5
5 III	9 00	22,5	ССЗ	28	7,5
12 I 1975	21 00	22,5	ССЗ	20	9,0
17 X 1976	21 00	22,5	ССЗ	22	9,5
8 V 1978	3 00	22,5	СЗ	20	7,0
2 XI	3 00	22,5	С	19	7,1
16 V 1980	3 00	22,5	СЗ	24	8,1

юго-восток, к тому же он был значительно обширнее и интенсивнее.

В ноябрьский шторм 1957 г. имели место серьезные повреждения гидротехнических сооружений в районе Нефтяных Камней. Для района Грязевой сопки, примыкающей к 6-ке Нефтяные Камни с запада, жестоким, вызвавшим разрушение эстакады, оказался и шторм 17—18 декабря 1965 г., во время которого скорость ветра порывами достигала 34—35 м/с, а максимальная высота волн составляла по волнографным записям 9 м. Максимум шторма, к сожалению, наблюдениями не охвачен (по техническим причинам). Разрушения или частичные повреждения гидротехнических сооружений имели место и при менее жестоких штормах (5—7 февраля и 23—24 июля 1951 г., 12—13 февраля 1952 г., 7 мая 1955 г. и др.).

Сильное волнение может развиваться в любое время года, причем летние штормы не уступают

по интенсивности зимним. Так, в районе Нефтяных Камней волны высотой 7,2; 7,4 и 8,0 м наблюдались соответственно в июле и августе 1961 г. и в августе 1952 г.

Со времени начала широкомасштабных исследований волнения в 1960 г. в различных районах Каспийского моря выполнены многочисленные записи волнения главным образом во время жестоких северных штормов. Большинство из этих записей охватывает все стадии шторма: от его развития до затухания. Так как жестокие штормы относятся к стихийным гидрометеорологическим явлениям, подробное их описание приводится в гл. 14. Здесь же помещена таблица, в которой приведены максимальные высоты волн, измеренные на Каспийском море за все годы наблюдений (табл. 13.28).

## 14. ОПАСНЫЕ И СТИХИЙНЫЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Своевременное предупреждение народнохозяйственных организаций и объектов об угрожаемой производству опасности, вызванной неблагоприятными гидрометеорологическими явлениями, — одна из важнейших задач Гидрометслужбы, поскольку опасные и стихийные явления (ОЯ и СГЯ) затрудняют нормальную деятельность или наносят значительный ущерб народному хозяйству, а также представляют огромную угрозу для человеческой жизни и способны уничтожить ценности материальной культуры человека.

К основным отраслям народного хозяйства, связанным в своей деятельности с Каспийским морем, относятся судоходство, рыбный и нефтяной промыслы, морские гидротехнические изыскания, гидротехническое строительство, а также рекреация.

Различают четыре категории ущерба, вызванного гидрометеорологическими явлениями [344]: ущерб, вызванный гибелью или повреждением судов; убытки, вызываемые разрушениями береговых, портовых и морских гидротехнических сооружений; убытки в результате простоев флота, вызванные непроизводительной потерей времени в портах и на переходах; убытки, вызванные прекращением работ вследствие невозможности эксплуатации морских и портовых объектов.

С точки зрения гидрометеорологического обеспечения общие убытки делятся на три группы: неизбежные, потенциально предотвратимые и фактически предотвращенные.

К неизбежным убыткам относятся те, которые связаны с прекращением работ в результате ухудшения гидрометеорологических условий и невозможностью своевременного перевода работ в другой район или порт. Такие убытки нельзя предотвратить, даже если неблагоприятные гидрометеорологические условия были предсказаны.

Потенциально предотвратимые — это убытки, которые могли быть предотвращены при правильном использовании гидрометеорологической информации, включая прогнозы. К этой группе относятся убытки, обусловленные неоправдавшимися прогнозами, штормовыми предупреждениями, а также убытки в результате аварий судов из-за неблагоприятных гидрометеорологических условий.

К предотвращенным относятся убытки, которые не были допущены благодаря своевременному и правильному использованию гидрометеорологической информации. Предотвращенные убытки характеризуют выигрыш, полученный в результате гидрометеорологического обеспечения. Сюда относится, в частности, выигрыш во времени при проводке судов рекомендованными курсами.

Целью гидрометеорологического обеспечения является недопущение и сокращение ущерба (убытка) народному хозяйству от неблагоприятных гидрометеорологических явлений.

Актуальность исследований стихийных бедствий имеет не только практическую, но и большую научную ценность, поскольку они представляют

собой очень редкие явления и поэтому требуют изучения всего комплекса связанных с ними гидрометеорологических условий.

Различают опасные и стихийные гидрометеорологические явления. К первой группе относятся гидрометеорологические явления, которые затрудняют нормальную деятельность народнохозяйственных организаций или наносят им ущерб.

Ко второй группе относятся гидрометеорологические явления, которые по своей интенсивности, продолжительности и площади распространения могут нанести или нанесли значительный ущерб народному хозяйству и населению.

К опасным и стихийным гидрометеорологическим явлениям на Каспийском море относятся следующие: сильные ветры; ураганы; шквалы; обледенение судов; сильное волнение; сгонно-нагонные колебания уровня в прибрежной зоне; ледовые явления в районе производственных операций (аномально раннее появление льда, образование склянки-резуна, сжатие, подвижка льда, взлом припая, навалы льда и особенно мощный вынос льда из районов Северного Каспия в южные районы); загрязнение морской воды промышленными и бытовыми отходами.

Усиление ветра до 15 м/с и более вызывает прекращение всех видов рыбного промысла, сокращение работы судов прибрежного плавания, прекращение купания на пляжах, увеличение продолжительности рейсов, угрозу срыва судов с якорей, полное прекращение погрузочно-разгрузочных работ в портах.

Сильное волнение вызывает повреждение или разрушение береговых сооружений, корпусов судов, палубных надстроек, приводит к задержке заходов судов в порт и выхода из него, потере орудий лова, разрушению берега и пляжей.

Появление льда в порту или на пути движения судов затрудняет или делает невозможным продвижение судов. Сжатия, подвижки, дрейф и тошение льдов приводят к повреждениям судов, портовых сооружений и нефтепромыслов, затрудняют промысел рыбы и морского зверя (тюленя).

Сгонно-нагонные явления создают угрозу катастрофических наводнений, повреждения судов, разрушения береговых сооружений, нагона льда в бухты, каналы и заливы, затрудняют вход в порт и выход из порта судов.

Обледенение приводит к потере скорости движения судов, уменьшению их остойчивости, прекращению промысла и погрузочно-разгрузочных работ, может вызвать аварии и катастрофы.

В настоящей главе рассматриваются гидрологические явления. Из метеорологических факторов рассматривается только ветер, так как он является доминирующим фактором, обуславливающим такие ОЯ и СГЯ, как сильное волнение, значительные сгоны и нагоны, подвижка льда и его дрейф, и способствует также обледенению судов. Наибольшую угрозу в условиях Каспия представляют штормовой ветер, штормовое волнение, мощный

вынос льда в район Апшеронского полуострова. Поэтому такие явления рассматриваются более подробно.

Часть данной главы, относящаяся к Северному Каспию, выполнена в Астраханской ГМО.

#### 14.1. Критерии уровня опасности гидрометеорологических явлений

Гидрометеорологические явления на Каспийском море считаются стихийными, если по своей интенсивности, продолжительности и району распространения они достигают следующих критериев:

1) ветер скоростью 30 м/с и более. Под максимальной скоростью понимается наибольшая мгновенная скорость ветра, отмеченная прибором М-63М-1, или порывы ветра по флюгеру с тяжелой доской (в срок и между сроками наблюдений);

2) волнение с высотой волн 8 м и более;

3) колебание уровня моря ниже или выше опасных отметок, при которых прекращается судходство, гибнет рыба, повреждаются суда, за-

топляются населенные пункты, береговые сооружения и другие народнохозяйственные объекты;

4) появление ледяного покрова или припая в ранние сроки, повторяющиеся не чаще чем 1 раз в 10 лет;

5) напор льдов, интенсивный дрейф льдов, угрожающие морским портовым, нефтепромышленным и береговым сооружениям;

6) установление ледяного покрова, непроходимого судами и ледоколами, в период навигации на судовых трассах и в районе промысла;

7) быстрое и очень быстрое обледенение судов (0,7 см/ч и более).

Гидрометеорологическое обеспечение морских отраслей народного хозяйства производится с учетом специфики влияния гидрометеорологических условий на конкретные производственные объекты и хозяйственные операции на море. Критерии СГЯ и ОЯ для конкретных производственных операций, береговых сооружений, различных типов судов, участков акваторий морей и береговой зоны определяются обслуживающими организациями совместно с органами Госгидромета. Перечень их указы-

Таблица 14.1

Критерии опасного и стихийного волнения на Каспийском море для различных народнохозяйственных организаций

Высота волн, м	Гидрометстанция или волномерный пост	Народнохозяйственный объект	Степень явления
≥ 3 ≥ 4	Баку	Порт и ГРЭС им. Красина	Опасное » » » » » » » » »
	Баку	Нефтеналивной порт Апшерон	
	Остров Песчаный	Гидротехнические (нефтепромышленные) сооружения на акватории у острова	
	Остров Булла	Гидротехнические (нефтепромышленные) сооружения на акватории у острова	
	Сумгаит	Сумгаитская ТЭЦ	
	Махачкала	Порт и открытый рейд Махачкала	
	Форт-Шевченко	Порт Баутино	
	Шевченко	Порт Актау	
	Бекдаш	Порт Бекдаш	
	Куули-Маяк	Порт Кианлы	
≥ 6	Челекен (эстакада)	Акватория порта и подходной канал	» » » » » » » » » »
		Гидротехнические (нефтепромышленные) сооружения на расстоянии более 1 км от берега	
	Аладжа	Порт Аладжа	
	Бухта Ильича	Морские основания и эстакада	
	Нефтяные Камни	Гидротехнические (нефтепромышленные) сооружения: основания и эстакады Апшеронского архипелага	
	Остров Жилой	То же	
	Банка Дарвина	Гидротехнические сооружения	
	Остров Артема	То же	
	Баку	Акватория порта, портовые сооружения порта Апшерон	
	Махачкала	Открытый рейд	
≥ 8	Челекен (эстакада)	Эстакадные сооружения	» » »
	о. Артема (пост Банка Дарвина)	Акватория моря с отдельными основаниями и эстакадами	
	Нефтяные Камни	Морские сооружения и эстакады	

ваются в планах-схемах гидрометобслуживания и утверждается двухсторонне.

Согласно морскому регистру ветры со скоростью  $\geq 17$  м/с представляют повышенную опасность для мелких судов прибрежного лова;  $\geq 25$  м/с — опасные для крупнотоннажных судов и особо опасные для всех судов с допустимым удалением от побережья до 100 миль;  $\geq 33$  м/с (ураган) — стихийные для всех морских и океанских судов любого водоизмещения.

Для различных типов судов существуют различные ограничения. Для судов смешанного типа «река—море», земснарядов, ведущих дноуглубительные работы в морских частях каналов, опасность представляют волны высотой 2,5 м и более. Суда смешанного плавания имеют ограничения по интенсивности волнения и по удалению от пунктов убежищ.

В табл. 14.1 приведены критерии опасного и стихийного волнения, установленные для прибрежных народнохозяйственных объектов, обслуживаемых Азербайджанским гидрометом.

Как видно из табл. 14.1, волны высотой  $\geq 3$  м опасны для Баку (порт и ГРЭС им. Красина); высотой  $\geq 4$  м — для Баку (нефтеналивной порт Апшерон), островов Песчаного и Булла (гидротехнические сооружения на акватории у островов), Челекена (эстакада, гидротехнические сооружения, удаленные более 1 км от берега), территорий портов восточного побережья и др. Волны высотой  $\leq 6$  м опасны в основном для морских оснований и эстакад нефтепромыслов акваторий у полуостровов Апшеронского и Челекен, сооружений порта Апшерон, открытого рейда порта Махачкала; высотой  $\geq 8$  м представляют особую опасность для акваторий моря с отдельными основаниями и эстакадами в районе б-ки Дарвина, Нефтяных Камней и глубоководных платформ.

В «Каталог опасных гидрологических явлений Северного Каспия» включены следующие критерии высот волн: 2,5 м и более — опасная высота; 4,0 м и более — стихийная.

Критические отметки уровня моря, представляющие особую опасность для различных морских отраслей народного хозяйства, (нуль поста — 28,00 м БС) по районам следующие:

Район	Максимальный нагон, м	Максимальный сгон, м
Махачкала—Дербент	1,0	1,7
Апшеронский	1,0	1,5
Форт-Шевченко—Кендерли	1,7	1,2
Красноводск — зал. Кара-Богаз-Гол	0,3	1,3

Следует отметить, что с 1976 по 1982 г. в связи с повышением уровня Каспия трижды возникала необходимость пересмотра и уточнения критериев опасных и стихийных отметок уровней по Северному Каспию.

В настоящее время установлены следующие критерии стихийных отметок уровня по Северному Каспию, принятые в Астраханской ГМО 4 февраля 1982 г.:

Станция	Максимальный нагон, м	Максимальный сгон, м
Искусственный остров	2,1	—
Каспийск	1,5	—
Остров Тюлений	1,0	1,8 (3 сут и более)
Пешной	1,1	—

Серьезную опасность для многих морских отраслей народного хозяйства представляет появление льда или припая в ранние сроки: в мелководных районах Северного Каспия — до 25 октября; в Махачкалинской бухте — ранее 28 ноября; у Избербаша — 23 декабря; у Дербента — 8 января; в бухте Форт-Шевченко — 29 ноября; в Красноводском заливе — 27 ноября; у Апшеронского полуострова — 25 января. Повторяемость этих сроков не превышает 1 раза в 10 лет.

Для районов станций Куули-Маяк и Аладжа само образование льда уже представляет опасность. Образование шуги, снежур, а также смерзание этих форм льда и появление дрейфующего льда сплоченностью более 4 баллов опасно для работы Сумгаитской ТЭЦ.

Для акватории порта Махачкала, акватории моря с отдельными основаниями и эстакадами о. Артема, а также нефтеналивного порта Апшерон скопление дрейфующего льда сплоченностью 10 баллов является критерием стихийного гидрологического явления. Появление дрейфующего льда сплоченностью более 6 баллов является стихийным для эстакад и буровых платформ Нефтяных Камней и Избербаша.

#### 14.2. Анализ опасных и стихийных гидрометеорологических явлений

Для исследования опасных и стихийных гидрометеорологических явлений на Каспийском море использованы данные наблюдений на сети станций за уровнем моря, штормовыми нагонами и сгонами, ледовыми явлениями, температурой воды, штормовыми ветрами и волнением начиная с момента наблюдений по январь 1987 г.

Сильные штормовые нагоны и сгоны, вызывающие резкие кратковременные колебания уровня моря, имеют место в основном в Северном Каспии.

Стихийные нагоны в северо-западной части Каспия за последнее столетие наблюдались 8 раз: в 1877 г.; 25—27 ноября 1910 г. (максимальный подъем уровня в обоих случаях составил 3,6 м); 11 ноября 1925 г. (высота нагона составила 2,4 м); 19—20 ноября 1960 г.; 17—18 февраля и 27—30 декабря 1981 г.; 25—28 января 1984 г. (подъем уровня составил 1,3—2,0 м от фонового уровня моря). Чрезвычайно сильный нагон с катастрофическими последствиями имел место в шторм 10—13 ноября 1952 г., когда влияние сибирского антициклона при одновременном оживлении циклонической деятельности над районами Черного моря и Северного Кавказа обусловило развитие устойчивых по направлению штормовых юго-восточных ветров (максимальная скорость в Махачкале достигала 34—40 м/с) большой продолжительности.

10 ноября 1952 г. начался нагон воды в северо-западной части моря. 12 ноября уровень моря повысился настолько, что острова Жесткий, Чистой Банки, Чапуренок оказались под водой. Остров Тюлений также был затоплен, уровень воды здесь повысился на 3 м, у побережий Каспийска и Брянской Косы — на 4,5 м. Общая площадь затопления составила около 17 000 км<sup>2</sup>, было размыто полотно железной дороги. По пути движения воды затоплены населенные пункты и разрушены прибрежные сооружения. Имелись человеческие жертвы. Мощный нагон воды, вызвавший затопление прибрежных районов, нанес значительный ущерб предприятиям рыбной промышленности. По Н. Д. Герштанскому [104], вероятность таких нагонов составляет 1 раз в 150—200 лет.

Восточная часть Северного Каспия с ее низменными берегами также часто подвергается затоплению, но интенсивность нагонов здесь намного слабее, чем в его западной части. В шторм 1974 г. высокие волны нагона накрыли Новинские острова, где находились дома чабанов, овцеводческие кошары и тысячи тонн корма.

Стихийный нагон, имевший место 25—27 января 1984 г. на Северном Каспии, захватил и часть районов Среднего Каспия. В результате продолжительных юго-восточных и восточных ветров в Махачкале и севернее Аграханского полуострова уровень моря достиг и даже превысил особо опасные отметки, составив на о. Тюленьем —26,84 м, в Махачкале —27,54 м.

Погода Северного Каспия в этот период определялась влиянием антициклона, перемещавшегося с южных районов Урала на восток европейской части страны. Антициклон усиливался, одновременно наблюдалось перемещение циклона с западных районов Черного моря на восток, что создавало условия усилению восточного и юго-восточного ветров до 24—28 м/с (25—28 января).

Продолжительность стихийного нагона составила около суток, а общая продолжительность явления — 144 ч. Максимальная зона затопления шириной 20—30 км отмечена в районе Кизлярского залива.

В Южном Каспии можно выделить небольшой район моря, примыкающий к Кура-Араксинской низменности. В этом районе имеет место относительно частое затопление берега. Ширина затопляемой зоны достигает нескольких километров.

Сильные сгоны также в основном наблюдаются в Северном Каспии, редко в бухтах и заливах прибрежной полосы Среднего и Южного Каспия. Значительные сгоны в северо-западной части Каспия, достигающие критериев стихийного явления, за 1937—1983 гг. отмечались 9 раз: 9 октября 1957 г. (—29,83 м); 21 января 1960 г. (—29,92 м); 26 ноября 1963 г. (—29,90 м); 29 января 1964 г. (—30,00 м); 26 октября 1965 г. (—29,80 м); 13 сентября (—30,04 м), 22 октября (—30,02 м) и 25 декабря 1977 г. (—29,89 м); 1 октября 1978 г. (—30,14 м).

Исключительно низкий уровень Каспийского моря в 1977 г. в сочетании с часто повторяющимися над акваторией Северного Каспия штормовыми ветрами западной четверти привели к тому, что в течение четырех месяцев подряд (октябрь 1977 — январь 1978 гг.) в северо-западной части

Каспия среднемесячные уровни удерживались ниже критической отметки.

Сгоны подобной частоты и интенсивности не отмечались за весь период наблюдений за уровнем на Северном Каспии.

Падение уровня при сгонах в Северном Каспии может достигать 2,5 м. При значительных сгонах ухудшаются условия для судоходства: глубина на лимитирующих участках канала оказывается недостаточной для прохода судов и они идут с недогрузкой. Сгоны лимитируют проход судов на Мангышлакском пороге. При сгонах обсыхают обширные мелководья вдоль берегов, а также на устьевом баре Волги, в результате чего гибнет рыба в отшнурованных водоемах и лужах, обсыхают орудия лова и прекращается рыбный промысел.

Из имеющихся рядов наблюдений по некоторым другим станциям Северного Каспия минимальные уровни при сгонах наблюдались: на ст. Брянская Коса (1931—1958 гг.) в декабре 1950 г. — на 143 см ниже среднегодового уровня, равного —28,00 м в 1950 г.; на ст. Сарыташ (1948—1958 гг.) 12 ноября 1952 г. — на 113 см ниже среднегодового уровня, равного —27,51 м в 1952 г.; на ст. Пешной (1929—1982 гг.) 19 октября 1976 г. — на 68 см ниже среднегодового уровня, равного —29,16 м в 1976 г.

Сгонно-нагонные колебания уровня отмечаются не только у берегов и островов, но и в открытой части моря. Например, по наблюдениям в октябре 1964 г. с автономного свайного основания в центральном районе Северного Каспия (глубина 4 м) значение сгонно-нагонных колебаний уровня только за 10 дней (6—16 октября) составило 137 см [364].

Опасные нагоны и сгоны на Северном Каспии происходят в осенне-зимний и весенний периоды и могут наблюдаться до 1—2 раз в месяц.

Обледенение судов на Каспийском море наблюдается в очень редких случаях. К обледенению и потере устойчивости может привести заливание судна волнами при сильном ветре северного, северо-западного, северо-восточного и восточного направлений и низких температурах воды и воздуха. Одним из основных факторов, определяющих обледенение судов, является адвекция холодного воздуха в тылу циклона при достаточно сильных ветрах преимущественно северо-западного направления. Адвекция очень холодного арктического воздуха осуществляется и вдоль передней части мощного антициклона, расположенного над восточными районами европейской части страны, с областью пониженного давления, расположенной над южными районами, возникают сильные северо-восточные и восточные холодные ветры, охватывающие значительную часть Каспийского моря. В результате в северных районах моря могут возникнуть зоны опасного обледенения.

В середине ноября 1910 г. на Астраханском 12-футовом рейде стояло 59 барж и судов. Несмотря на полученное штормовое предупреждение и ожидаемое понижение температуры воздуха, мер по обеспечению безопасности каравана судов принято не было. В ночь на 13 ноября ветер с востока-северо-востока усилился до штормового при темпе-



ратуре воздуха  $-12^{\circ}\text{C}$ . Во время шторма погибло много судов и барж. Число жертв превысило 300 человек. Две баржи в результате сильного обледенения потеряли остойчивость и опрокинулись. Баржа № 115 перевернулась вверх килем, а № 10 легла на борт (см. Е. Саговский. Наше судоходство. «Русское судоходство», 1911, № 1, с. 135—150).

В ноябре 1976 г. небольшое э/с «Горизонт» Астраханской ГМО попало в обледенение в районе Астраханского морского рейда.

Суда подвергаются обледенению в редких случаях, так как имеют возможность при получении штормового предупреждения своевременно уйти в укрытие.

Особо опасно раннее появление льда на Северном Каспии за весь период наблюдений (45 лет) начиная с зимы 1939-40 г. было отмечено 5 раз: 13 октября 1939 г.; 18 октября 1949 и 1976 гг.; 22 октября 1977 г. и 26 октября 1969 г., т. е. примерно 1 раз в 9 лет.

Зима 1949-50 г. отличалась суровостью, неожиданно ранним и интенсивным ледообразованием, необычайно большим накоплением льда в Северном Каспии толщиной до 80 см, в результате чего молодым льдом «резунемо» выведен из строя весь мелкотоннажный рыболовецкий флот. Впервые подвергались разрушению эстакады в районе нефтепромысла Изберг. Полностью сорван план работы «Каспара». Имелись человеческие жертвы.

Суровость зимы объясняется активностью полярных центров действия атмосферы, обусловивших вынос очень холодных арктических масс воздуха на европейскую часть страны, а затем на районы Северного Кавказа, Закавказья и Каспийского моря в течение всей зимы.

Опасное раннее появление льда (до 28 ноября) за период наблюдений было отмечено 20 раз, т. е. 1 раз в 2—3 года.

Подвижка и дрейф льда, вызываемые устойчивыми восточными и юго-восточными ветрами, преобладающими на Северном Каспии при всех типах зим, создают сложную ледовую обстановку в районе Астраханского морского рейда и в морской части Волго-Каспийского канала. Этому способствует и наличие здесь большого числа мелководных банок.

Тяжелые ледовые условия возникают не только в суровые и умеренные, но даже и в мягкие зимы, когда толщина ровного, ненаслоенного льда не превышает 10—15 см. Это объясняется тем, что дрейфующий вдоль границы припая на запад плавучий морской лед препятствует выносу из канала речного льда. Происходит образование заторных перемычек, причем их мощность может достигать 2—3 м, а в некоторых случаях лед набивается до дна. Образование заторов обнаруживается по резкому повышению уровня на 40—50 см на ст. Искусственный остров, расположенной в средней части Волго-Каспийского канала.

Сильные северо-западные и северные ветры наоборот способствуют разрежению льдов в районе Астраханского морского рейда и выносу плавучего льда из Волго-Каспийского канала в море.

В наиболее суровые зимы Северный Каспий отличается большой ледовитостью. При определенном сочетании ее с гидрометеорологическими фак-

торами (ветер, течение) вдоль западного берега Среднего Каспия выносятся большие массы льда, достигающие даже Апшеронского полуострова.

Дрейфующие льды создают серьезную угрозу для нефтепромыслов Апшеронского полуострова, в том числе о. Песчаного (южное побережье Апшеронского полуострова). Интенсивный дрейф льда вдоль западного побережья Среднего Каспия в южном направлении имел место в суровые зимы 1949-50, 1953-54, 1968-69 и 1971-72 гг.

Наиболее мощный вынос льда наблюдался зимой 1953-54 г., которую называют «зимой века» [219]. Она характеризовалась экстремальной суровостью, большим накоплением льда и максимальной продолжительностью ледового сезона. Отличительной чертой зимы являлся интенсивный вынос плавучего льда из Северного Каспия вдоль западного побережья в южном направлении.

В период, предшествовавший выносу льдов, атмосферные процессы развивались следующим образом. В середине первой декады ноября над районами Скандинавии сформировалось ядро высокого давления в массах арктического воздуха, которое сместилось далее на юг, на центральные районы Европы, а затем — к востоко-юго-востоку через Украину, Черное и Каспийское моря на Казахстан, вызвав 27—28 ноября на Каспийском море развитие штормового северо-западного ветра и понижение температуры воздуха в районе Махачкалы до  $-15... -16^{\circ}\text{C}$ . Первое появление льда в период с 28 по 30 ноября было отмечено вдоль восточного побережья Астраханского полуострова и в районе Махачкалы на 46 дней раньше нормального и на 3 дня ранее самого раннего появления в Махачкале местного льда (1 декабря 1931 г.) [76].

В начале второй декады над северными областями европейской части страны вновь сформировалось ядро высокого давления в массах арктического воздуха, распространившегося с Карского моря.

В период с 22 по 29 декабря происходило медленное смещение области высокого давления к югу на Каспийское море и далее на восток, что вызвало вновь усиление ветра северного направления и значительное понижение температуры воздуха (до  $-7... -11^{\circ}\text{C}$  в районе Махачкалы и  $-12... -18^{\circ}\text{C}$  в Северном Каспии) и воды, сопровождающееся новым ледообразованием.

В середине первой декады января, когда в Северном Каспии уже образовались большие массы льда, в тылу проходящего через Каспийское море черноморского циклона произошло распространение свежей порции арктического воздуха, вновь вызвавшее похолодание в районе Махачкалы и в Северном Каспии до  $-8... -11^{\circ}\text{C}$  и усиление северного ветра до штормового.

В результате этого плавучий лед полосой до 50—70 км начал дрейфовать вдоль западного берега на юг.

С 27 по 29 января новое ядро высокого давления, образовавшееся над Скандинавией в массах морского арктического воздуха, сместилось на Центральную Европу и затем на Каспийское море, что привело к новому усилению северо-западного ветра и резкому похолоданию, в результате чего возобновился дрейф льда к югу. Такие условия сохра-

нились до конца второй декады февраля.

9—10 февраля плавучий лед полосой до 10 км достиг Апшеронского полуострова.

15—16 февраля вследствие перемещения ядра высокого давления с европейской части страны к востоку Каспийское море оказалось под влиянием западной периферии сибирского антициклона; этот период характеризовался установлением и усилением восточных и юго-восточных ветров со скоростями до 8 м/с, что вызвало в Апшеронском районе некоторое разрежение льда.

Наиболее критический период наступил 19—20 февраля, когда началось сильное сжатие и торошение льда у северной оконечности Апшеронского полуострова под действием вновь усилившегося до 14—16 м/с ветра северного направления, вызванного повторным вторжением арктического воздуха с районов Скандинавии на Центральную Европу, европейскую часть страны и Каспийское море.

Этот наиболее тяжелый период преобладания сплоченных льдов в Апшеронском районе продолжался почти до начала марта.

Дрейф льда в эту зиму вызвал большие разрушения эстакад в районе нефтепромысла Изберг. Подвергались разрушению и нефтяные гидротехнические сооружения в Апшеронском районе. Первой пострадала эстакада на севере о. Артема, затем и отдельные основания открытого моря. Только принятые экстренные меры спасли Нефтяные Камни от полного разрушения и гибели людей. Весь обслуживающий персонал был немедленно эвакуирован, а ледовые поля на подходах к эстакадам Нефтяных Камней бомбардировались с самолетов, благодаря чему удалось их разрушить.

В другие суровые зимы интенсивность дрейфа льда была выражена слабее. Зимой 1949-50 г. в начале февраля в период начала разрушения кромки льда в Северном Каспии осуществлялся интенсивный его дрейф льда западного побережья Среднего Каспия в южном направлении до морского нефтепромысла Изберг.

Зима 1949-50 г. также отличалась значительной активизацией полярного центра действия атмосферы, длительными и глубокими вторжениями арктического воздуха, приведшими к образованию устойчивого холодного антициклона в умеренных широтах. При прохождении серии циклонов по югу Каспийского моря в тылу их происходил заток арктического воздуха, вызывавший резкое понижение температуры воздуха и усиление северо-западного ветра до штормового. Этим ветром и обусловился вынос мощных плавучих льдов к району Избергаша. К Апшеронскому району эти льды подошли уже сильно ослабленные ветром и волнением.

В зиму 1968-69 г. при интенсивном дрейфе льда из Северного Каспия вдоль западного побережья Среднего Каспия и аномальных ветровых условиях в районе порта Махачкала происходило скопление и нагромождение льда, а в дальнейшем и смерзание его, что привело к блокированию порта тяжелыми льдами. Отдельные нагромождения льда достигали высоты 2—4 м. В это же время на продолжительный период покрылись неподвижным льдом все бухты и заливы восточного побе-

режья Среднего и Южного Каспия. На море сложилась тяжелая навигационная обстановка. В ночь с 10 на 11 февраля в районе Избергаша произошли повреждения и разрушения эстакад. Работа морского флота была парализована, в результате чего народному хозяйству был нанесен значительный материальный ущерб.

Синоптические процессы в декабре—феврале 1968-69 г. были характерными для холодных зим. Преобладание меридиональной циркуляции способствовало распространению холодных антициклонов на центральные и южные районы европейской части страны. Распространение холода на Кавказ и Каспий происходило при активизации циклонической деятельности над Турцией, Закавказьем и югом Каспия. Все это привело к необычно холодной погоде на всем Каспийском море. Наиболее мощное вторжение арктических воздушных масс отмечено 11—14 декабря, когда температура воздуха резко понизилась на 8—15 °С. На северном побережье Каспия температура воздуха достигала ночью —20... —25 °С. Неоднократные вторжения холодных масс обусловили в эту зиму большое накопление льда в Северном Каспии.

Аномальные условия погоды зимой 1971-72 г. были вызваны развитием редко повторяющихся атмосферных процессов, обусловивших в период с января по март неоднократные мощные вторжения холода, которые вызывали в свою очередь резкие и продолжительные похолодания.

В середине января холодные арктические массы воздуха неоднократно обрушивались на Кавказ, Черное и Каспийское моря. В начале третьей декады января температура воздуха на севере Каспия понижалась до —40, на Среднем Каспии — до —28... —30 °С. Жестокие морозы быстро сковали толстым слоем льда северную мелководную часть Каспийского моря.

Аномально низкой была в течение всей зимы не только температура воздуха, но и температура воды. Очень быстрому охлаждению воды способствовали обильные снегопады. В январе началось ледообразование в прибрежных районах Среднего Каспия. В середине января в результате повсеместного резкого и устойчивого похолодания и сильного охлаждения водных масс интенсивное ледообразование охватило восточное и западное побережье Среднего, а в последующем и Южного Каспия.

Основной особенностью процессов ледообразования у западного побережья в январе 1972 г. являлась их непрерывность; образовавшийся лед быстро взламывался и дрейфовал по течению в юго-восточном направлении. На его месте вновь появлялся молодой лед при одновременном выносе плавучего льда из Северного Каспия. Вследствие этого в конце второй декады января дрейфующий вдоль западного побережья Среднего Каспия плавучий лед достиг северных районов Апшеронского полуострова, создавая опасность для судов и затрудняя их самостоятельное движение, а главное, угрожая морским нефтяным сооружениям.

В результате в суровую зиму 1971-72 г. при исключительно тяжелых ледовых условиях на Каспийском море народному хозяйству был нанесен большой материальный ущерб. Наибольшие

убытки потерпело Каспийское пароходство вследствие простоев и повреждения судов.

Таким образом, опасные ледовые условия и тяжелая навигационная обстановка на Каспийском море складываются в суровые и очень суровые зимы, когда не только вся акватория Северного Каспия покрывается мощным неподвижным льдом, но на продолжительный период им покрываются бухты и заливы западного и восточного побережья Среднего Каспия.

За 1924—1987 гг. следует выделить 17 суровых и очень суровых зим: 1927-28, 1928-29, 1930-31, 1931-32, 1941-42, 1944-45, 1948-49, 1949-50, 1950-51, 1953-54, 1955-56, 1959-60, 1963-64, 1966-67, 1968-69 и 1971-72 гг.

Согласно «Инструкции гидрометеорологическим станциям по информации об опасных гидрометеорологических явлениях» скорость ветра, равная 15 м/с, признана критерием начала опасного явления.

В тех случаях, когда скорость ветра, равная и больше 15 м/с, имеет локальный характер, опасность представляет не столько волнение, сколько сам ветер. Так, 7 мая 1958 г. над Нефтяными Камнями прошел шквал со скоростью ветра 40 м/с, который вызвал частичные повреждения и разрушения отдельных морских сооружений. Максимальная высота волн при таком ураганном ветре достигала всего 5 м.

Режиму скоростей ветра Каспийского моря посвящено много работ, характеристики ветра из которых могут быть использованы для расчета гидрометеорологических параметров, а также для решения ряда инженерных задач. В то же время с развитием народного хозяйства требования к гидрометеорологическому обеспечению возрастают и практика выдвигает все новые задачи. Особое значение придается пространственно-временным характеристикам ветрового режима в открытом море во время действия над ним устойчивого штормового ветра.

Для ряда отраслей народного хозяйства большое практическое значение имеет исследование скоростей ветра не ниже критического значения. Для этой цели рассматривались штормы, во время которых скорость ветра была не ниже 20 м/с. Для анализа штормовой деятельности составлен календарь штормов на Каспийском море с 1941 по 1980 г. Основой для его составления послужили данные многолетних наблюдений за ветром на береговых станциях и синоптические карты. Из составленного календаря отобраны наиболее жесткие штормы и выполнен анализ синоптических ситуаций, приведших к их возникновению.

По интенсивности проявления штормовой деятельности выделяются три района: Махачкала—Дербент (ГМС Махачкала), Апшеронский (СГМС Нефтяные Камни, ГМС Остров Артема) и Форт-Шевченко—Кендерли (ГМС Форт-Шевченко). Количество штормов в этих районах по десятилетиям приведено в табл. 14.2.

Как видно из таблицы, вероятность установления штормовых ветров в указанных районах оказывается не одинаковой. По десятилетиям наиболее штормовым на Каспии оказался период 1951—1960 гг. Одной из причин этого, вероятно, можно считать уменьшение в последние десятилетия над Каспийским морем активности циклонической деятельности.

Аналогичная картина наблюдалась и на территории Сибири и Урала [294], что объясняется увеличением в 50-е годы циклонической деятельности, спад которой приходится на 40-е и 70-е годы.

Сильные и жесткие штормы со скоростью ветра 20 м/с и более северо-западных и северных румбов в среднем удерживаются не более 6—12 ч, максимальная их продолжительность достигает 36—40 ч (март 1953 и апрель 1954 гг.). Установлению устойчивого северо-западного переноса предшествует формирование области высокого давления над Северным Кавказом и наличие по-

Таблица 14.2

Количество штормов ( $V \geq 20$  м/с) на Каспийском море за 1941—1980 гг.

Период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	%
<b>Район Махачкала—Дербент (ГМС Махачкала)</b>														
1941—1950	8	5	8	8	4	4	3	3	6	8	6	5	68	14
1951—1960	21	29	28	23	14	10	3	10	14	18	27	21	218	45
1961—1970	10	11	11	10	8	7	3	4	8	10	11	11	104	21
1971—1980	10	9	11	11	4	5	7	7	8	12	7	7	98	20
1941—1980	49	54	58	52	30	26	16	24	36	48	51	44	488	100
<b>Апшеронский район (СГМС Нефтяные Камни, ГМС Остров Артема)</b>														
1941—1950	8	2	5	2	1	2	3	2	3	5	6	5	44	21
1951—1960	8	5	9	3	4	5	4	4	6	11	7	8	74	36
1961—1970	3	4	5	5	1	2	6	5	7	6	6	7	57	27
1971—1980	5	4	3	1	2	0	4	2	1	8	0	2	32	16
1941—1980	24	15	22	11	8	9	17	13	17	30	19	22	207	100
<b>Район Форт-Шевченко—Кендерли (ГМС Форт-Шевченко)</b>														
1941—1950	2	1	1	2	2	0	1	1	1	1	3	4	19	17
1951—1960	4	6	6	6	2	1	0	1	1	4	3	5	39	35
1961—1970	4	5	5	3	2	9	0	0	0	2	4	6	31	27
1971—1980	4	3	1	4	3	0	0	1	0	1	4	3	24	21
1941—1980	14	15	13	15	9	1	1	3	2	8	14	18	113	100

Число штормов ( $V \geq 20$  м/с) по данным ГМС Махачкала

Период	Направление ветра		
	ЮВ	СЗ	З
1941—1950	38	30	—
1951—1960	96	109	13
1961—1970	45	59	—
1971—1980	37	60	1
1941—1980	216	258	14

ниженного давления над Каспийским морем и западными районами Средней Азии. Чаще всего такие ветры развиваются при распространении на низкие широты европейской части страны отрогов азорского антициклона или при смещении антициклонов по полярной оси [230]. Продолжительность таких штормов обычно длится сутки и более.

Юго-восточные штормы характерны для районов Махачкалы и Форт-Шевченко при усилении циклонической деятельности над югом европейской части страны и Северным Кавказом. Яркие выраженные штормы юго-восточного направления имеют здесь большую продолжительность, чем северо-западные, и длятся 100—140 ч (декабрь 1950 и ноябрь 1952 гг.).

Воздействие азорского максимума на ветровой режим Каспийского моря в основном обуславливает развитие штормового северо-западного ветра с максимумом в Апшеронском районе. Такие штормы имеют наибольшую продолжительность и встречаются в любое время года.

Как следует из табл. 14.2, в Апшеронском районе за тот же 40-летний ряд наблюдений прошло вдвое меньше штормов по сравнению с районом Махачкалы, что можно объяснить следующим образом. В Апшеронском районе наблюдаются преимущественно штормы северо-северо-западного и реже северного и северо-западного направлений. За рассмотренный период (1941—1980 гг.) отмечен всего один случай (0,5 %) штормового ветра северо-северо-восточного направления (август 1956 г.), при этом скорость его не превышала 20 м/с. Штормы южного направления наблюдались редко (3 %), юго-восточного же — не наблюдались совсем, в то время как в районе Махачкалы на долю юго-восточного ветра приходится более 44 %.

В табл. 14.3 приводятся данные о штормовых ветрах различных направлений по ГМС Махачкала.

В Апшеронском районе интенсивность и продолжительность штормов больше, чем в районе Махачкалы, а количество их меньше. Наиболее штормовым периодом в Апшеронском районе является холодное полугодие (60 %). По сезонам количество штормов распределяются следующим образом: по 30 % осенью и зимой и по 20 % — весной и летом. Наибольшее число штормов приходится на октябрь (30), в декабре, январе и марте их несколько меньше (22, 24 и 22 соответственно).

В районе Нефтяных Камней с 1950 по 1963 г. почти ежегодно в ноябре наблюдались штормовые ветры северо-северо-западного, северо-западного и северного направлений [22]. С 1964 по 1980 г. в ноябре наблюдалось всего 4 шторма, в то время как в октябре за этот же период прошло 12 штормов, т. е. произошло смещение «штормового месяца» с ноября на октябрь.

На восточном побережье Каспия штормовая деятельность отчетливо выражена в районе п-ова Мангышлак (ГМС Форт-Шевченко), где в значительной степени сказывается мысовой эффект. Из табл. 14.2 видно, что в этой части моря наибольшее количество штормов приходится на холодную половину года (79 %), когда на ветровой

режим оказывает влияние сибирский антициклон [230].

В отличие от других районов Каспия, в Форт-Шевченко наибольшую повторяемость имеет юго-восточный штормовый ветер. Наибольшие скорости приходятся также на юго-восточный ветер [230]. За 40 лет наблюдений максимальная скорость юго-восточного ветра в Форт-Шевченко составила 28 м/с, а продолжительность непрерывного действия — 36 ч.

Весной и летом здесь наиболее часты северо-восточные штормы с максимальной скоростью не более 24 м/с. Средняя продолжительность их действия составляет 6 ч, наибольшая — 36 ч. На долю северо-западных штормов ( $V \geq 20$  м/с) приходится 18 %, их максимальная скорость равна 34 м/с, а наибольшая продолжительность — 30 ч (ноябрь 1958 г.).

Одним из основных районов морских нефтепромыслов на восточном побережье Каспийского моря является район п-ова Челекен. В этом районе наибольшие скорости (24 м/с) наблюдаются при северном и северо-западном ветрах продолжительностью не более 6 ч. Очень редко скорость северного ветра может достигать 34 м/с (март 1966 г.). Согласно [230], в подавляющем большинстве случаев сильный и штормовой северный ветер в этом районе связан с известным бакинским нордом, достигающим наибольшей силы в районе Апшеронского полуострова.

Таким образом, волнение у восточного побережья вызывается не только местными, но и другими ветрами.

Из южных направлений наибольший интерес представляет юго-восточный ветер, повторяемость которого составляет 11 %. Предельная градация его скорости — 13—16 м/с, а наибольшая продолжительность непрерывного действия (24—30 ч) приходится на холодную половину года. За исследуемый период только один раз (25 ноября 1957 г.) наблюдался юго-восточный ветер со скоростью 28 м/с.

Анализ календаря штормов позволяет сделать вывод, что наиболее часто штормовые ветры, достигающие критериев стихийных явлений, устанавливаются в Среднем Каспии.

На скорость и безопасность судна волнение оказывает гораздо большее влияние, чем ветер. Большинство типов судов при высоте волны 5—7 м теряет до 50 % своей скорости. Обеспечение безопасности плавания судов при сильном ветре и волнении — один из актуальнейших вопросов судоходства.

В условиях Каспийского моря наибольшую опасность представляют штормы северного направления, но не менее опасны и сильные юго-восточные штормы. При жестоких северных штормах волны могут достигать очень больших размеров (до 10 м) по всей акватории Среднего и в северной части Южного Каспия. Высокие волны (12 м) в самый жестокий шторм 20—21 ноября 1957 г. вызвали серьезные разрушения гидротехнических сооружений, в том числе и буровых платформ, что привело к человеческим жертвам [175].

Штормовые ветры юго-восточного направления наиболее интенсивно проявляются в районе Махачкала—Дербент. При этом наибольшие высоты волн 5 %-ной обеспеченности могут достигать 7 м, а максимальные — 10 м [22]. Физико-географические условия расположения волномерного пункта в районе Махачкалы не позволили зафиксировать столь высокие волны. В шторм 29—30 сентября 1973 г. при скорости ветра 16—20 м/с судовые наблюдения, проводимые в районе Махачкалы, зафиксировали высоту волны 3,0 м. Последующее усиление ветра и волнения послужило причиной катастрофы в этом районе двух танкеров, имеющих ограничения в плавании при высоте волн 5,0 м и более.

Опыт эксплуатации береговых сооружений показал, что катастрофические последствия могут иметь место и при умеренных штормах, при неблагоприятных сочетаниях гидрометеорологических факторов. С этой точки зрения наибольший интерес представляет шторм 1—2 февраля 1964 г. в районе Махачкалы, когда при высоте волны 1,5 м была размыта оградительная перемычка и затоплен котлован. Столь неблагоприятный эффект вызвало сочетание штормовых волн, распространяющихся в направлении, нормальном к берегу, с повышением уровня моря. Аналогичный случай имел место на севере Апшеронского полуострова в районе Сумгаитского завода синтетического каучука в шторм 23 февраля 1955 г., когда за несколько часов уровень повысился более чем на 60 см, а максимальная высота волны составляла 2,4 м. Ни такая высота волны, ни отметка уровня для данного района не были максимальными. Однако сочетание этих факторов, т. е. повышенного уровня и волнения по нормали к берегу, привело к размыву оградительной перемычки и затоплению котлована [427].

Совместное влияние максимальных значений уровня и высоты волны, что не исключено, может привести к катастрофическим последствиям. Поэтому при проектировании гидротехнических сооружений и берегоукрепительных работах необходимо учитывать возможность такого неблагоприятного сочетания гидрометеорологических параметров.

### 14.3. Описание жестоких штормов

Зачастую опасные и стихийные гидрологические явления возникают при прохождении над Каспийским морем жестоких штормов. Ниже приводится анализ штормов, выделявшихся по силе ветра, продолжительности непрерывного действия и региональному распространению.

**Шторм 26 октября 1948 г.** относится к числу непродолжительных, но исключительных по силе и распространению. Шторм был вызван перемещением гребня высокого давления с Черного моря на восток при наличии над Каспием ложбины циклона, что обусловило рост градиентов давления и усиление северо-западного ветра в районе от Махачкалы до Апшеронского полуострова. В Махачкале и на о. Жилом скорость ветра достигала 40 м/с.

По мере распространения гребня высокого давления к юго-востоку на Южный Каспий и смещения ложбины циклона на северо-восток произошло усиление северо-западного ветра в южной части Каспия и на восточном побережье, т. е. практически шторм наблюдался на всем море.

Отличительной чертой данного шторма является развитие сильного волнения на акватории, прилегающей к восточному побережью моря.

**Шторм 12—14 февраля 1952 г.** относится к числу жестоких по силе, продолжительности действия и большой площади распространения.

В результате выхода циклона из районов Малой Азии на юг Каспийского моря и углубления его над западом Казахстана, а также распространения в тыл циклона гребня антициклона из районов Черного моря над Каспийским морем произошло усиление северо-западного, а затем северного ветра. В восточной части циклона по мере его продвижения над морем наблюдались южные и юго-западные ветры со скоростью 5—10 м/с. 12 февраля скорость ветра в районе Нефтяных Камней достигла 18—20 м/с, а к утру 13 февраля — 24—28 м/с. Скорости северного ветра порядка 25 м/с в Апшеронском морском районе удерживались около 40 ч. Большие скорости ветра наблюдались и к югу от Апшеронского полуострова, т. е. штормом была охвачена вся западная часть Каспийского моря.

С увеличением скорости ветра отмечался непрерывный рост высот волн. Максимальная высота волн в районе Нефтяных Камней достигала 10 м. Вечером 13 февраля скорость ветра стала ослабевать, уменьшилось и волнение. Днем 14 февраля ветер стих совсем. Во время этого шторма было разрушено одно морское основание.

**Шторм 1—2 марта 1952 г.** во многом сходен по синоптическим условиям со штормом 12—14 февраля 1952 г. В обоих случаях шторм обусловлен взаимодействием углубляющегося циклона, прошедшего над югом Каспийского моря, с антициклоном над Кавказом.

К концу дня 1 марта над Южным и Средним Каспием установился глубокий циклон. В это же время в области высокого давления, ориентированной через Средиземное и Черное моря на Среднюю Волгу, образовалось антициклоническое ядро, которое начало развиваться, перемещаясь в северные районы Каспия. Такое развитие синоптических процессов привело к усилению северо-западного ветра утром 1 марта в районе Махачкалы. К середине дня шторм распространился на Апшеронский район, а к вечеру — на весь Каспий. На СГМС Нефтяные Камни в 0 ч 2 марта зафиксирована скорость северо-северо-западного ветра 34 м/с, а в 3 ч — 40 м/с. В середине дня 2 марта штормовой ветер начал стихать, а утром 3 марта



скорости ветра не превышали 5—10 м/с. Сильный и продолжительный ветер развил сильное волнение, особенно в районе Нефтяных Камней, здесь отдельные волны достигали высоты 11 м.

Во время этого шторма были частично разрушены морские гидротехнические сооружения, на эстакаде большими волнами был сорван настил.

**Шторм 10—13 ноября 1952 г.** Влияние сибирского антициклона при одновременном оживлении циклонической деятельности над районами Черного моря и Северного Кавказа обусловило развитие устойчивых по направлению сильных и штормовых юго-восточных ветров большой продолжительности. Шторм достиг максимальной силы 12 ноября в северо-западной части Каспийского моря, где скорости ветра составляли 28—34 м/с. В других районах Каспийского моря наибольшие скорости ветра наблюдались в 13 ч 12 ноября и составили 20—28 м/с. Шторм стих в ночь на 14 ноября.

В шторм 10—13 ноября 1952 г. на Северном Каспии и в районе Махачкала—Дербент имело место катастрофическое наводнение. Затоплены острова Жесткий, Чистой Банки, Тюлений, Чапуренок, а также прибрежные районы моря. Размыто полотно железной дороги. По пути движения воды затоплены населенные пункты и разрушены прибрежные сооружения. Имелись человеческие жертвы.

**Шторм 20—21 ноября 1957 г.** относится к числу самых жестоких за всю историю наблюдений на Каспийском море. Максимальная высота волн по наблюдениям на СГМС Нефтяные Камни (глубина места 12 м) составила 10 м, а при глубине 20—30 м — 12 м. Очень сильное волнение, развивавшееся во время этого шторма, привело к значительным разрушениям нефтепромысловых сооружений и человеческим жертвам.

Шторму предшествовала следующая синоптическая ситуация.

На высоте 500 гПа за 3 ч 20 ноября высотная ложбина была ультраполярно ориентирована от районов п-ова Таймыр на районы Северного Кавказа и Каспийского моря. Контрасты температур в области высотной фронтальной зоны составляли 17°C. Над Азербайджаном установился юго-западный перенос. В течение суток холод продолжал поступать северо-восточными потоками на районы Поволжья, север Каспия, а над югом Каспийского моря происходил вынос теплых воздушных масс.

У земной поверхности 20 ноября 1957 г. центральную часть Каспийского моря с запада на восток пересек обширный глубокий циклон. 21 ноября он вышел на Аральское море, где и стационарировал. В ночь на 21 ноября на западной периферии циклона, в центральной части Среднего Каспия, возник небольшой и менее глубокий циклон, который в 1 ч ночи достиг своего наибольшего развития. За 2—3 ч этот циклон пересек Средний Каспий с северо-запада на юго-восток со скоростью более 100 км/ч. Выйдя на восточное побережье Каспийского моря несколько севернее Красноводска, циклон около 3 ч ночи 21 ноября вероятно разрушился. Одновременно наблюдался гребень с давлением 1045 гПа, ориентированный с районов Скандинавии через Прибалтику и Украину на Северный Кавказ.

В результате увеличения градиентов давления на 8—10 гПа произошло усиление северо-западного ветра сначала в северо-западных и западных районах моря, а затем и по всему Каспию в целом. В районе Нефтяных Камней скорость ветра превышала 40 м/с.

**Шторм 17—18 декабря 1965 г.** относится к числу очень сильных, которые наблюдались в районе Нефтяных Камней и прилегающих районах моря.

16 декабря районы Закавказья и южная половина Каспия были заняты областью высокого давления. В связи с выносом теплого воздуха со Средиземного моря и Малой Азии, смещающегося по юго-восточной периферии высотной ложбины, область высокого давления над Закавказьем начала быстро разрушаться и на ее место переместился циклон, ранее располагавшийся над районами Малой Азии. При этом давление в центре циклона за сутки упало на 12 гПа.

По мере перемещения циклона над Азербайджаном и югом Каспия приземное давление над этими районами продолжало падать. В это же время над югом Украины и Северным Кавказом в результате адвекции холода наблюдался рост давления на 4—5 гПа. Такое изменение приземного давления между Азербайджаном и Северным Кавказом привело к созданию значительного барического градиента, что обусловило развитие штормовых северных и северо-западных ветров на Каспии. Усиление северного ветра началось в Махачкале и за короткий промежуток времени шторм распространился на весь Каспий. Максимальная скорость ветра, измеренная по анеморумбометру М-47, составила 28 м/с; скорость ветра в порывах — 34—35 м/с.

В дальнейшем по мере перемещения высотного гребня на восточное побережье Каспия приземный циклон, несколько углубляясь, начал смещаться на эти районы. Сохранение циклона над востоком Каспия и обусловило развитие штормовых ветров на продолжительное время — с 19 ч 17 до 9 ч 19 декабря 1965 г. В момент пика ветра на СГМС Нефтяные Камни по волнографу была зарегистрирована высота волн 8,9 м.

Штормом разрушен участок эстакады длиной 110 м. При этом были сброшены в море 10 пролетов эстакады.

**Шторм 13—14 января 1975 г.** был вызван взаимодействием отходящей к востоку ложбины циклона с Атлантики и распространяющимся в ее тыл гребнем высокого давления, расположенного над Кавказом, обусловившим рост барических градиентов и резкое усиление ветров северного и северо-западного направлений сначала в Махачкале, а затем на акватории Среднего и Южного Каспия. 13 января в 6 ч усиление северо-западного ветра отметили станции Северного Каспия, в том числе и Форт-Шевченко (18 м/с). К 9—12 ч штормом было охвачено все западное побережье Каспия, а к вечеру — восточное. Максимальная скорость северо-западного ветра — 34 м/с (М-47) — отмечена на о. Артема с 18 ч 13 января до 3 ч 14 января.

Максимальная высота волн на СГМС Нефтяные Камни по волнографным наблюдениям наблю-

далась в 21 ч 13 января (глубина места 22 м) и составила 9,0 м.

Основной ущерб шторм причинил эстакадам на Нефтяных Камнях и Грязевой сопке: произошли повреждения и разрушения отдельных участков эстакад длиной от 60 до 200 м, выбросы нефти в море.

**Шторм 17—18 октября 1976 г.** был связан с образованием в ложбине циклона, проходящего через юг Каспия, частного циклона при одновременном распространении гребня антициклона с юга европейской части страны через Северный Кавказ, что привело к возникновению значительных градиентов давления, обусловивших усиление северного и северо-западного ветров на Каспийском море до 28—30 м/с с порывами до 36 м/с. Продолжительность штормовых ветров составила 30 ч. Максимальная высота волн по волнографным записям в пункте с глубиной 22 м составила 9,5 м 17 октября в 21 ч, 8,2 м 18 октября в 3 ч и 8,9 м 18 октября в 9 ч.

В результате шторма были отмечены повреждения опор эстакады в пункте с глубиной 25 м. Проложенные по эстакаде коммуникации повисли над водой. На ряде объектов имели место сильные поперечные колебания эстакады, в результате чего произошел разрыв в стыке нефтеколлектора. На площадках в районе Грязевой сопки сорваны крепления стволов действующих скважин.

**Шторм 21—22 февраля 1978 г.** развивался следующим образом. 20 февраля у земной поверхности над севером Апшеронского полуострова и над Балканским полуостровом располагались два небольших циклона, которые со скоростью 70 км/ч, углубляясь, смещались к востоку. Ядро антициклона с давлением в центре 1025 гПа располагалось над западом Украины и Центральной Европой, гребень его получил развитие на Балканский полуостров, где заток холода обусловил рост давления на 2—3 гПа. Через сутки оба циклона объединились и уже в 3 ч 21 февраля обширный циклон с давлением в центре 1005 гПа располагался над районами Черного моря, Турции и Северного Кавказа.

В дальнейшем, углубляясь, он перемещался со скоростью 80 км/ч в восточном, а затем юго-восточном направлении на районы Каспийского моря. Давление над районами Каспия 21 февраля в середине дня упало на 12—15 гПа, а в 3 ч 22 февраля циклон находился над восточным побережьем Каспия.

Прохождение циклона через Каспий вначале обусловило усиление южного ветра до 25—30 м/с и повышение температуры воздуха, а затем распространение холодного фронта вызвало понижение температуры воздуха по Азербайджану на 7—10 °С. Кроме того, прохождение фронта через Апшеронский полуостров и выход циклона с районов Ирана на Закавказье вызвали выпадение осадков в виде снега. На Апшеронском полуострове температура за сутки понизилась на 6—10 °С.

Воздействие гребня высокого давления на отходящий циклон привело к увеличению барических градиентов и усилению северо-западного ветра сначала в районе Махачкала—Дербент до 24—25 м/с (порывы 30—35 м/с), а затем в Апшеронском районе до 25—29 м/с. Максимальная высота

волн в районе Нефтяных Камней в пункте с глубиной 22 м составила 8,3 м.

Усиление северо-западного ветра по районам Каспия и Апшеронскому полуострову было предусмотрено суточным прогнозом и штормовыми предупреждениями с заблаговременностью более 6 ч. Работниками нефтяной промышленности, морского и рыболовного флота были приняты необходимые меры и проведены подготовительные работы по борьбе со штормом. В результате принятых мер возможный материальный ущерб был предотвращен.

**Шторм 15—16 мая 1980 г.** В ночь с 14 на 15 мая в Апшеронском районе произошло усиление северного ветра до 20 м/с, порывы достигали 25 м/с. Одновременно наблюдалось резкое понижение температуры воздуха.

Сильный северный ветер с понижением температуры воздуха представлял собой опасное явление для организаций морского флота, рыбной и нефтяной промышленности и др.

Шторм был вызван распространением гребня антициклона с Черного моря на Северный Кавказ при одновременном выходе циклона с Ирака на районы Среднего Каспия и образованием в его ложбине второго циклона. 15 мая в 13 ч 15 мин ветер достиг значения СГЯ — скорость его составила 25 м/с, порывы — до 30 м/с, высота волн — 6,5 м. В 15 ч 50 мин ветер ослаб до 18 м/с, а через 2 ч, в 17 ч 50 мин, вновь усилился до 28 м/с порывы — до 32 м/с, высота волны достигала значения СГЯ — 8,0 м. 16 мая в 2 ч 20 мин наблюдалась максимальная высота волн — 8,1 м. Стихийное явление окончилось 16 мая в 7 ч 45 мин.

В результате своевременного прогноза и штормового предупреждения народнохозяйственными организациями были приняты необходимые меры для предотвращения материального ущерба.

**Шторм 4—5 ноября 1981 г.** отличался усилением северо-западного и северного ветра по всей акватории Каспийского моря до 20—34 м/с (порывы до 40 м/с), понижением температуры воздуха на 5—8 °С и выпадением значительных осадков, особенно в Ленкорано-Астаринском районе.

Синоптическая ситуация была следующая. На карте поверхности 500 гПа за 3 ч 4 ноября глубокая ложбина была ориентирована через центральные районы европейской части страны, восток Черного моря на районы Турции. В ней над Украиной располагался глубокий циклон (526 гп. дам). Максимальное падение геопотенциала отмечалось над районами Черного моря и Турции (до 21 гп. дам). Высотная фронтальная зона (ВФЗ) со Скандинавии была направлена на Западную Украину, Турцию, затем через Закавказье, Северный Кавказ на Урал. Контрасты температур в области ВФЗ составили на 1000 км расстояния 16—18 °С. Над районами Закавказья скорость западного потока составляла 100 км/ч.

4 ноября у земной поверхности антициклон с давлением в центре 1030 гПа находился над Западной и Восточной Европой, а гребень его был направлен на Кольский полуостров, второй слабо выраженный гребень был ориентирован на Турцию, Грузию. Район Азербайджана находился под влиянием циклонической деятельности с давлением в центре циклона 994 гПа. С этой депрес-



сией были связаны фронтальные системы. За сутки гребень антициклона распространился на Северный Кавказ и далее на Закавказье. В течение суток давление на севере Каспия возросло на 10—15 гПа.

Усиление северного ветра, резкое понижение температуры воздуха, выпадение значительных осадков были предусмотрены суточным прогнозом и штормовым предупреждением, в результате чего предотвращен возможный материальный ущерб.

**Шторм 11 января 1982 г.** был вызван образованием в ложбине циклона, направленного с юга европейской части страны, вторичного циклона над Средним Каспием. Над районами Средиземного и Черного морей в это же время установилась область высокого давления. Градиент давления над морем составил 10—12 гПа. Прохождение холодного фронта через район Нефтяных Камней вызвало понижение температуры воздуха на Апшеронском полуострове.

Штормовой северо-западный ветер начался в районе Махачкалы. В 15 ч скорость ветра здесь достигла 25 м/с. На СГМС Нефтяные Камни в это время зафиксирована скорость ветра северо-западного направления, равная 12 м/с. К 18 ч произошло усиление ветра до 18 м/с, а с 19 ч 50 мин — до 20—24 м/с. Максимальная высота волн в момент развития ветра достигла значения СГЯ — 8,3 м. Ослабление волнения началось утром 12 января, но по высоте волн, равной 6,8 м, оно относилось к опасным явлениям. К 9 ч 12 января направление ветра изменилось на северо-восточное, затем юго-восточное, максимальная высота волн составила 1,6 м.

Ущерба от стихийного явления на Нефтяных Камнях не было.

**Шторму 25—28 января 1984 г.** предшествовала следующая синоптическая ситуация. 24 января над восточным побережьем Адриатического моря установился циклон с давлением в центре 983 гПа. Углубляющаяся ложбина этого циклона была ориентирована на Балканы и Черное море. Максимальное падение давления у земли в районе Закавказья достигло 3 гПа за последние 3 ч при одновременном его росте в ночные часы порядка 1—2 гПа в гребне над территорией Южного Урала и Западным Казахстаном. Таким образом, создавалась обстановка для усиления юго-восточного ветра до 16—20 м/с. В 6 ч утра 24 января скорость юго-восточного ветра в Махачкале достигла 16 м/с. В дальнейшем произошло значительное сближение барических систем. Барические градиенты 26 и 27 января по Среднему Каспию еще более возросли, в результате чего произошло усиление штормового юго-восточного ветра по Среднему Каспию до 25—30 м/с. По данным ГМС Махачкалы 26 января скорости ветра составляли 20—25 м/с, 27 января — 25—28 м/с.

Такое усиление юго-восточного ветра вызвало повышение уровня моря. 26 января уровень моря в Махачкале повысился на 35—40 см, 27 января — на 35—45 см. На о. Тюленьем 26 и 27 января подъем уровня соответственно составил 90—100 и 100—113 см. Повышение уровня до опасных отметок сохранилось всю ночь 28 января, а утром началось постепенное его понижение. Максимальная отметка — 27,54 м в Махачкале наблюдалась

27 января в 17 ч. Максимальная наблюдаемая высота волн в прибрежной зоне Махачкалы составила 27 января 2,5 м.

Высокий уровень моря в сочетании с сильным волнением нанесли значительный ущерб некоторым отраслям народного хозяйства. В результате заблаговременного предупреждения об опасном повышении уровня были приняты меры по спасению людей, имущества и скота.

**Шторм 31 января 1987 г.** С 9 ч 31 января до 0 ч 1 февраля на Апшеронском полуострове наблюдался сильный северный ветер. Максимальной скорости он достиг 31 января в 9—18 ч. Наибольшие скорости ветра на гидрометеорологических станциях Среднего Каспия составляли 25—29 м/с (порывы 30—34 м/с).

Атмосферные процессы, обусловившие усиление северного ветра до критериев СГЯ на Апшеронском полуострове, были следующими. В 3 ч 29 января на поверхности 500 гПа высотная ложбина была ультраполярно направлена с районов Белого моря. Высотная фронтальная зона широтно ориентирована с районов Западной Европы через Украину и Поволжье на юг Урала. Контраст температуры в ВФЗ над районами Северного Кавказа составлял 16°C на 1000 км, скорость юго-западного потока — 40—45 м/с. За сутки высотный циклон, не изменив своего местоположения, углубился на 2 гПа, ВФЗ переместилась на южные районы. Контраст температуры в ВФЗ над районами Северного Кавказа увеличился до 25°C, а скорость юго-западного потока возросла до 50—60 м/с. Над Закавказьем наблюдался северо-западный перенос со скоростью 20—30 м/с. Гребень тепла на АТ<sub>500</sub> был ориентирован через восток Закавказья, Дагестан на Каспий, что указывало на выход циклонов в эти районы.

В 3 ч 31 января на уровне 500 гПа высотный циклон с северных районов европейской части СССР сместился и углубился в центре на 5 гПа, ВФЗ стала ориентирована с районов Западной Европы на Черное море, Северный Кавказ, север Каспия и юг Урала. Температурный контраст во фронтальной зоне над Северным Кавказом увеличился до 34°C, скорость западного переноса над Закавказьем составляла 25—30 м/с. За сутки над районами Дагестана и Апшеронского полуострова похолодало на 10°C, над Южным Каспием — до 6°C. У поверхности земли ночью 29 января погоду над районами Среднего Каспия определяла ложбина циклона, расположенного южнее Москвы с давлением в центре 980 гПа. Вторая глубокая ложбина, связанная с этим же циклоном, была ориентирована через районы Украины на южные районы Западной Европы. В обеих ложбинах наблюдалось падение давления, наибольшее в районе Махачкалы (5 гПа за 3 ч).

Гребень с давлением в центре 1020 гПа был ориентирован с районов Ближнего Востока на Закавказье. Другой антициклон сместился со скоростью 50—60 км/ч с районов Великобритании на районы Западной Европы и усилился на 10 гПа. Оба гребня, объединившись в один, стали ориентированы на районы Украины. К 3 ч 31 января давление над районами Украины и Поволжья возросло на 13—18 гПа, над районами Турции, Северным Кавказом и Дагестаном — на 6—11 гПа,

Признаки экстремальных штормов по наблюдениям на Каспийском море

Дата	$P_{Az}$ гПа	$P_{Zn}$ гПа	$\Delta P_{Zn}$ гПа/ч	$T$ °C	$T_{ш}$ °C	$(T_{ш} - T)$ °C	$T_{ш}(z)$ °C	$T_{п}$ °C	$r$ %	$T_{т}$ °C	$V_0$ м/с	$V_{max}$ м/с	$V_{500}$ м/с	$\tau$ с	$h_{max}$ м	$U_{Zn}$ км/ч	$t$ ч
1—2 III 1952	1016	1006	0,8	3,1—2,4	5,3	2,1—2,9	5,3	4,2—0,1	60—100	1,8—0,3	ССЗ, 28	40	—	10,5	11	—	30
11—14 XI 1952	1035	1010	2,5	14,4—10,8	16,8—18,0	2,4—6,9	16,6	16,2	44—74	15,4—6,2	ЮВ, 28	34	Ю, 34	8,8	7,0	—	30
20—21 XI 1957	1045	< 1015	0,5—1,0	10,9—2,4	13,3	2,4—10,9	13,3	10,4	40—95	—2,2...—3,6	С, 30	40	С, 25	12,4	12,0	100	20
17—18 XII 1965	1033	1010	0,5—0,6	8,2—5,2	10,6—9,2	2,6—4,0	9,2	9,0	50—64	0...—2	СЗ, 28	34	СЗ, 35	8,2	8,9	70	38
13—14 I 1975	1032	< 1015	0,7—1,0	7,8—1,8	8,1—7,5	4,7—5,7	8,1—7,9	4,0...—2,0	56—93	4...—4	СЗ, 24	28	СЗ, 28	6,9	9,0	60—70	30
17—18 X 1976	1030	1005	0,8	16,3—6,6	18,4—16,6	2,1—10,0	18,8	14,1	72—99	9,8—9,6	ССЗ, 24	30	СЗ, 28	7,3	9,5	70—80	30
21—22 II 1978	1025	1005	0,6—1,0	4,8—1,9	6,7—6,0	1,9—4,4	6,7	5,0	72—90	4,0—0,3	СЗ, 25	30	—	8,2	8,3	80	24
15—16 V 1980	1040	1005	0,5	14,4—10,1	13,3—10,0	—1,1—1,0	12,0	22,0—11,0	87—90	14—8,0	ССЗ, 28	32	—	8,1	8,8	70	36
4—6 XI	1030	995	0,6	14,1—10,4	16,5—15,7	2,4—6,6	16,9	11,0	67—94	10,5—7,6	СЗ, 34	40	З, 28	8,5	6,1	20	20
11 I 1982	1030	1012	0,6	7,1—4,2	9,1—8,9	2,0—4,7	9,1	4,0	54—74	1,9—2,1	ССЗ, 20	24	—	5,1	8,3	60—70	24
25—28 I 1984	1040	983	1,0	4,2—2,8	5,1—4,9	2,1	5,0	3,0	85—93	3,2...—0,2	ЮВ, 27	28	—	5,5	2,5	—	48
31 I 1987	1020	980	1,7	3,0—2,0	5,4—5,2	2,4—3,2	5,2	4,9—2,0	95—98	3,6...—3,8	С, 29	30—34	З, СЗ, 25—30	7,0	7,5	40—50	15

Примечание.  $P_{Az}$  и  $P_{Zn}$  — атмосферное давление в центре антициклона и циклона соответственно;  $\Delta P_{Zn}$  — изменение давления в циклоне;  $T$ ,  $T_{ш}$  и  $T_{п}$  — температура воздуха, воды и почвы соответственно;  $T_{ш}(z)$  — температура воды на глубине  $z$ ;  $r$  — относительная влажность воздуха;  $T_{т}$  — температура точки росы;  $V_0$  и  $V_{500}$  — скорость ветра у поверхности земли и на изобарической поверхности 500 гПа;  $V_{max}$  — максимальная скорость ветра у поверхности земли;  $h_{max}$  и  $\tau$  — максимальная высота и период волн соответственно;  $U_{Zn}$  — скорость перемещения циклона;  $t$  — продолжительность СГЯ.

над Апшеронским полуостровом и юго-востоком Каспия — на 2—4 гПа, а над Закавказьем упало на 2 гПа. Созданные барические градиенты вызвали усиление северного ветра до критериев СГЯ.

Максимальная высота волн на СГМС Нефтяные Камни зарегистрирована в 15 ч и составила 7,5 м.

В результате своевременного штормового предупреждения и принятых мер материального ущерба от СГЯ не было.

#### 14.4. Определение гидрометеорологических условий, вызывающих стихийные бедствия

В работе приведена таблица признаков (по наблюдениям) жестоких штормов, вызвавших вол-

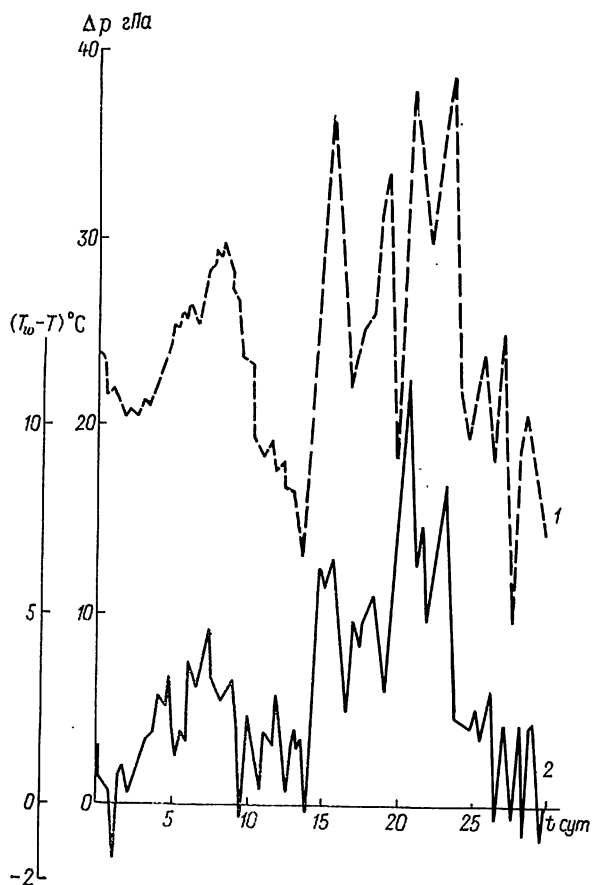


Рис. 14.1. Изменение атмосферного давления  $p$  (1) и разности температур вода—воздух  $T_w - T$  (2) в ноябре 1957 г. на СГМС Нефтяные Камни.

нение, достигающее критериев СГЯ. Для каждого шторма включены данные об основных барических образованиях (экстремумы давления в них и скорость перемещения циклонов), скорости ветра у поверхности земли и на изобарической поверхности 500 гПа, температуре воздуха, почвы, температуре воды на поверхности и на глубинах, влажности воздуха, элементах волн и др. (табл. 14.4).

Такой подход к анализу жестоких штормов позволил выявить наиболее информативные предикторы, обуславливающие их возникновение, а также установить сочетание условий, выраженных числовыми критериями (пороговыми значениями), при

которых штормовые ветры становятся стихийным бедствием.

Анализ показал, что наиболее информативными факторами стихийных ветровых условий служат синоптическая ситуация над морем и прилегающей к нему территорией и термические условия, характеризующиеся разностью температур вода—воздух.

Анализ синоптических условий для всех случаев прохождения над Каспийским морем жестоких штормов показал, что в основном они обусловлены взаимодействием гребня антициклона, распространявшегося с Черного моря на Северный Кавказ при одновременном выходе «южных» циклонов из районов Малой Азии и Ирана и прохождения через Апшеронский полуостров холодного фронта. Не менее важным в образовании опасной синоптической ситуации оказывается термический фактор: в предшествующий шторму период контраст температур вода—воздух, как правило, превышал  $2^{\circ}\text{C}$ .

Как отмечалось, шторм 20—21 ноября 1957 г. был самым жестоким за все время наблюдений на Каспийском море, по катастрофическим разрушениям он сравним с последствиями от прохождения тропических циклонов. Синоптическая ситуация этого шторма также сходна с синоптическими условиями образования тропических циклонов. Возникновению шторма 20—21 ноября 1957 г. способствовала определенная высотная и приземная барическая система, характеризующаяся наличием центрального глубокого циклона над Средним Каспием и образованием на западной его периферии вторичного циклона, который за 2—3 ч сместился на юго-восток. На рис. 14.1 рассмотрен ход атмосферного давления и разности температур вода—воздух по срочным наблюдениям СГМС Нефтяные Камни за весь ноябрь 1957 г. Как следует из рисунка, пику шторма (21 ноября, 3 ч) предшествовали значительные барические градиенты. Температура воздуха в ночь с 20 на 21 ноября сильно понизилась, соответственно резко возросла разность температур вода—воздух (от  $2,4$  до  $10,4^{\circ}\text{C}$ ).

#### 14.5. «Распознавание образа» особо опасного шторма и возможности его прогнозирования

Для обнаружения и прогноза на Каспийском море штормов с катастрофическими последствиями в работе используется метод «распознавания образа» [144, 303].

Для поиска «образа» исследуемого особо опасного шторма определяется набор признаков. Основные признаки выбираются таким образом, чтобы их можно было проще и раньше измерить, чем может наступить предсказываемое явление. Кроме того, набор признаков задается таким, что каждый из них, будучи доступным для измерения, несет в себе полезные сведения. По выбранному набору признаков составляется таблица, в которой параметры, указывающие на наличие опасного явления, обычно обозначаются символом 1 («да»), на отсутствие — символом — 1 («нет»). Числовые значения признаков, указанных в таблице, служат координатами для графика, по которому определяется наличие (или отсутствие) стихийного явления.

В табл. 14.5 каждому признаку особо опасных штормов, прошедших над Каспийским морем с 1952 по 1987 гг., отведено две строки. В первой строке приводятся наблюдаемые (или прогнозируемые) числовые значения выбранных признаков, а во второй — отвечающие им символы 1 или —1. Если значение признака равно или больше его порогового значения, ставится 1, если меньше, то —1. Такая схема заполнения одинакова для всех столбцов таблицы за исключением параметров, указанных в графах 2 и 8, являющихся основными определяющими факторами развития в море особо опасного шторма.

В столбце 1 таблицы указывается дата шторма: число, месяц, год, а во второй строке этого столбца ставится 1, если явление произошло в осенне-зимний период, и —1, если оно имело место весной или летом.

В графе 2 оценивается синоптическая ситуация в целом над регионом в условных числовых значениях (баллах). Наличие четырех центров атмосферного давления: двухцентровой депрессии с центральным циклоном и вторичным центром в его ложбине над морем и двух антициклонов — одного холодного — слева от центрального циклона и другого — справа от вторичного вихря, оценивается в 5 баллов. Синоптическая ситуация такая же, как и в предшествующем случае, но при слабо развитом или отсутствующем теплом антициклоне оценивается баллом 4. У подстилающей поверхности к моменту развития шторма может быть разрушен центральный циклон. Такая синоптическая ситуация оценивается в 3 балла. Балл 2 характеризует наличие двух центров атмосферного

давления: антициклона над сушей и циклона над морем, 1 — небольшую депрессию над морем и безградиентное поле над сушей, 0 — безградиентное поле над регионом в целом. Баллы, характеризующие синоптическую ситуацию в целом над регионом, могут быть приняты за основные параметры (координаты) при построении графика. Можно этот признак оценивать и символами: 1 — первые три, а следующие три (2, 1 и 0) полагать —1.

Следующие три графы таблицы (3, 4 и 5) характеризуют развитие антициклона  $p_{Az}$ , глубину циклона  $p_{Zn}$  и изменение давления в циклоне во времени  $\Delta p_{Zn}$ . Если давление в центре антициклона больше, а в циклоне меньше их пороговых значений, то во второй строке данных граф соответственно ставятся 1 и в противоположном случае —1. При изменении давления над морем  $\geq 0,5$  гПа/ч во второй строке графы 5 ставится 1, а если это изменение  $< 0,5$  гПа/ч, то ставится —1.

Графы 6, 7, 8, 9 и 10 характеризуют термические условия процесса над морем и окружающей его сушей. В графе 6 дается температура воздуха. Если она за время действия шторма снижается, приближаясь к температуре точки росы, то в строке символов ставится 1, а если температура воздуха существенно выше температуры точки росы или, иными словами, затока холода не было (не предвидится по прогнозу), то ставится —1. В графе 7 указывается температура воды, а в соответствующей ей строке символов приписывается 1, если она сохранялась выше нормы в течение одного-двух синоптических периодов, предшествующих шторму, и превышала температуру воздуха более чем на  $2^\circ\text{C}$ , и ставится —1, если темпера-

#### Признаки стихийных явл

Дата	Синоптическая ситуация, балл	$p_{Az}$ гПа	$p_{Zn}$ гПа	$\Delta p_{Zn}$ гПа/ч	$T$ °C	$T_w$ °C	$(T_w - T)$ °C
1—2 III 1952	4	1016	1006	0,8	3,1—2,4	5,3	2,1—2,9
1	(1)	—1	1	1	1	—1	(1)
10—13 XI 1952	4	1035	1010	2,5	14,4—10,8	16,8—18,0	2,4—6,9
1	(1)	1	1	1	1	1	(1)
20—21 XI 1957	5	1045	< 1015	0,5—1,0	10,9—2,4	13,3	2,4—10,9
1	(1)	1	1	1	1	1	1
17—19 XII 1965	3	1033	1010	0,5—0,6	8,2—5,2	10,6—9,2	2,6—4,0
1	(1)	1	1	1	1	1	(1)
13—14 I 1975	3	1032	< 1015	0,7—1,0	7,8—1,8	8,1—7,5	4,7—5,7
1	(1)	1	1	1	1	1	(1)
17—18 X 1976	4	1030	1005	0,8	16,3—6,6	18,4—16,6	2,1—10,0
1	(1)	1	1	1	1	—1	(1)
21—22 II 1978	4	1025	1005	0,6—1,0	4,8—1,9	6,7—6,0	1,9—4,4
1	(1)	—1	1	1	1	1	(1)
15—16 V 1980	4	1040	1005	0,5	14,4—10,1	13,3—10,0	—1,1...1,0
1	(1)	1	1	1	1	—1	(—1)
4—6 XI 1981	4	1030	995	0,6	14,1—10,4	16,5—15,7	2,4—6,6
—1	(1)	1	1	1	1	1	(1)
11 I 1982	4	1030	1012	0,6	7,1—4,2	9,1—8,9	2,0—4,7
1	(1)	1	1	1	1	1	(1)
25—28 I 1984	5	1040	983	1,0	4,2—2,8	5,1—4,9	2,1
1	(1)	1	1	1	1	—1	(1)
31 I 1987	4	1020	980	1,7	3,0—2,0	5,4—5,2	2,4—3,2
1	(1)	—1	1	1	1	—1	(1)

тура воды ниже нормы и не превышала температуру воздуха (или превышала менее чем на 2°C). Графа 8 содержит разность температуры воды и воздуха. Это обязательный признак, он оценивается числовыми значениями без символов, хотя, если есть необходимость, то при разности температур воды и воздуха  $\geq 2^\circ\text{C}$  этот параметр следует оценивать 1, а в противном случае ставить —1. В графе 9 приводится температура воды  $T_{w(z)}$  на горизонте 50 м или у дна. Если ее значения равны (или больше) температуры воды на поверхности, то в строке символов ставят 1, а если ниже более чем на 2°C, то ставится —1. В графе 10 дается разность температур воды и почвы или просто температура почвы на ближайшей к морскому побережью гидрометстанции. Если температура воды выше температуры почвы, то в строке символов этот параметр обозначается 1, в обратном случае ставят —1. Следующие две графы (11 и 12) характеризуют относительную влажность воздуха и температуру точки росы. Если влажность воздуха увеличивается и достигает 100%, а температура точки росы приближается к температуре воздуха, то в соответствующих графах ставится 1, а в противоположном случае, т. е. когда влажность воздуха невысокая, а значения температуры точки росы существенно ниже температуры воздуха, ставится —1.

Графы 13 и 14 содержат данные о скорости и направлении ветра у подстилающей поверхности и на высоте изобарической поверхности 500 гПа. Если скорость ветра у поверхности земли больше 25 м/с, приземный ветер незначительно отличается по скорости и направлению от ветра в зоне веду-

щего потока (на изобарической поверхности 500 гПа), то в строке символов соответствующих граф ставится 1, а в случае, когда скорости ветра у земли меньше 25 м/с и существенно отличаются по скорости и направлению от ветра в зоне ведущего потока (500 гПа) ставится —1.

В графе 15 указывается скорость смещения циклона  $U_{zn}$  в метрах в секунду или километрах в час. Если она больше 10 м/с (36 км/ч), то строкой ниже записывается 1, а если  $U_{zn} < 10$  м/с, то ставится —1.

Графа 16 заполняется только в символьной строке. В ней дается суммарное значение символов 1 и —1 (наличие или отсутствие явления)  $\sum x$ , деленное на число заполненных граф таблицы без учета граф 2 и 8. Полученное в графе 16 значение может служить третьей числовой координатой на графике «распознавания образа», либо при принятии окончательного решения. Если в сумме набор признаков с 1 превышает сумму набора признаков с —1 и существуют соответствующие условия, указанные в графах 2 и 8, особо опасный шторм наиболее вероятен. В этом случае появление такого шторма со всеми вытекающими последствиями оценивается не двумя, а тремя параметрами, причем последний параметр определен по всему ансамблю признаков.

Задачи «распознавания образов» по своему математическому смыслу — задачи приближения функции. Решение каждой из них, хотя использует общие идеи поиска, но требует и специфических приемов, которые удастся разработать, только разобравшись в особенностях каждой задачи, т. е. в физическом смысле явления или процесса.

Таблица 14.5

ений на Каспийском море

$T_{w(z)}$ °C	$T_n$ °C	$r$ %	$T_r$ °C	$V_0$ м/с	$V_{500}$ м/с	$U_{zn}$ км/ч	$\sum x/n$
5,3 1	4,2—0,1 1	60—100 1	1,8...—0,3 1	ССЗ, 40 1	— —	— —	0,64 (7/11)
16,6 1	16,2 1	44—74 1	15,4—6,2 1	ЮВ, 34 1	Ю, 34 1	— —	1 (12/12)
13,3 1	10,4 1	40—95 1	2,2...—3,6 1	С, 40 1	С, 45 1	100 1	1 (13/13)
9,2 1	9,0 1	50—64 1	0,0...—2,0 —1	СЗ, 34 1	СЗ, 35 1	70 1	0,85 (11/13)
8,1—7,9 1	4,0...—2,0 1	56—93 1	4,0...—4,0 1	СЗ, 28 1	СЗ, 28 1	60—70 1	1 (13/13)
18,8 1	14,1 1	72—99 1	9,8—9,6 1	ССЗ, 30 1	СЗ, 28 1	70—80 1	0,85 (11/13)
6,7 1	5,0 1	72—90 1	4,0—0,3 1	СЗ, 30 1	З, 26 1	80 1	0,85 (11/13)
12,0 —1	22—11 —1	87—90 1	14,0—8,0 1	ССЗ, 32 1	СВ, 25 1	70 1	0,30 (4/13)
16,9 1	11 1	67—94 1	10,5—7,6 1	СЗ, 34 1	З, 29 1	20 —1	0,85 (11/13)
9,1 1	4,0 1	54—74 1	1,9—2,1 —1	ССЗ, 26 1	З, 30 1	60—70 1	0,85 (11/13)
5,0 1	3,0 1	85—93 1	3,2...—0,2 1	ЮВ, 28 1	ЮВ, 28 1	— —	0,83 (10/12)
5,2 1	4,9—2,0 1	95—98 1	3,6...—3,8 1	С, 30—34 1	З, СЗ 25—30 1	40—50 1	0,69 (9/13)

Действительно, считать, что рассмотрение набора признаков позволит дать заключение о том, будет ураган с катастрофическими последствиями (СГЯ) или шторм (ОЯ), это означает предполагать, что решение есть функция от значений этих признаков. Количество признаков определяет размерность задачи. В табл. 14.5 приведены 15 признаков. Значит, заключение есть функция от 15 аргументов  $f(x_1, x_2, \dots, x_{15})$ . Эта функция своеобразна лишь тем, что может принимать только два значения: 1 и  $-1$ . Каждая строка таблицы, каж-

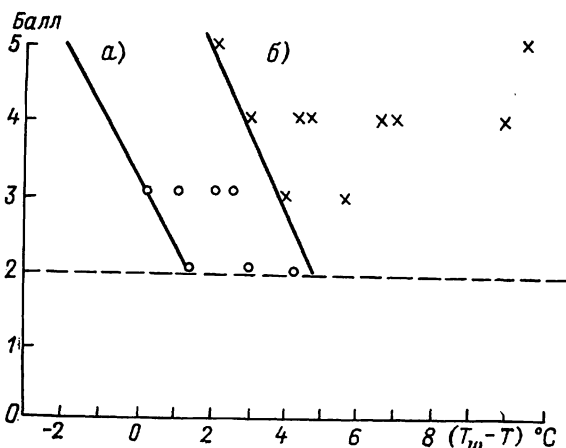


Рис. 14.2. Номограмма для оценки возможности возникновения на Каспийском море шторма (ОЯ) (а) и урагана (СГЯ) (б) в связи с синоптической ситуацией над регионом и разностью температур вода — воздух  $T_w - T$ .

дое приведенное в ней СГЯ имеют совершенно тот же смысл, что и результат определения функции в определенной точке. Если строк 14, то и располагаемых точек определения тоже 14. Наша задача — выбрать такую функцию  $\bar{f}(x_1, x_2, \dots, x_{15})$ , чтобы вычисленные по ней в указанных 14 точках значения были возможно ближе к известным результатам наблюдений. Главная задача — не только обобщить имеющийся материал «исторических» штормов (СГЯ), но и дать правило, позволяющее специалисту при попадании точки, соответствующей наличию или отсутствию СГЯ, в пространство признаков, сделать правильное заключение, т. е. установить истинное значение функции  $f$ .

Однако поскольку известны значения функции  $f$  в ограниченном числе точек, то ее значения во всех других можно только предсказывать, т. е. экстраполировать, что предполагает знание свойств функции  $f$ . Поэтому сначала находят функцию, которая бы хорошо описывала уже известные результаты, а потом предполагают, что она будет достаточно хорошо описывать истинную функцию в точках, о которых пока нет сведений.

Проблема заключается в выборе вида приближающей функции  $\bar{f}$ . Она должна быть не слишком сложной, чтобы применять ее для прогноза без особых затруднений.

Можно искать приближающую функцию в виде комбинации известных функций  $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_m$  с неизвестными, подбираемыми из условия наилучшего приближения, постоянными коэффициентами  $c$ :

$$\bar{f} = c_1\varphi_1(x_1, \dots, x_n) + c_2\varphi_2(x_1, \dots, x_n) + \dots + c_m\varphi_m(x_1, \dots, x_n), \quad (14.1)$$

где  $n$  — число координат;  $m$  — число постоянных.

Как правило, многомерные задачи чаще всего сводят к двумерным (реже — трехмерным) и затем находят приближающую функцию.

На рис. 14.2 изображены условные точки, соответствующие жестоким штормам (СГЯ) и штормам (ОЯ), координатами которых являются числовые значения двух признаков (синоптические и термические условия). Так как повторяемость штормов, определяемых по критериям опасных явлений, не реже двух раз в год, на рис. 14.2 кружками показано только шесть штормов с 1955 по 1987 г. Две группы точек, как видно из рисунка, можно отделить друг от друга гладкой границей, например, прямой линией. В этом случае приближающую функцию представляют в виде

$$\bar{f}(x_1, x_2) = \begin{cases} 1, & \text{если } c_1x_1 + c_2x_2 - c_0 > 0; \\ -1, & \text{если } c_1x_1 + c_2x_2 - c_0 < 0, \end{cases} \quad (14.2)$$

а постоянные  $c_0, c_1$  и  $c_2$  подбирают таким образом, что асимптотическая функция  $\bar{f}$  во всех точках совпала бы с функцией  $f$ . Приближающая функция меняет знак только при условии

$$c_1x_1 + c_2x_2 - c_0 = 0. \quad (14.3)$$

Координаты точек, лежащих на прямой, в данном случае будут связаны зависимостью

$$x_2 = c_0/c_2 - (c_1/c_2)x_1. \quad (14.4)$$

Если признаки выбраны правильно и их достаточное количество, то совпадение истинной и приближающей функции будет вполне удовлетворительным, хотя возможно и не полным. Как правило, задача сводится к поиску наилучших значений постоянных  $c_0, c_1$  и  $c_2$ , входящих в приближающую функцию. Если они входят линейно, то граница ищется в виде прямой, и для ее поиска применим метод наименьших квадратов, сводящийся к решению системы линейных уравнений. Функция цели (оценка близости истинной и приближающей функции) ищется в виде

$$F(c_0, c_1, c_2) = [f^{(1)} - \bar{f}(x_1^{(1)}, x_2^{(1)})]^2 + \dots + [f^{(N)} - \bar{f}(x_1^{(N)}, x_2^{(N)})]^2. \quad (14.5)$$

Функция  $F$  равна сумме квадратов отклонений во всех точках при произвольном выборе  $c_0, c_1$  и  $c_2$ .

По мере накопления материалов наблюдений положение аппроксимирующей прямой (границы) постепенно уточняется.

Граничная линия на графике (см. рис. 14.2) проведена по крайним левым точкам («крестикам») так, что все точки лежат справа от нее.

Итеративная процедура применима и тогда, когда граница строится не в виде отдельной прямой (точнее, плоскости), а в виде последовательности кусков плоскостей, наращиваемых по мере того, как принимаются во внимание все более и более сложные для прогноза случаи.

**ПРИЛОЖЕНИЕ I**  
(карты, схемы)

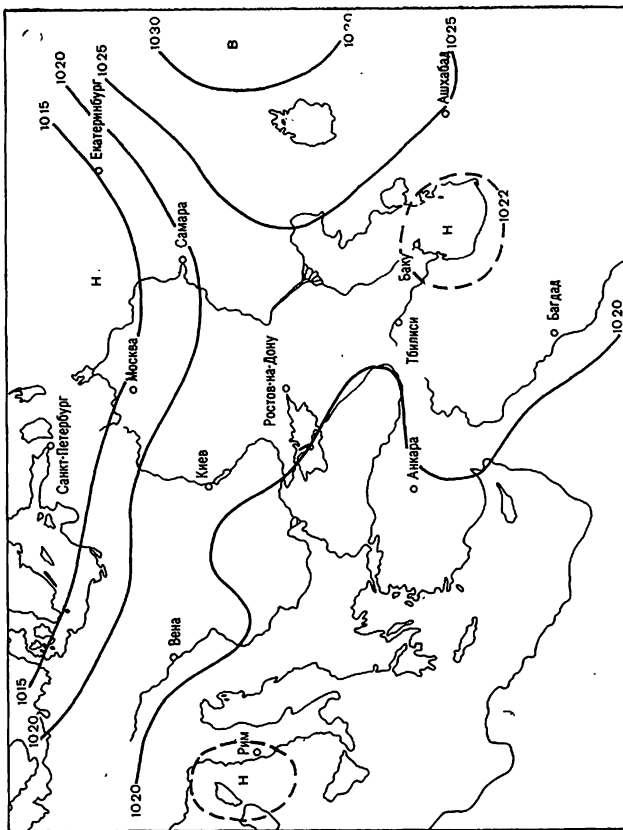


Рис. 1.1. Преобладающие барико-циркуляционные процессы в январе.

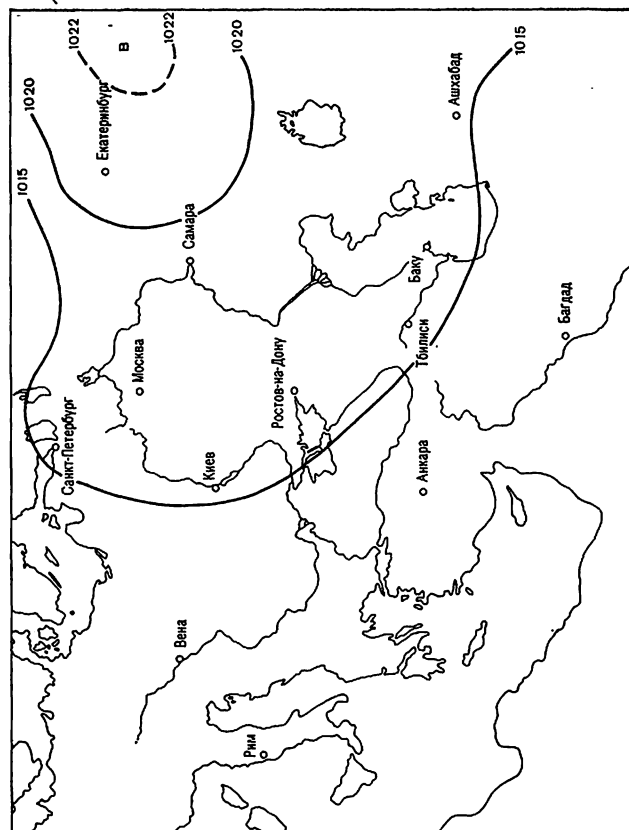


Рис. 1.2. Преобладающие барико-циркуляционные процессы в апреле.

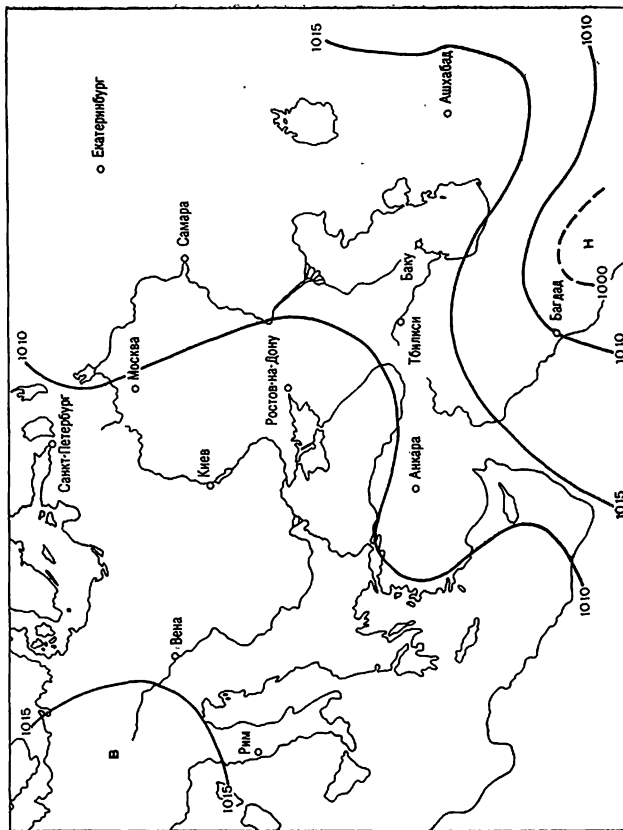


Рис. 1.3. Преобладающие барико-циркуляционные процессы в июле.

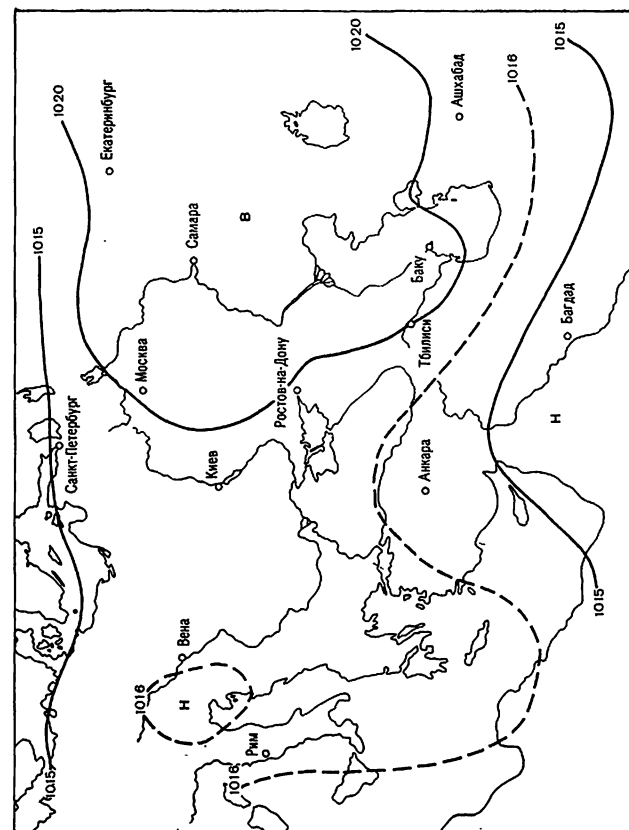


Рис. 1.4. Преобладающие барико-циркуляционные процессы в октябре.



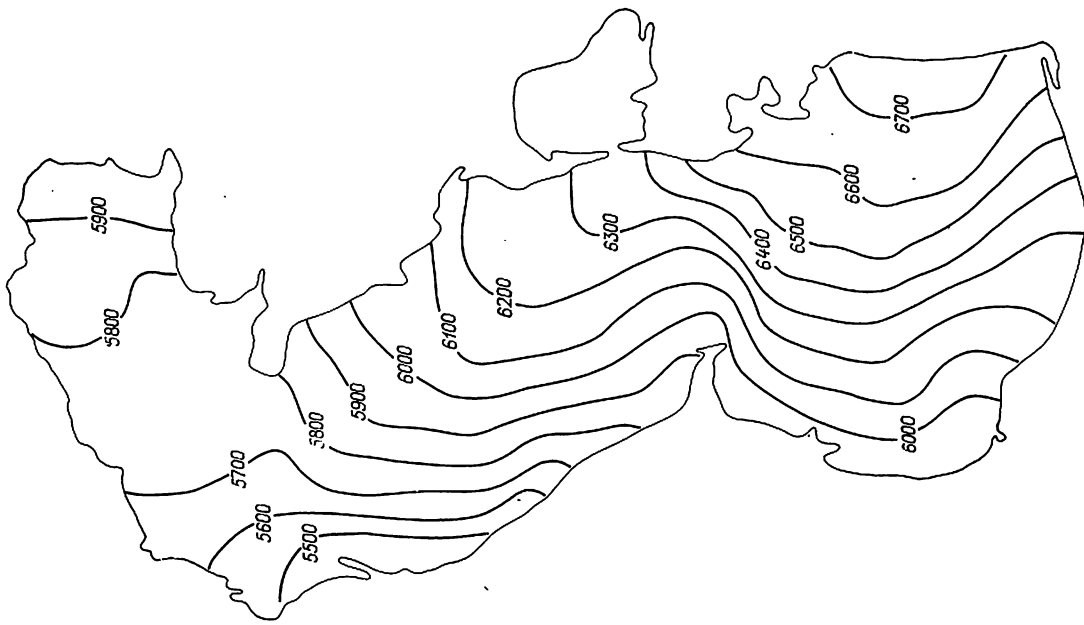


Рис. 1.5. Суммарная солнечная радиация за год (МДж/м<sup>2</sup>).

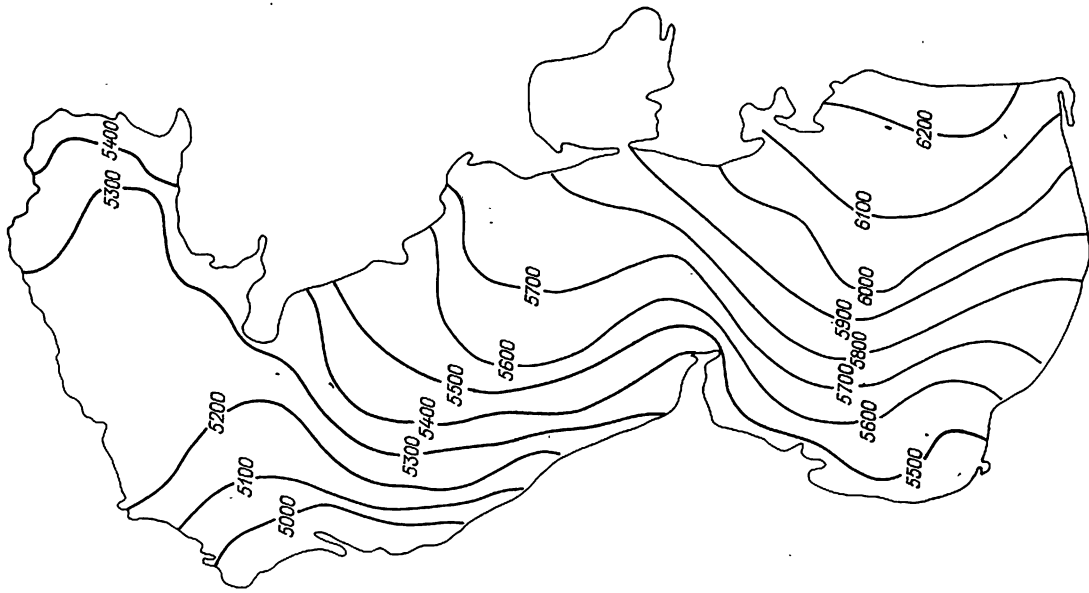


Рис. 1.6. Поглощенная солнечная радиация за год (МДж/м<sup>2</sup>).

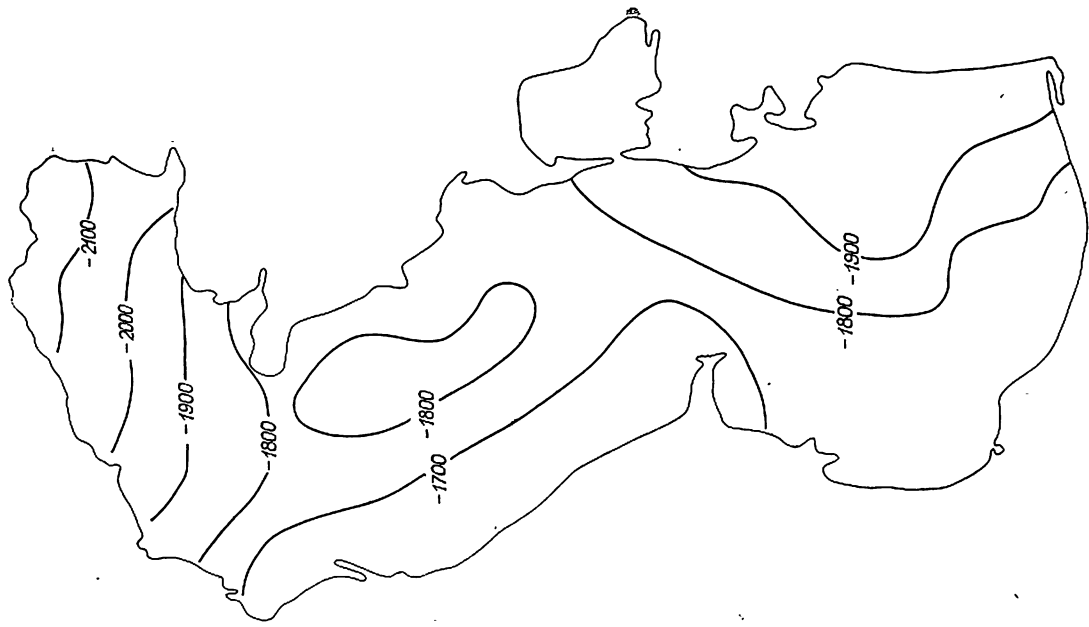


Рис. 1.7. Эффективное излучение за год (МДж/м<sup>2</sup>).

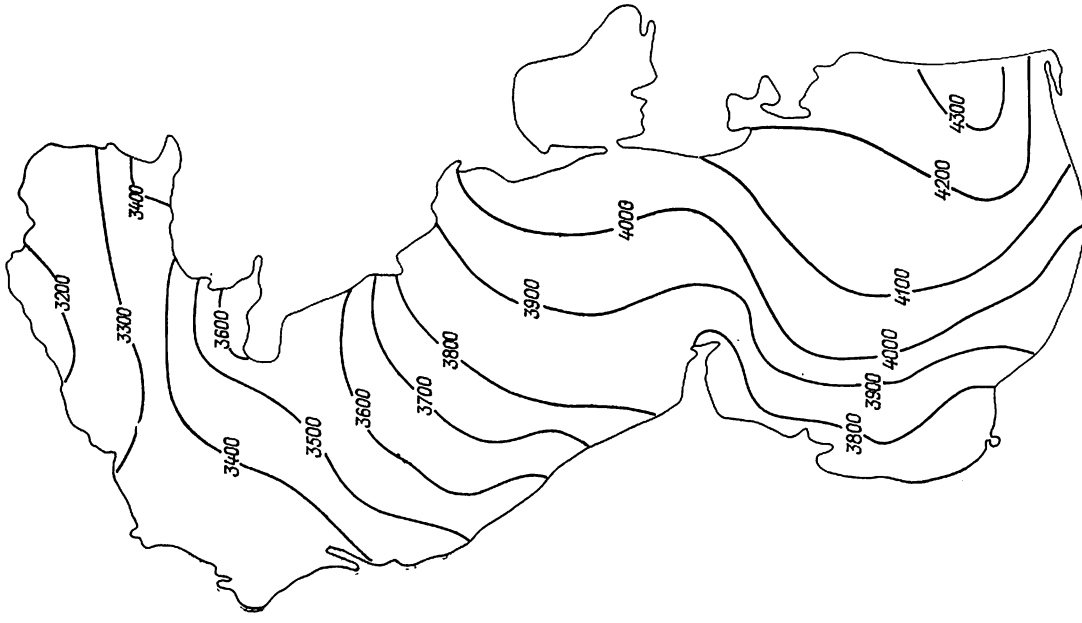


Рис. 1.8. Радиационный баланс за год (МДж/м²).

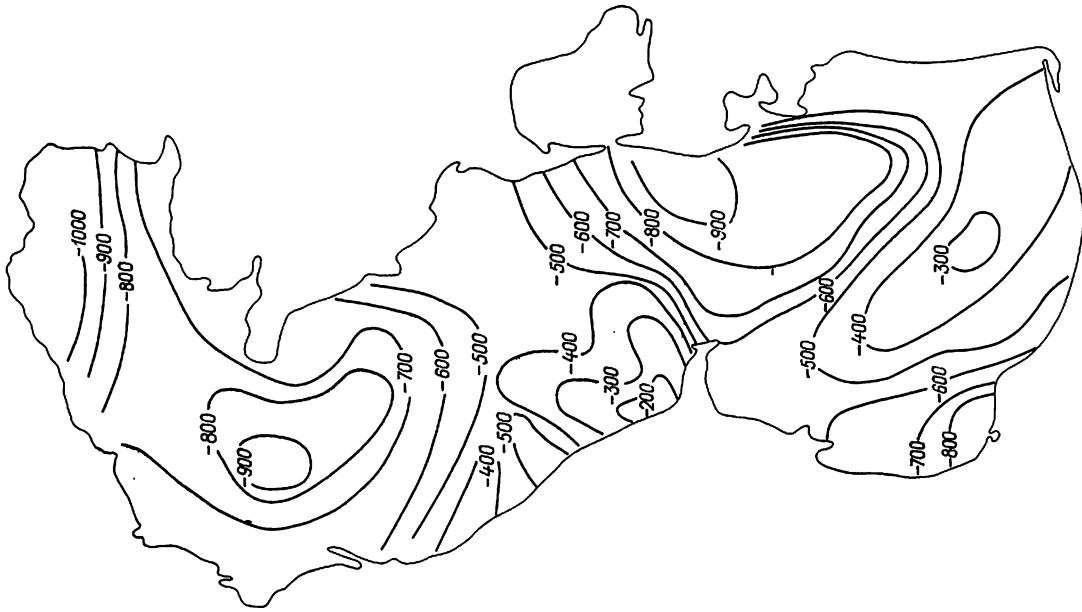


Рис. 1.9. Конвективно-турбулентный теплообмен за год (МДж/м²).

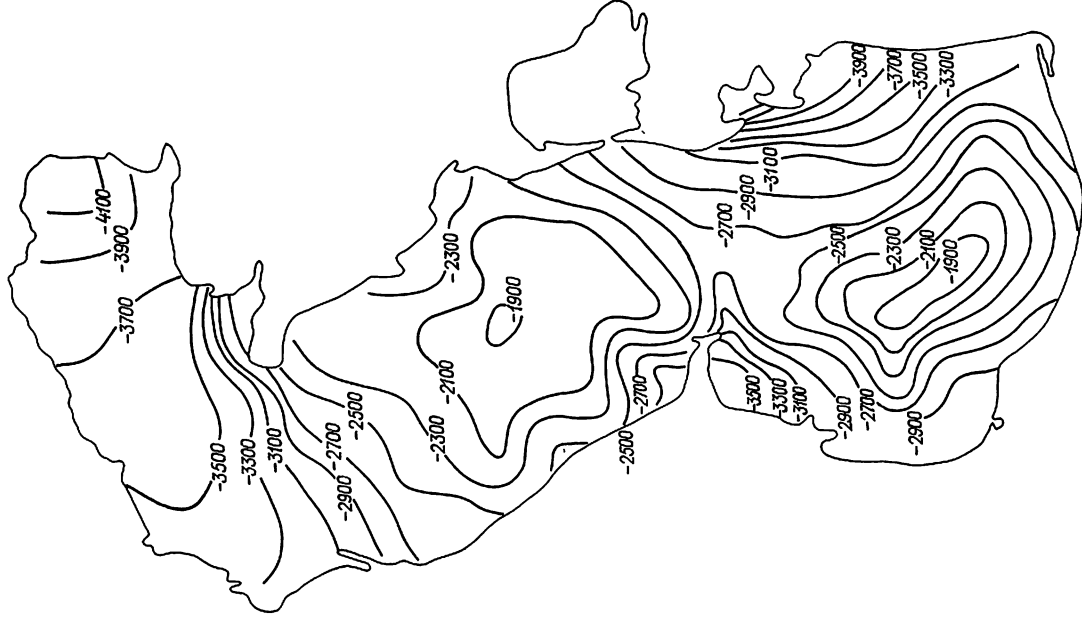


Рис. 1.10. Затраты тепла на испарение за год (МДж/м²).

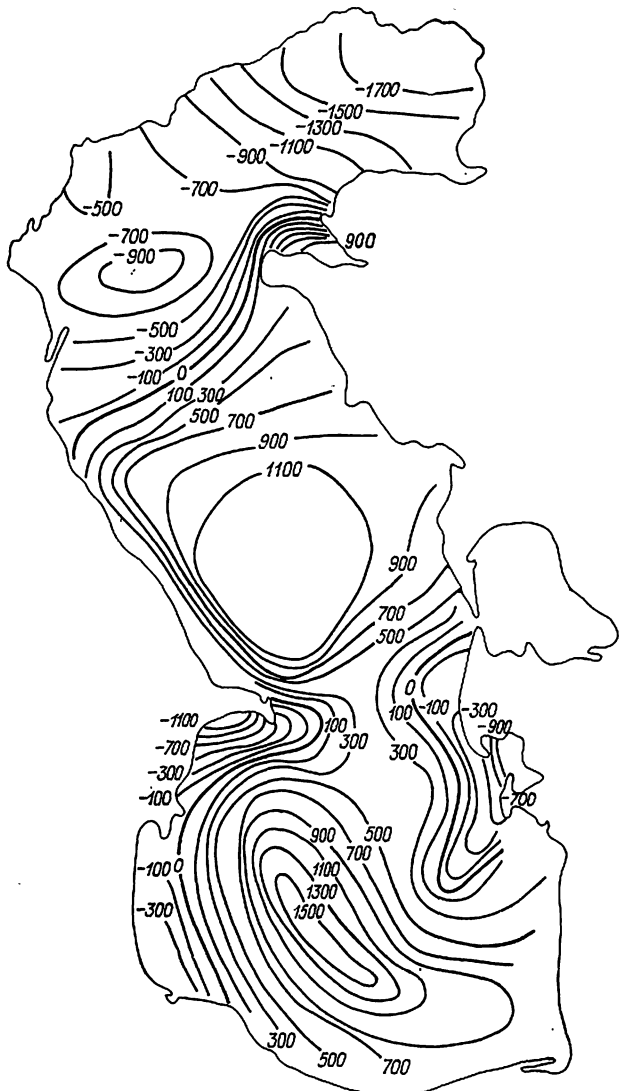


Рис. I.11. Тепловой баланс за год (МДж/м²).

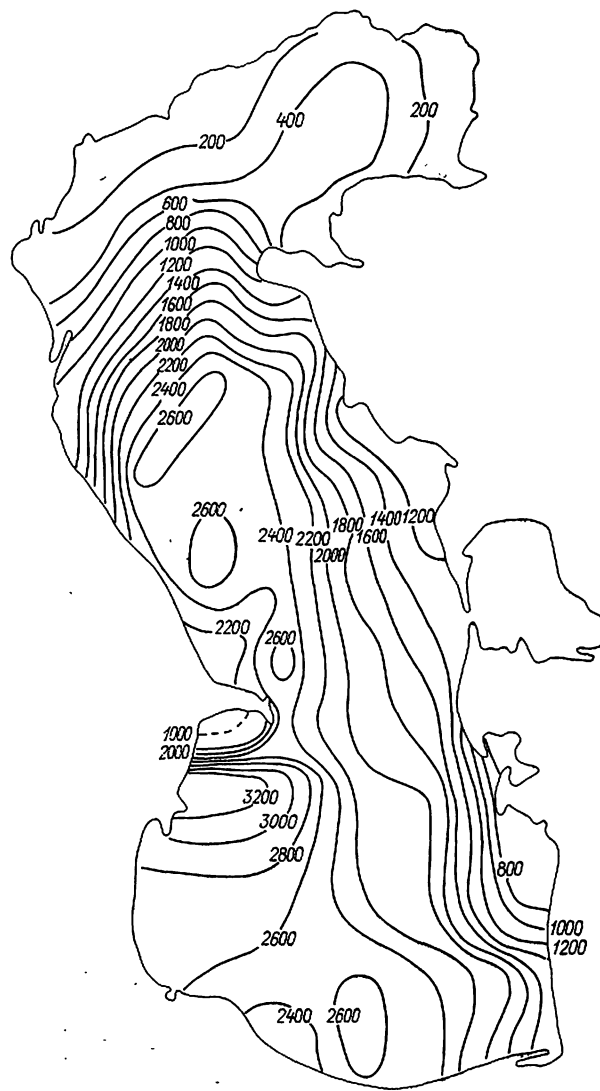


Рис. I.12. Теплооборот Каспийского моря за год (МДж/м²).

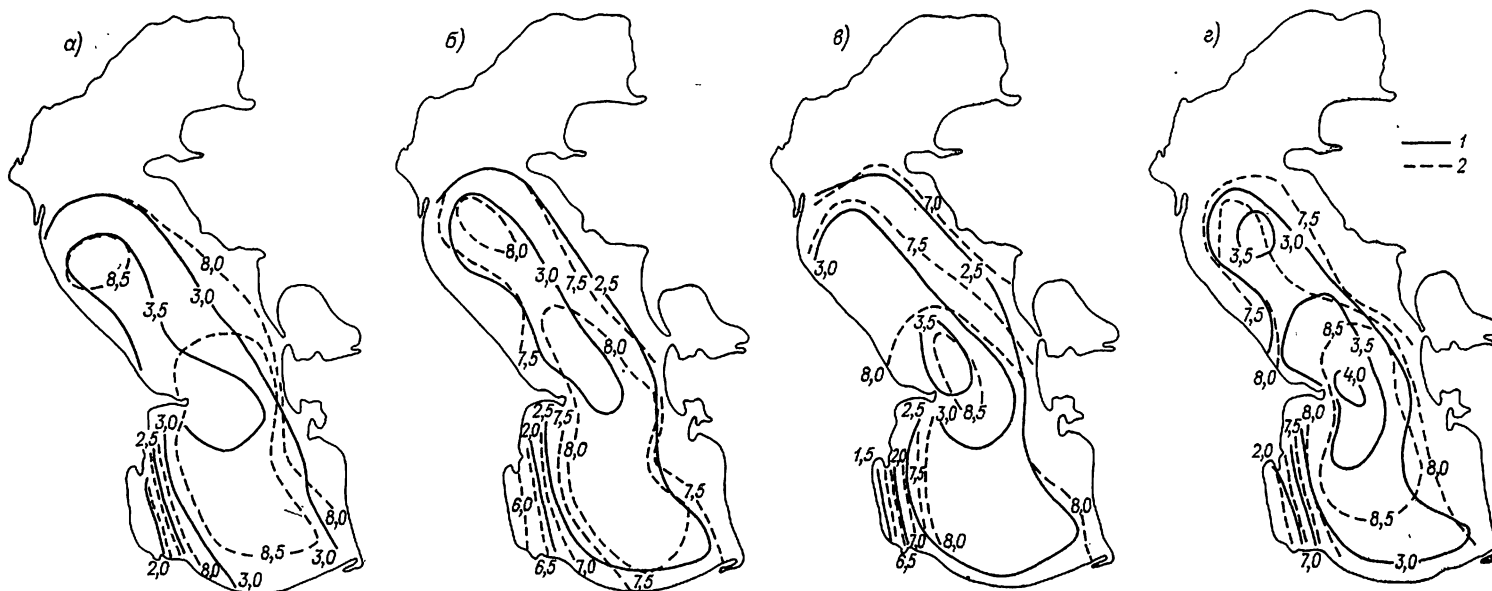


Рис. I.13. Средние высота  $\bar{H}$  (м) (1) и период волн  $\bar{T}$  (с) (2), возможные 1 раз в 5 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

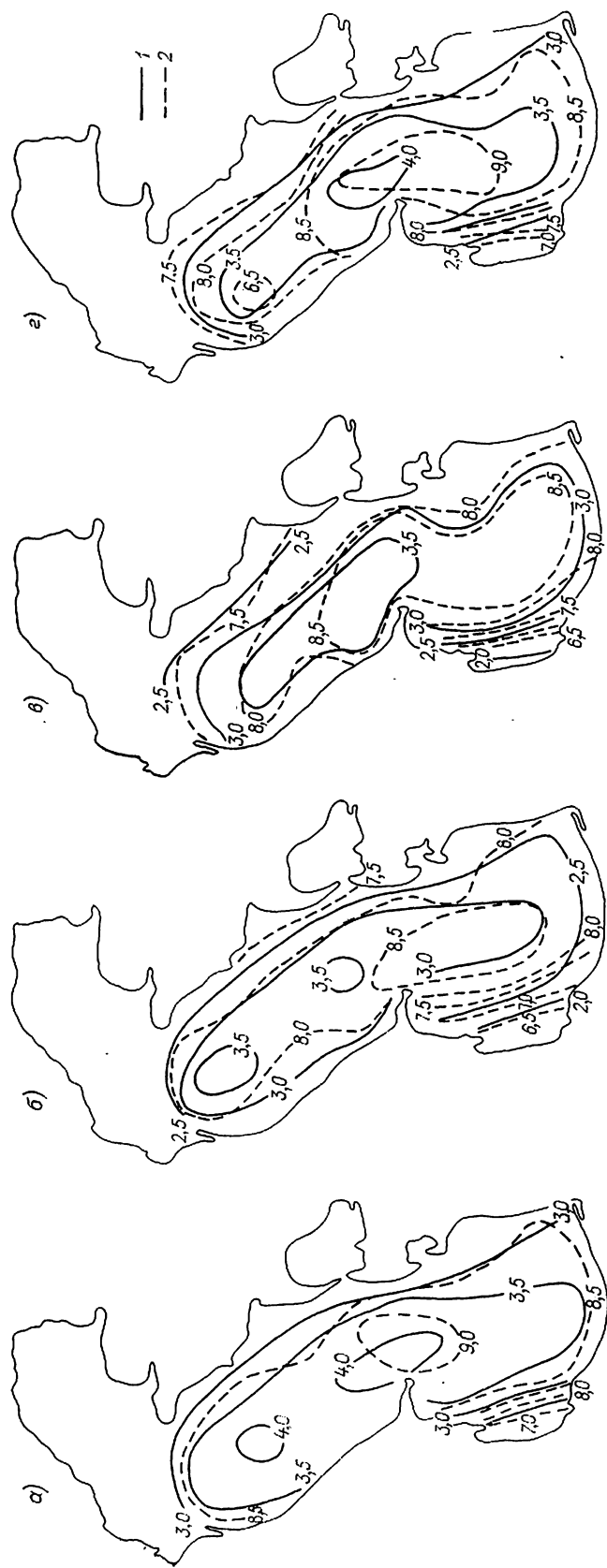


Рис. 1.14. Средние высота  $h$  (м) (1) и период волн  $T$  (с) (2), возможные 1 раз в 10 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

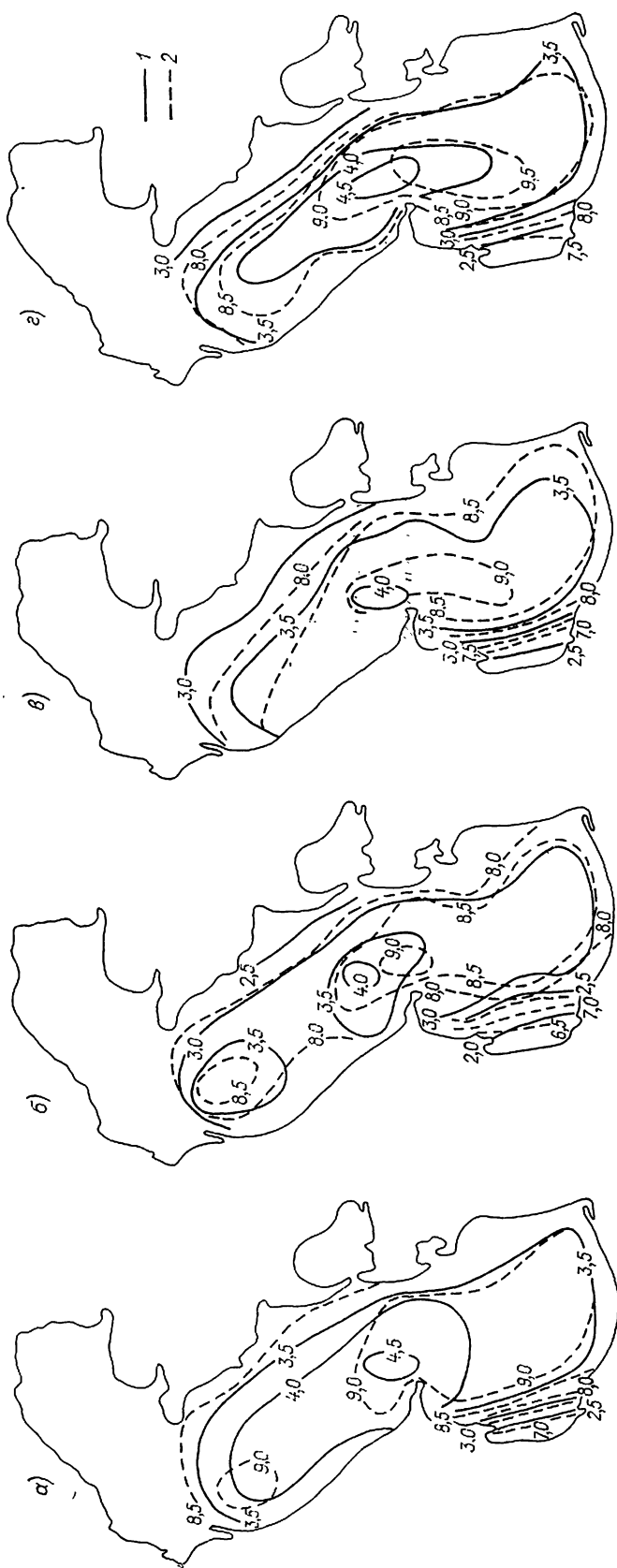


Рис. 1.15. Средние высота  $h$  (м) (1) и период волн  $T$  (с) (2), возможные 1 раз в 20 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

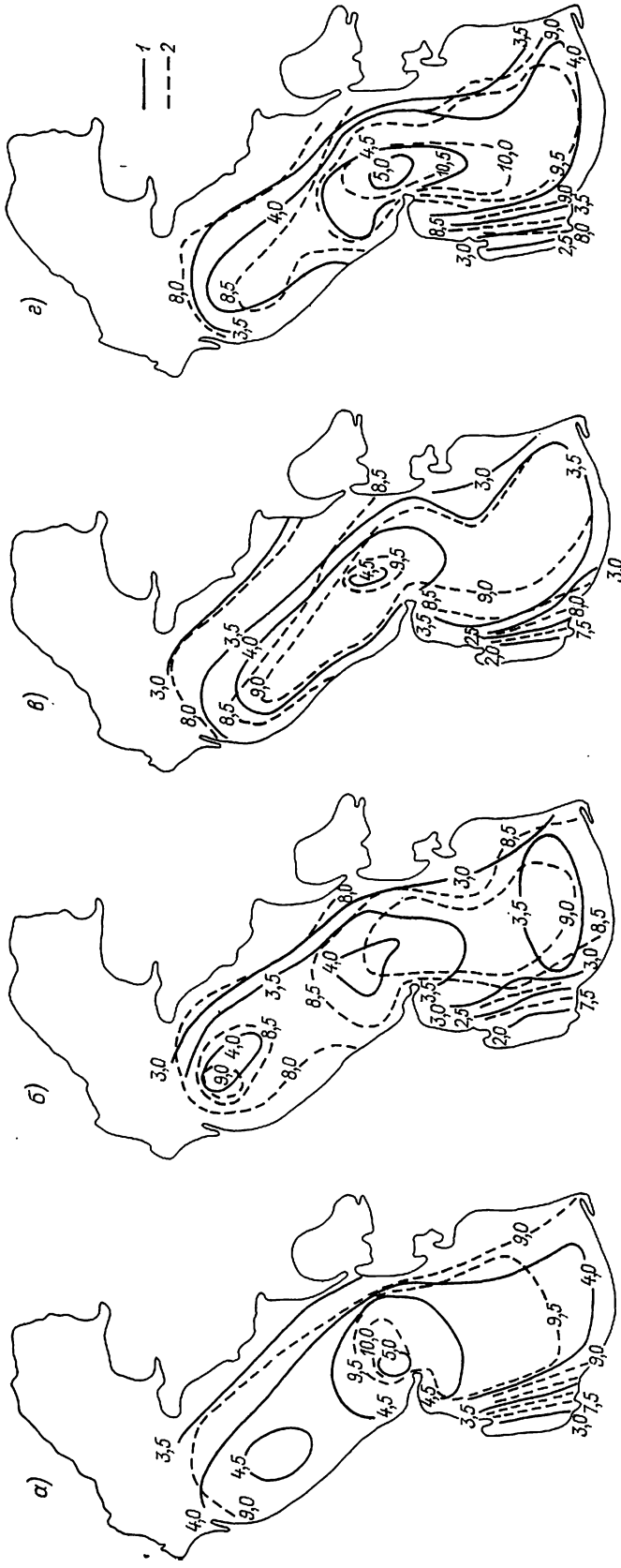


Рис. 1.16. Средние высота  $\bar{h}$  (м) (1) и период волн  $\bar{T}$  (с) (2), возможные 1 раз в 50 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

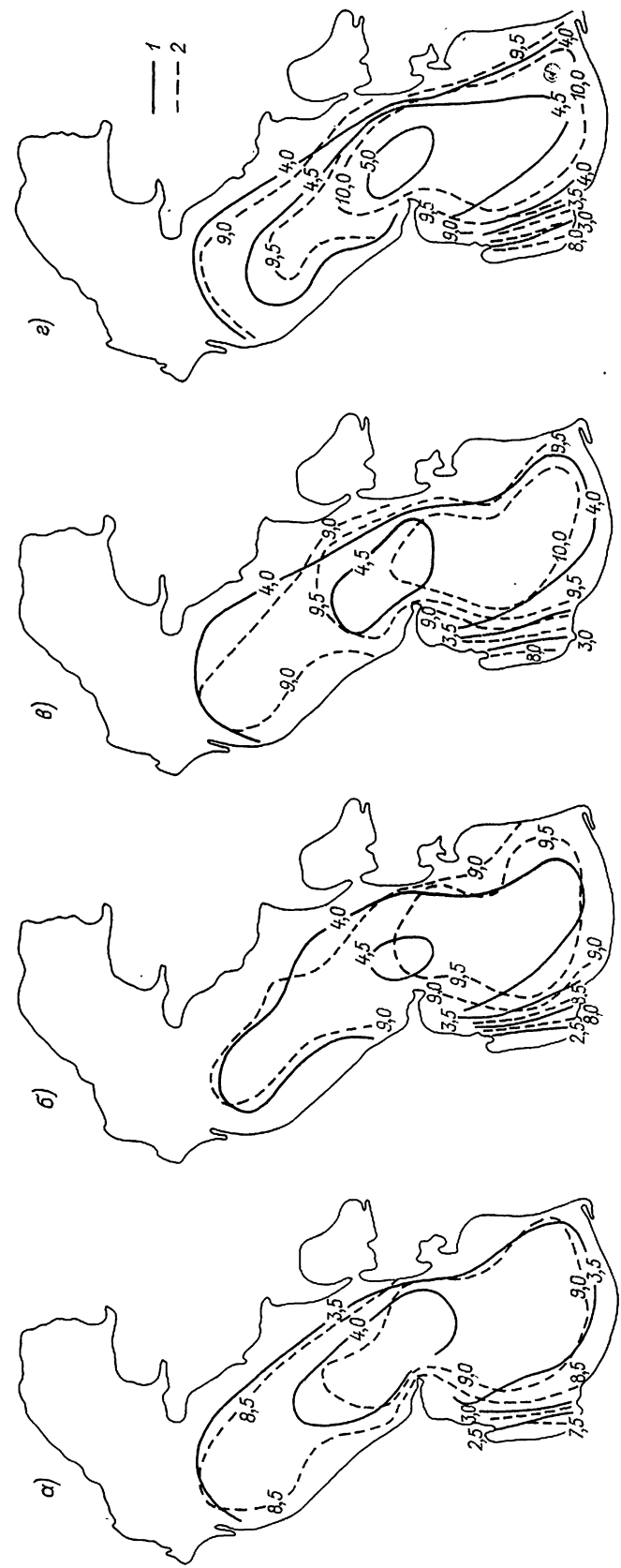


Рис. 1.17. Средние высота  $\bar{h}$  (м) (1) и период волн  $\bar{T}$  (с) (2), возможные 1 раз в 5 (а), 10 (б), 20 (в) и 50 лет (г).

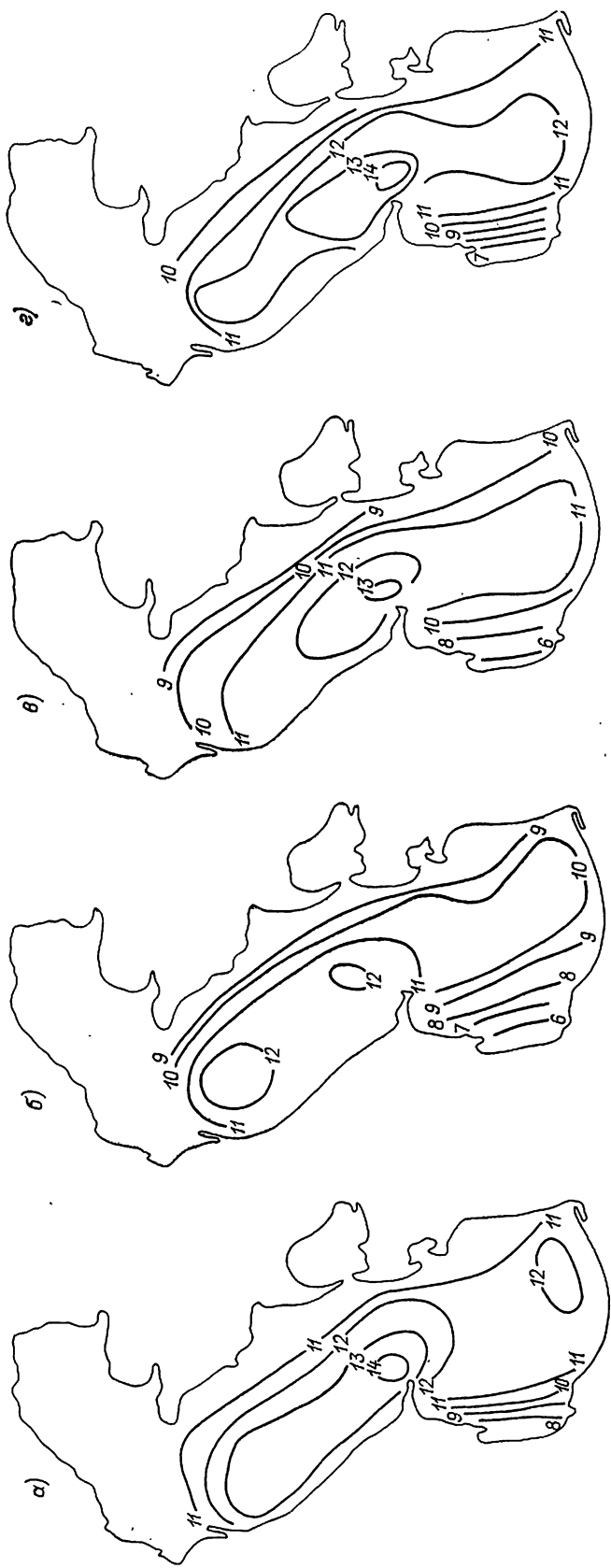


Рис. 1.18. Высота индивидуальных волн  $H_n$  (м), возможная 1 раз в 5 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

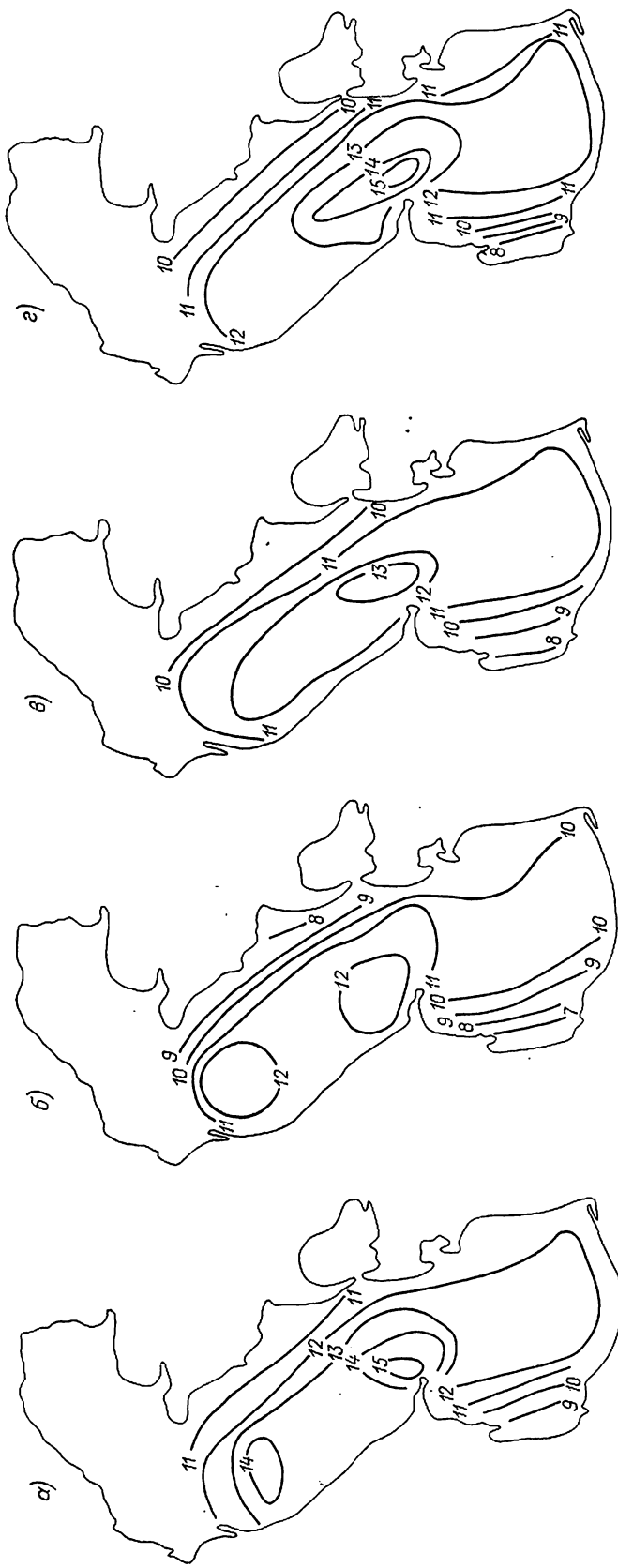


Рис. 1.19. Высота индивидуальных волн  $H_n$  (м), возможная 1 раз в 10 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

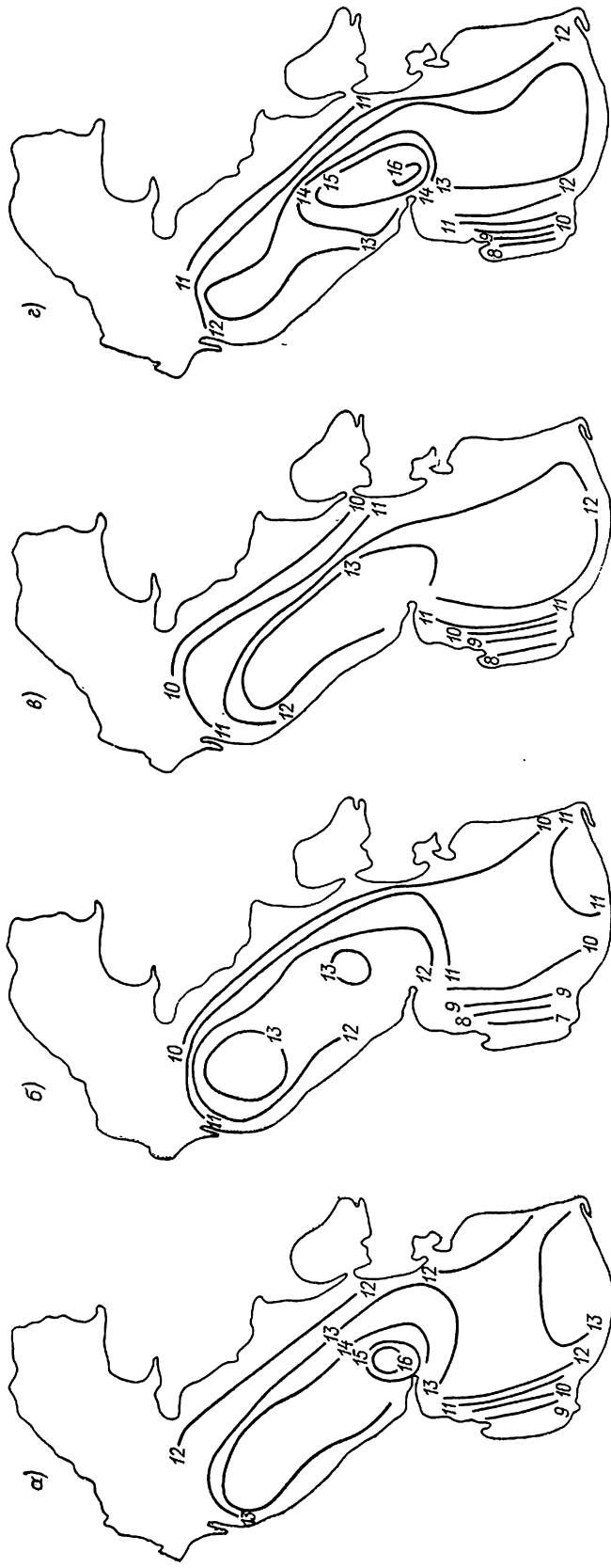


Рис. 1.20. Высота индивидуальных волн  $h_n$  (м), возможная 1 раз в 20 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).

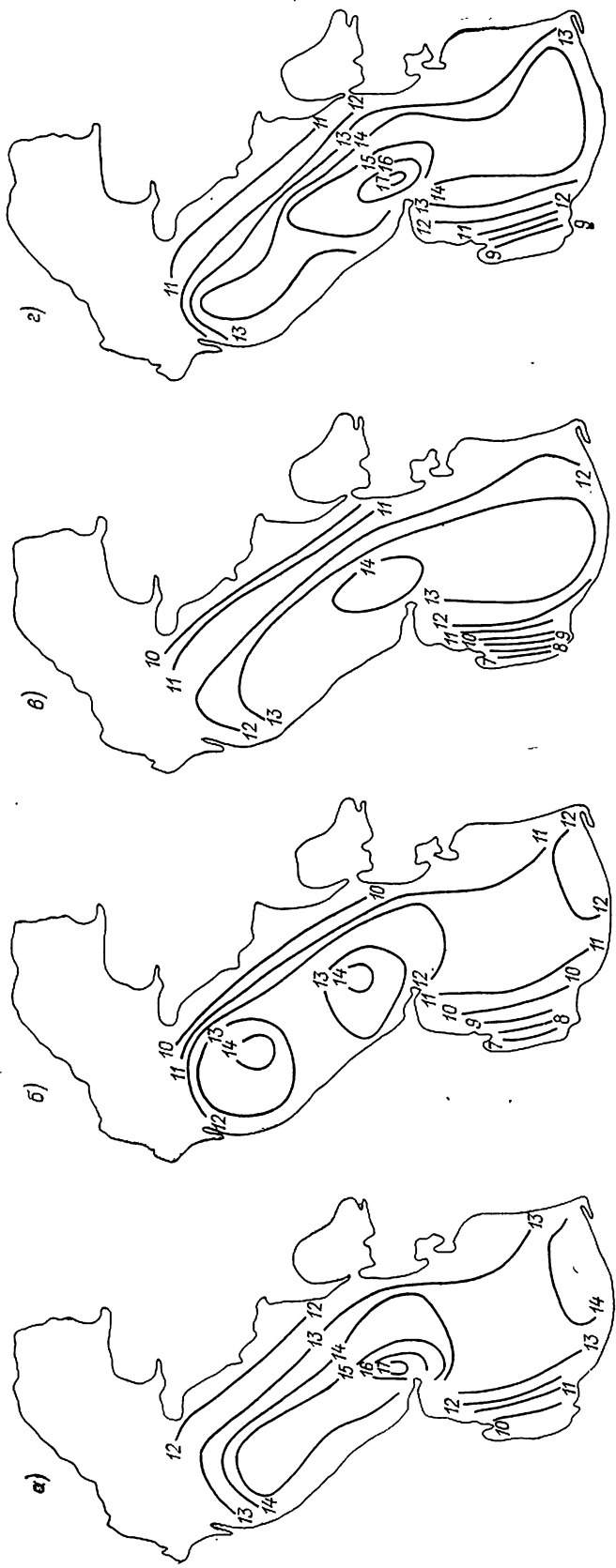


Рис. 1.21. Высота индивидуальных волн  $h_n$  (м), возможная 1 раз в 50 лет в январе (а), апреле (б), июне (в) и октябре (г).



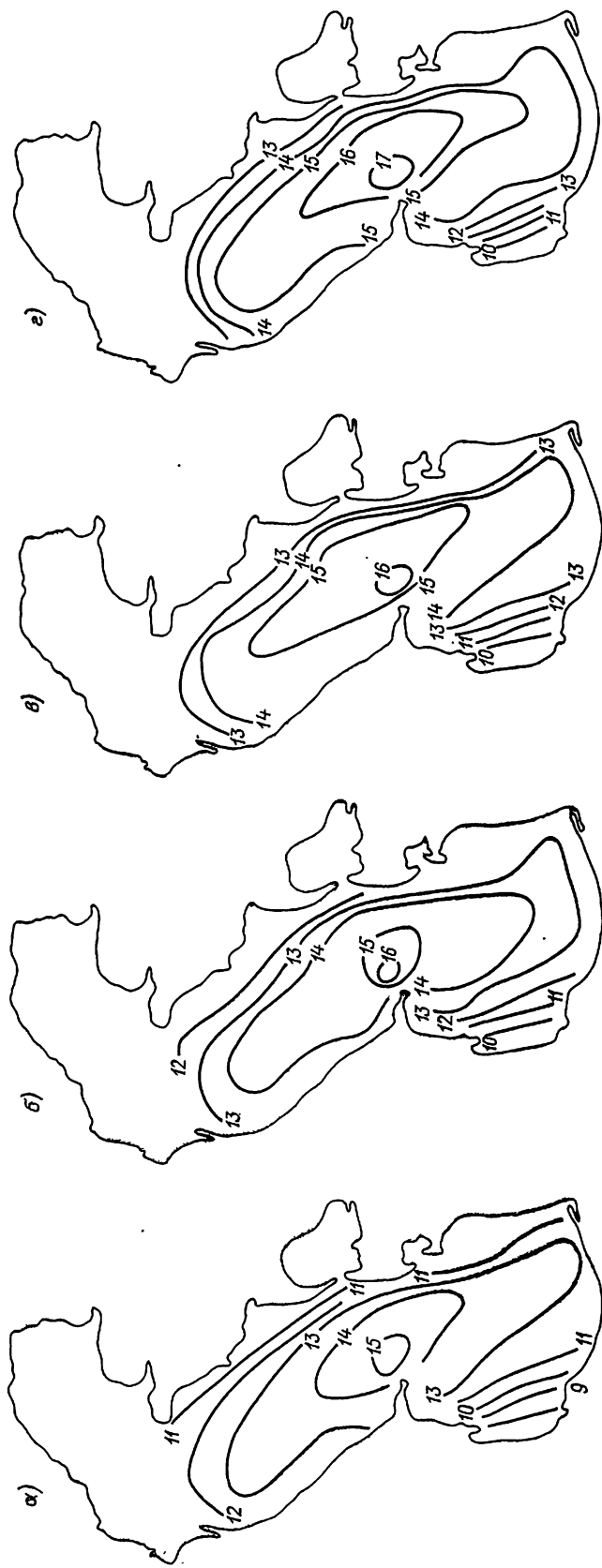


Рис. 1.22. Высота индивидуальных волн  $h_n$  (м), возможная 1 раз в 5 (а), 10 (б), 20 (в) и 50 лет (г).



Рис. 1.23. Средняя высота волн  $\bar{h}$  (м), возможная 1 раз в год (а) и в 50 лет (б), и максимальная высота волн  $h_{0.1\%}$  (м), возможная 1 раз в год (в) и в 50 лет (г).

**ПРИЛОЖЕНИЕ II**  
**(таблицы)**

Таблица II.1

Список пунктов наблюдений

Станция (пост)	Период наблюдений
Астара	1930—1976
Ленкорань	1902—1907, 1936—1938, 1977 — по настоящее время
Остров Сара	1921—1955
Куриная Коса	1952—1962
Зюйдостовый Култук	1927 — по настоящее время
Устье Куры	1925—1943
Остров Кулагин	1946—1951
Свиной остров	1936 — по настоящее время
Бяндован	1946—1950
Алят	1916—1918, 1921—1953
Дуванный	1958—1959
Карадаг	1959—1960
Остров Булла	1959 — по настоящее время
Бухта Ильича	1958—1962
Баку	1900 — по настоящее время
Остров Песчаный	1958 — по настоящее время
Зыря	1960—1963
Остров Жилой	1924 — по настоящее время
Нефтяные Камни	1953 — по настоящее время
Остров Жилой (морское основание)	1953—1958
Апшерон	1911—1940, 1952—1953
Остров Артема	1940—1966
Банка Дарвина	1956 — по настоящее время
Апшеронская	1983 — по настоящее время
Сумгаит	1948 — по настоящее время
Джорат	1935—1948
Кильгинка	1939—1957
Кизил-Бурун	1936—1973
Сназань	1974 — по настоящее время
Низовая Пристань	1936—1964
Дербент	1921 — по настоящее время
Изберг	1948 — по настоящее время
Махачкала	1900 — по настоящее время
Главный Сулак	1932—1949
Остров Чечень	1936—1955
Остров Тюлений	1937 — по настоящее время
Брянская Коса	1931—1958
Волго-Каспийский плавмаек	1945—1967
Астраханский приемный плавмаек	1960 — по настоящее время
Астраханский 12-футовый рейд	1907—1939, 1945, 1953—1959
Остров Чистой Банки	1940—1958
Искусственный остров Каспийский	1929 — по настоящее время 1935—1949, 1972 — по настоящее время
Бирючья Коса	1892—1919, 1921—1965
Четырехбугорный маяк	1926—1937
Двенадцатая Огневка	1954, 1970 — по настоящее время
Карайский маяк	1957 — по настоящее время
Ганюшкино	1933—1940
Остров Укатный	1950—1964
Забурунь	1940—1949
Пешной	1944—1953, 1969 — по настоящее время
Ракушинский рейд	1925—1939
Жилая Коса	(1914)—1938
Зюйдвестовая Шалыга	1950—1964
Прорва	1933—1940
Бурунчук	1937—1944
Остров Кулалы	1957 — по настоящее время
Форт-Шевченко	1921 — по настоящее время
Шевченко	1961 — по настоящее время
Александр-Бай	1937—1959
Кендерли	1935—1956
Коса Ада	1957—1969
Бекдаш	1930 — по настоящее время
Кара-Богаз-Гол	1921 — по настоящее время

Продолжение табл. II.1

Станция (пост)	Период наблюдений
Сартас	1929—1938
Кара-Сукут	1947—1955
Чагалы	1932—1941
Кизил-Куп	1927—1943
Карши	1936—1938
Куули-Маяк	1900 — по настоящее время
Красноводск	1914 — по настоящее время
Кизыл-Су	1942—1958
Челекен	1913—1964
Челекен (эстакада)	1964 — по настоящее время
Аладжа	1965 — по настоящее время
Огурчинский остров	1938 — по настоящее время
Чикишляр	1912—1917
Гасан-Кули	1935—1953
Ноушехр	1945—1946
Энзели (Пехлеви)	1925—1952

Таблица II.2

Перечень гидрометстанций, выполняющих рейдовые наблюдения

Пункт	Число станций	Период наблюдений
Астара	4	1939—1943, 1950—1964
Свиной остров	3	1956 — действует
Баку	8	1952—1956
Остров Артем	3	1946—1958
Сумгаит	3	1975 — действует
Низовая Пристань	3	1955—1963
Дербент	4	1939—1953
Изберг	4,3	1949—1965, 1965—1981
Махачкала	4	1948—1965
Остров Тюлений	3,8	1941—1959, 1960—1966
Зюйдвестовая Шалыга	4	1957—1963
Остров Кулалы	3	1947—1962
Форт-Шевченко	4	1959 — действует
Бекдаш	3	1948—1963
Кара-Богаз-Гол	4	1944—1963
Красноводск	3	1949—1958
Огурчинский остров	4,3	1955—1958, 1958—1975
Пехлеви	5	1928—1936

## Перечень океанографических «вековых» разрезов

Номер разреза	Разрез	Число станций	Время наблюдений (месяц)	Начало действия разреза
I	о. Зюйдвестовая Шалыга — о. Кулалы	10	IV, VI, VIII, XI	1961
II	о. Новинский — о. Кулалы	8	IV, VI, VIII, XI	1961
III	Белинский канал — на юг до линии о. Чечень — п-ов Мангышлак	8	IV, VI, VIII, XI	1961
III <sup>a</sup>	Волго-Каспийский канал до разреза о. Чечень — п-ов Мангышлак	10	IV, VI, VIII, XI	1971
IV	о. Чечень — п-ов Мангышлак	7	II, IV, VIII, XI	1956
V	Дивичи — Кендерли	11	II, IV, VIII, XI	1936
VI	о. Жилой — м. Куули	9	II, IV, VIII, XI	1936
VII	о. Куринский Камень — о. Огурчинский	10	II, IV, VIII, XI	1936

Таблица II.4

## Перечень стандартных океанографических разрезов

№ п/п	Разрез	Число станций	Период наблюдений
1	Махачкала — м. Сагындык	9	1936—1941, 1943, 1952, 1954—1956, 1958—1959, 1976 *
2	Дербент — м. Песчаный	9	1956, 1958—1959, 1976 *
3	м. Қиязинская Қоса — Бекдаш	9	1940, 1943, 1954, 1956—1959, 1976
4	о. Камень Игнатия — п-ов Челекен	9	1955—1959, 1961, 1976 *
5	Ленкорань — Белый Бугор	11	1941, 1945, 1956, 1958—1962, 1967, 1976

\* С августа 1981 г. на 4 станциях разреза производится отбор проб на загрязненность и гидрологические наблюдения в феврале, апреле, августе и ноябре.

Таблица II.5

Океанографические разрезы, расположенные южнее 38° с. ш. (у побережья Ирана). Периоды наблюдений — ноябрь 1975 г., сентябрь—октябрь и январь 1976 г., июнь и июль 1977 г., октябрь и ноябрь 1978 г.

Номер разреза .	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Число станций .	3	5	5	6	7	6	5	3

## Повторяемость (%) отклонений среднемесячной температуры воздуха от среднемноголетней

Станция	Отклонение среднемесячной температуры воздуха от среднемноголетней, °С										Наибольшее отклонение			
											положительное		отрицательное	
	-11,0...-9,1	-9,0...-7,1	-7,0...-5,1	-5,0...-3,1	-3,0...-1,1	-1,0...1,0	1,1-3,0	3,1-5,0	5,1-7,0	7,1-9,0	°С	год	°С	год
<b>Январь</b>														
Махачкала	—	2	—	8	18	31	26	15	—	—	4,6	1948	7,7	1950
Баку	—	—	—	2	27	32	37	2	—	—	3,6	1948	3,2	1950
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	28	28	36	8	—	—	3,7	1948	2,8	1935
Астара	—	—	—	3	26	6	49	16	—	—	4,3	1972	3,7	1977
Форт-Шевченко	—	2	5	5	29	21	21	15	2	—	5,2	1966	7,4	1972
Бекдаш	2	2	2	2	20	30	30	12	—	—	4,0	1976	9,6	1977
Челекен	—	—	3	7	22	35	25	7	—	—	5,5	1966	5,8	1969
<b>Февраль</b>														
Махачкала	—	2	—	8	18	31	26	15	—	—	4,8	1955	9,7	1929
Баку	—	—	—	4	27	35	32	2	—	—	3,9	1956	4,7	1954
Зюйдостовый Култук	—	—	—	5	18	46	23	8	—	—	3,2	1950	3,8	1954
Астара	—	—	—	13	22	20	26	6	3	—	6,5	1972	4,9	1969
Форт-Шевченко	2	2	6	7	23	17	23	17	—	—	5,4	1966	9,3	1964
Бекдаш	—	2	4	13	16	22	27	16	—	—	4,7	1966	8,4	1969
Челекен	—	2	3	8	13	37	25	12	—	—	4,3	1955	7,7	1959
<b>Март</b>														
Махачкала	—	—	—	2	18	58	20	2	—	—	4,3	1962	4,6	1928
Баку	—	—	—	2	16	66	12	2	2	—	5,7	1962	3,7	1928
Зюйдостовый Култук	—	—	—	3	26	61	10	—	—	—	3,0	1926, 1954	3,2	1928
Астара	—	—	—	3	22	46	26	3	—	—	3,3	1962	3,7	1958
Форт-Шевченко	—	—	2	9	17	42	16	14	—	—	4,8	1962	6,2	1928
Бекдаш	—	—	—	9	19	40	29	4	—	—	3,8	1962	4,8	1954
Челекен	—	—	—	2	22	53	20	3	—	—	3,9	1944	4,0	1954
<b>Апрель</b>														
Махачкала	—	—	—	—	13	54	33	—	—	—	2,8	1935	2,3	1929
Баку	—	—	—	—	16	55	27	2	—	—	3,9	1951	2,1	1954
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	15	62	23	—	—	—	2,7	1951	2,1	1954
Астара	—	—	—	—	6	52	42	—	—	—	3,0	1966	2,0	1954
Форт-Шевченко	—	—	—	7	23	46	19	3	2	—	5,5	1975	3,9	1965
Бекдаш	—	—	—	—	31	45	22	2	—	—	4,4	1975	2,8	1954, 1965
Челекен	—	—	—	—	14	64	10	2	—	—	3,6	1975	2,8	1954
<b>Май</b>														
Махачкала	—	—	—	—	15	57	26	—	—	—	2,2	1950	2,1	1940
Баку	—	—	—	—	14	64	22	—	—	—	2,9	1961	2,0	1956
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	10	67	23	—	—	—	1,9	1929, 1939,	1,8	1956
Астара	—	—	—	—	13	57	30	—	—	—	2,6	1950	—	—
Форт-Шевченко	—	—	—	2	21	57	17	3	—	—	4,0	1957	3,9	1945
Бекдаш	—	—	—	—	29	44	20	7	—	—	3,9	1957	—	1956
Челекен	—	—	—	2	25	51	20	2	—	—	3,2	1968	3,3	1978
<b>Июнь</b>														
Махачкала	—	—	—	—	18	55	26	—	—	—	2,7	1939	2,1	1930
Баку	—	—	—	—	25	50	25	—	—	—	2,6	1948	1,6	1929
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	13	64	23	—	—	—	2,6	1939	1,5	1935
Астара	—	—	—	—	3	43	32	22	—	—	4,9	1975	1,1	1968
Форт-Шевченко	—	—	—	—	21	59	17	3	—	—	4,1	1948	2,4	1937
Бекдаш	—	—	—	4	29	54	18	2	—	—	5,1	1975	3,4	1937
Челекен	—	—	—	3	25	47	20	5	—	—	3,7	1924	3,1	1978

Станция	Отклонение среднемесячной температуры воздуха от среднемноголетней, °C										Наибольшее отклонение			
											положительное		отрицательное	
	-11,0...-9,1	-9,0...-7,1	-7,0...-5,1	-5,0...-3,1	-3,0...-1,1	-1,0...1,0	1,1-3,0	3,1-5,0	5,1-7,0	7,1-9,0	°C	год	°C	год
<b>Июль</b>														
Махачкала	—	—	—	11	76	13	—	—	—	—	1,9	1954	1,9	1932
Баку	—	—	—	—	7	68	25	—	—	—	2,5	1954	1,7	1926
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	—	77	23	—	—	—	2,2	1954	1,0	1926
Астара	—	—	—	—	10	71	19	—	—	—	2,3	1954	1,3	1969
Форт-Шевченко	—	—	—	23	56	21	—	—	—	—	2,3	1954	2,2	1956
Бекдаш	—	—	—	7	18	53	20	2	—	—	4,4	1975	3,7	1969
Челекен	—	—	—	3	20	48	27	2	—	—	3,2	1923	3,9	1969
<b>Август</b>														
Махачкала	—	—	—	8	76	16	—	—	—	—	2,3	1940	1,8	1964
Баку	—	—	—	2	7	66	25	—	—	—	2,8	1940	3,1	1928
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	10	67	23	—	—	—	2,4	1937	2,1	1928
Астара	—	—	—	—	3	78	19	—	—	—	2,0	1954	1,4	1963
Форт-Шевченко	—	—	—	2	26	44	26	2	—	—	3,7	1940	3,3	1928
Бекдаш	—	—	—	2	24	43	27	4	—	—	4,3	1976	3,8	1964
Челекен	—	—	—	2	19	62	15	2	—	—	3,1	1930	3,3	1928
<b>Сентябрь</b>														
Махачкала	—	—	—	—	33	37	26	4	—	—	3,8	1937	2,6	1921
Баку	—	—	—	—	9	65	22	4	—	—	3,5	1937	1,8	1926
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	10	64	26	—	—	—	2,9	1935	1,7	1956
Астара	—	—	—	—	16	60	21	3	—	—	3,2	1957	1,8	1973
Форт-Шевченко	—	—	—	2	28	41	23	6	—	—	4,3	1937	4,3	1973
Бекдаш	—	—	—	—	20	52	24	2	—	—	3,3	1978	8,1	1963
Челекен	—	—	—	—	28	45	27	—	—	—	2,7	1937	2,6	1973
<b>Октябрь</b>														
Махачкала	—	—	—	4	28	40	18	6	4	—	3,5	1955	4,3	1951
Баку	—	—	—	2	11	58	27	2	—	—	3,3	1927	4,1	1951
Зюйдостовый Култук	—	—	—	5	15	54	26	—	—	—	2,7	1952	3,6	1951
Астара	—	—	—	10	30	34	26	—	—	—	2,0	1972	4,5	1977
Форт-Шевченко	—	—	2	3	17	55	16	7	—	—	4,4	1974	6,1	1976
Бекдаш	—	—	—	2	24	46	28	—	—	—	2,5	1974	3,3	1976
Челекен	—	—	—	—	22	54	22	2	—	—	3,6	1927	2,9	1949
<b>Ноябрь</b>														
Махачкала	—	—	2	4	14	38	42	—	—	—	2,8	1923	5,5	1953
Баку	—	—	—	2	18	50	30	—	—	—	2,3	1923	4,3	1953
Зюйдостовый Култук	—	—	—	3	18	46	33	—	—	—	2,3	1936	4,0	1953
Астара	—	—	—	3	26	41	30	—	—	—	2,4	1958	3,4	1953
Форт-Шевченко	—	—	—	9	16	45	24	6	—	—	3,5	1971	4,9	1953
Бекдаш	—	—	2	7	21	33	33	4	—	—	3,5	1947	5,1	1953
Челекен	—	—	—	7	20	45	25	3	—	—	3,8	1974	4,1	1953, 1959
<b>Декабрь</b>														
Махачкала	—	—	—	18	16	31	22	13	2	—	5,4	1922	5,0	1931
Баку	—	—	—	13	25	33	27	2	—	—	3,4	1947	3,6	1946
Зюйдостовый Култук	—	—	—	10	21	32	37	—	—	—	2,5	1925, 1937	4,5	1953
Астара	—	—	—	3	13	45	39	—	—	—	3,0	1980	3,9	1953
Форт-Шевченко	—	—	—	10	24	28	28	10	—	—	4,1	1926	4,7	1929
Бекдаш	—	—	—	9	20	33	24	14	—	—	3,8	1940, 1961,	5,0	1946
Челекен	—	—	3	5	22	37	25	8	—	—	4,0	1965	6,3	1929

Даты перехода среднесуточных температур воздуха через определенные пределы

Пункт наблюдений	Температура воздуха, °С					
	0	5	10	15	20	25
<b>Береговые гидрометстанции</b>						
Искусственный остров	8 III 15 XII	27 III 16 XI	12 IV 20 X	2 V 29 IX	27 V 7 IX	— —
Пешной	18 III 20 XI	1 IV 30 X	16 IV 9 X	4 V 21 IX	26 V 1 IX	— —
Остров Кулалы	14 III 2 XII	2 IV 9 XI	18 IV 20 X	3 V 30 IX	27 V 11 IX	1 VII 14 VIII
Форт-Шевченко	7 III 13 XII	27 III 15 XI	15 IV 25 X	4 V 4 X	28 V 12 IX	4 VII 12 VIII
Кендерли	27 XII 7 XII	22 III 14 XI	10 IV 24 X	29 IV 4 X	24 V 14 IX	26 VI 19 VIII
Бекдаш	3 II 12 I	15 III 27 XI	11 IV 31 X	4 V 9 X	5 VI 16 IX	25 VII 20 VII
Қара-Богаз-Гол	—	12 III 4 XII	8 IV 5 XI	1 V 15 X	26 V 23 IX	6 VII 29 VIII
Куули-Маяк	—	4 III 14 XII	8 IV 9 XI	4 V 15 X	8 VI 26 IX	18 VIII 29 VIII
Красноводск	—	23 II 19 XII	28 III 16 XI	21 IV 24 X	12 V 3 X	11 VI 10 IX
Челекен	—	24 II 16 XII	21 V 15 XI	29 IV 23 X	29 V 1 X	6 VII 4 IX
Огурчинский остров	—	21 II 23 XII	30 III 20 XI	30 IV 26 X	1 VI 4 X	4 VII 6 IX
Махачкала	14 II 8 I	25 III 25 XI	19 IV 2 XI	9 V 7 X	4 VI 12 IX	18 VII 4 VIII
Изберг	—	26 III 2 XII	24 IV 5 XI	14 V 11 X	10 VI 22 IX	— —
Дербент	—	24 III 6 XII	18 IV 8 XI	10 V 12 X	5 VI 15 IX	18 VII 24 VIII
Низовая Пристань	—	24 III 7 XII	21 IV 5 XI	14 V 8 X	13 VI 10 IX	— —
Сумгаит	—	7 III 23 XII	11 IV 15 XI	5 V 20 X	3 VI 21 IX	24 VII 18 VIII
Баку, обсерватория	—	2 III 27 XII	10 IV 20 XI	3 V 24 X	27 V 25 IX	5 VII 24 VIII
Остров Артема	—	4 III 31 XII	26 IV 22 XI	9 V 25 X	5 VI 28 IX	15 VII 24 VIII
Остров Жилой	—	1 III 5 I	20 IV 24 XI	12 V 27 X	7 VI 28 IX	21 VII 27 VIII
Нефтяные Камни	—	20 II 10 I	22 IV 29 XI	16 V 28 X	15 VI 29 IX	7 VIII 18 VIII
Свиной остров	—	24 II 1 I	13 IV 28 XI	6 V 29 X	2 VI 30 IX	12 VII 25 VIII
Зойдостовый Култук	—	23 II 22 XII	9 IV 20 XI	11 V 26 X	30 V 27 IX	5 VII 26 VII
Астара	—	13 II 31 XII	6 IV 22 XI	3 V 24 X	31 V 19 IX	— —
<b>Квадраты открытого моря</b>						
1	13 III 4 XII	30 III 10 XI	15 IV 28 X	8 V 14 X	4 VI 20 IX	9 VII 28 VII
2	16 III 28 XI	4 IV 6 XI	22 IV 20 X	8 V 27 IX	30 V 4 IX	9 VII 1 VII
3	17 III 22 XI	30 III 3 XI	13 IV 18 X	5 V 30 IX	30 V 11 IX	5 VII 10 VIII
4	16 III 20 XI	4 IV 1 XI	23 IV 14 X	12 V 23 IX	4 VI 4 IX	11 VII 15 VIII
5	8 III 15 XII	26 III 16 XI	10 IV 2 XI	28 IV 18 X	18 V 22 IX	14 VI 25 VII
6	10 III 12 XII	27 III 13 XI	11 IV 27 X	5 V 6 X	30 V 6 IX	9 VII 23 VIII
7	12 III 8 XII	29 III 9 XI	14 IV 22 X	6 V 30 IX	30 V 4 IX	5 VII 28 VII
8	14 III 3 XII	30 III 6 XI	15 IV 20 X	7 V 1 X	1 VI 9 IX	13 VII 22 VII
9	13 III 28 XI	29 III 4 XI	12 IV 15 X	9 V 27 IX	2 VI 7 IX	4 VII 15 VIII
10	13 III 23 XI	1 IV 1 XI	20 IV 14 X	10 V 25 IX	30 V 5 IX	26 VI 12 VIII
11	2 III 29 XII	28 III 26 XI	18 IV 2 XI	6 V 11 X	1 VI 15 IX	— —
12	21 II 16 I	27 III 28 XI	17 IV 3 XI	8 V 12 X	3 VI 17 IX	— —

Пункт наблюдений	Температура воздуха, °С					
	0	5	10	15	20	25
13	—	25 III	15 IV	7 V	1 VI	—
14	1 III	26 XI	1 XI	11 X	17 IX	—
15	10 II	24 III	15 IV	6 V	2 VI	8 VII
16	20 II	28 XI	3 XI	11 X	17 IX	6 VIII
17	13 XII	27 III	15 IV	5 V	29 V	12 VII
18	—	18 XI	25 X	3 X	10 IX	6 VIII
19	—	23 III	19 IV	10 V	7 VI	—
20	—	4 XII	6 XI	13 X	16 IX	—
21	—	16 III	17 IV	11 V	7 VI	—
22	—	16 XII	12 XI	18 X	21 IX	—
23	—	14 III	14 IV	10 V	6 VI	—
24	—	19 XII	16 XI	20 X	22 IX	—
25	—	18 III	12 IV	8 V	5 VI	—
26	23 I	12 XII	12 XI	18 X	21 IX	—
27	13 I	18 III	12 IV	6 V	3 VI	—
28	—	15 XII	9 XI	17 X	19 IX	—
29	—	15 III	16 IV	10 V	8 VI	—
30	—	10 XII	18 XI	16 X	16 IX	—
31	—	7 III	19 IV	14 V	11 VI	—
32	—	1 I	17 XI	21 X	20 IX	—
33	—	27 II	15 IV	15 V	19 VI	—
34	—	19 I	22 XI	25 X	25 IX	—
35	—	7 III	13 IV	14 V	8 VI	—
36	—	9 I	23 XI	26 X	27 IX	—
37	—	5 III	10 IV	9 V	15 VI	—
38	—	19 XII	17 XI	19 X	21 IX	—
39	16 I	13 III	10 IV	5 V	4 VI	—
40	15 I	5 XII	5 XI	11 X	16 IX	—
41	—	15 III	18 IV	13 V	12 VI	—
42	—	27 XII	15 XI	16 X	18 IX	—
43	—	26 II	14 IV	12 V	9 VI	14 VII
44	—	16 I	24 XI	26 X	27 IX	19 VIII
45	—	18 III	10 IV	9 V	12 VI	21 VII
46	—	4 II	26 XI	28 X	29 IX	20 VIII
47	—	19 II	7 IV	5 V	5 VI	—
48	—	11 I	24 XI	26 X	28 IX	—
49	—	4 III	7 IV	5 V	7 VI	—
50	—	24 XII	12 XI	17 X	19 IX	—
51	—	27 II	10 IV	8 V	6 VI	13 VII
52	—	3 I	24 XI	26 X	27 IX	23 VIII
53	—	22 II	5 IV	1 V	27 V	2 VII
54	—	6 I	27 X	31 X	4 X	29 VIII
55	—	—	4 IV	4 V	6 VI	24 VII
56	—	—	28 XI	29 X	30 IX	21 VIII
57	—	20 II	15 IV	12 V	9 VI	8 VIII
58	—	16 I	30 XI	29 X	29 IX	19 VIII
59	—	—	7 IV	6 V	4 VI	1 VIII
60	—	—	4 XII	31 X	30 IX	22 VIII
61	—	21 II	4 IV	4 V	6 VI	29 VII
62	—	1 I	23 XI	26 X	27 IX	20 VIII
63	—	—	7 IV	3 V	1 VI	8 VII
64	—	—	4 XII	5 XI	2 X	22 VIII
65	—	—	5 IV	2 V	1 VI	15 XII
66	—	—	18 XII	18 XI	10 X	26 VIII
67	—	—	29 III	30 IV	30 V	11 VII
68	—	—	14 XII	10 XI	11 X	28 VIII
69	—	5 II	28 II	29 IV	30 V	9 VII
70	—	10 I	30 XI	2 XI	10 X	4 IX
71	—	12 II	25 III	20 IV	20 V	30 VI
72	—	20 XII	16 XI	25 X	3 X	17 IX
73	—	—	24 III	29 IV	28 V	9 VII
74	—	—	20 XII	7 XI	7 X	21 VIII
75	—	—	19 III	16 IV	27 V	9 VII
76	—	—	28 XII	13 XI	12 X	30 VIII
77	—	—	14 III	25 IV	25 V	8 VII
78	—	—	24 XI	14 XI	15 X	8 IX
79	—	—	18 III	24 IV	13 V	7 VII
80	—	—	3 XII	7 XI	25 X	15 IX
81	—	—	19 III	23 IV	9 V	29 VI
82	—	—	27 XI	2 XI	29 X	7 IX
83	—	—	24 III	28 IV	27 V	11 VII
84	—	—	7 XII	6 XI	4 X	21 VIII
85	—	—	4 IV	25 IV	10 V	4 VII
86	—	—	29 XII	12 XI	27 X	1 IX



Пункт наблюдений	Температура воздуха, °C					
	0	5	10	15	20	25
50	—	—	11 III 29 XII	22 IV 23 XI	8 V 3 XI	1 VII 17 IX
51	—	—	7 III 27 XII	20 IV 20 XI	7 V 3 XI	5 VII 18 IX
52	—	—	11 III 9 XII	19 IV 11 XI	7 V 26 X	27 VI 16 IX
53	—	—	18 III 27 XII	24 IV 13 XI	20 V 13 X	6 VII 29 VIII
54	—	—	13 III 30 XII	23 IV 21 XI	20 V 15 X	6 VII 7 IX
55	—	—	7 III 28 XII	19 IV 24 XI	19 V 21 X	12 VII 15 IX
56	—	—	9 III 10 XII	18 IV 12 XI	17 V 16 X	27 VI 13 IX

Таблица II.8

## Даты первого и последнего заморозков и продолжительность безморозного периода

Станция	Дата заморозка						Продолжительность безморозного периода, сут		
	последнего			первого			сред- няя	наименьшая (год)	наибольшая (год)
	средняя	самая ранняя	самая поздняя	средняя	самая ранняя	самая поздняя			
Остров Чистой Банки	30 III	1 III 1944	12 IV 1954	1 XI	12 X 1957	24 XI 1954	215	188 (1949)	233 (1941)
Зеленга	13 IV	21 III 1947	10 V 1952	17 X	26 IX 1956	22 XI 1954	186	164 (1941)	223 (1954)
Форт-Шевченко	28 III	3 III 1962	26 IV 1912	6 XI	12 X 1902	9 XII 1980	223	175 (1902)	267 (1971)
Бекдаш	21 III	16 II 1947	7 IV 1960	16 XI	26 X 1953	8 XII 1947	239	208 (1939)	294 (1947)
Кара-Богаз-Гол	14 III	1 III 1944	8 IV 1948, 1963	28 XI	29 X 1946	13 I 1925	258	222 (1953)	301 (1922)
Куули-Маяк	17 III	7 II 1941	4 IV 1948	16 XI	26 X 1953	19 XII 1940	243	220 (1953)	294 (1947)
Красноводск	5 III	2 I 1962	1 IV 1911	8 XII	1 XI 1950	29 XII 1904	279	230 (1934)	345 (1913)
Огурчинский остров	19 II	26 XII 1953	24 III 1942	17 XII	13 XI 1952	11 II 1939	300	245 (1952)	310 (1944)
Махачкала	25 III	22 II 1914	10 V 1952	18 XI	17 XI 1976	7 I 1980	237	185 (1896)	294 (1966)
Изберг	27 III	9 III 1955	11 IV 1942	21 XI	18 X 1949	13 XII 1954	238	205 (1953)	281 (1960)
Дербент	23 III	24 II 1966	11 IV 1942	30 XI	17 X 1911	20 I 1966	252	206 (1946)	329 (1966)
Сумгаит	20 III	6 II 1958	17 IV 1950	11 XII			265	219 (1950)	320 (1954)
Баку, обсерватория	5 III	21 I 1895	9 IV 1926	28 XII	14 XI 1941	7 III 1924	297	234 (1945)	367 (1954)
Остров Жилой	25 II	18 I 1944	27 III 1957	6 I	18 XI 1945	4 III 1955	314	247 (1945)	720 (1937, 1938)
Нефтяные Камни	26 II	—	—	14 I	—	—	322	—	—
Алят	14 III	7 II 1901	9 IV 1926	6 XII	7 XI 1914	31 I 1961	266	228 (1957)	316 (1960)
Свиной остров	3 III	1 II 1956	29 III 1957	10 I	30 XI 1931	19 III 1938	312	264 (1933)	699 (1954)
Зюйдостовый Култук	13 III	4 II 1955	9 IV 1926	3 XII	25 X 1945	20 I 1917	264	209 (1945)	321 (1916)
Ленкорань, маяк	10 III	13 I 1962	3 IV 1971	11 XII	13 XI 1978	14 I 1941	274	233 (1948)	361 (1962)

## Среднее, наибольшее и наименьшее число дней с морозом

Число дней	I	II	III	IV	X	XI	XII	Год
<b>Форт-Шевченко</b>								
Среднее	26	23	14	0	0	7	18	90
Наибольшее	31	29	26	5	7	21	29	118
Год	1951, 1954, 1960, 1972, 1973, 1977, 1980	1972	1954	1954	1976	1953	1950	1950
Наименьшее	15	8	0	0	0	0	6	49
Год	1966	1966	1980	*	*	*	1980	1966
<b>Бекдаш</b>								
Среднее	20	16	8	0	0	5	13	62
Наибольшее	31	27	19	3	3	16	29	91
Год	1977	1951, 1972	1954	1967	1976	1953	1950	1954
Наименьшее	2	3	1	0	0	0	0	31
Год	1972	1953	1976	*	—	—	1955	1955
<b>Куули-Маяк</b>								
Среднее	17	13	6	0	0	4	10	50
Наибольшее	31	27	14	1	3	14	23	74
Год	1977	1969	1976	1976	1953	1952	1950	1952, 1972
Наименьшее	4	0	0	—	0	0	0	28
Год	1966	1953	1968	—	*	*	1967	1955
<b>Красноводск</b>								
Среднее	12	10	2	—	—	2	6	32
Наибольшее	31	26	9	—	—	10	17	64
Год	1977	1955, 1962	1954	—	—	1952	1953	1972
Наименьшее	0	0	0	—	—	0	0	2
Год	*	1953	*	—	—	*	*	1958
<b>Челекен</b>								
Среднее	14	11	3	—	0	2	8	38
Наибольшее	30	27	14	—	1	10	21	70
Год	1977	1969	1973	—	1953	1950, 1959	1950	1950
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	0	9
Год	1966	1955, 1966	*	—	*	*	1969	1966
<b>Астара</b>								
Среднее	8	6	2	—	—	0	3	19
Наибольшее	25	23	8	—	—	5	10	62
Год	1972, 1977	1972	1972	—	—	1953	1972	1962, 1972
Наименьшее	0	0	0	—	—	0	0	2
Год	*	*	*	—	—	*	*	1962, 1966
<b>Свиной остров</b>								
Среднее	5	3	0	—	—	—	1	10
Наибольшее	22	15	3	—	—	—	10	37
Год	1977	1954	1957, 1963, 1969	—	—	—	1953	1969
Наименьшее	0	0	0	—	—	—	0	0
Год	*	*	*	—	—	—	*	*
<b>Нефтяные Камни</b>								
Среднее	3	3	0	—	—	—	—	6
Наибольшее	14	15	2	—	—	—	—	38
Год	1972	1954	1972	—	—	—	—	1972
Наименьшее	0	0	0	—	—	—	—	0
Год	*	*	*	—	—	—	—	*
<b>Сумгаит</b>								
Среднее	10	8	2	0	—	1	4	25
Наибольшее	27	26	7	0	—	4	21	52
Год	1950	1954	1968	*	—	1953	1968	1950, 1954
Наименьшее	0	0	0	0	—	0	0	0
Год	1960	1960	*	*	—	*	*	1960
<b>Махачкала</b>								
Среднее	20	17	10	0	0	3	12	50
Наибольшее	31	28	20	1	4	14	26	100
Год	1964, 1972	1972	1956, 1966	—	1976, 1977	1953	1977	1972
Наименьшее	4	0	0	0	0	0	0	16
Год	1966	*	1966	*	*	*	1980	1966

Примечания. 1. В строке «Среднее» стоит 0, если морозы в данном месяце наблюдались реже чем 5 раз за 10 лет, тире (—) стоит в тех случаях, когда морозы не наблюдались ни разу.

2. В строке «Год» стоит звездочка (\*), если можно указать более трех лет с данным числом дней.

## Среднее, наибольшее и наименьшее число дней без оттепели

Число дней	I	II	III	IV	XI	XII	Год
<b>Форт-Шевченко</b>							
Среднее	13	12	4	—	1	6	36
Наибольшее	28	28	13	—	7	14	—
Год	1977	1954	1954	—	1950, 1953	1953	—
Наименьшее	2	1	0	—	0	0	—
Год	1966	1957	*	—	—	—	—
<b>Бекдаш</b>							
Среднее	8	6	1	—	1	4	20
Наибольшее	27	21	7	—	6	19	—
Год	1977	1951	1954	—	1953	1960	—
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	—
Год	*	*	*	—	*	*	—
<b>Куули-Маяк</b>							
Среднее	2	2	0	—	0	1	5
Наибольшее	15	11	5	—	3	5	—
Год	1969	1969	1954	—	1952	1972	—
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	—
Год	*	*	*	—	*	*	—
<b>Красноводск</b>							
Среднее	2	1	0	—	0	0	3
Наибольшее	13	10	5	—	3	4	—
Год	1977	1969	1954	—	1954	1972	—
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	—
Год	*	*	*	—	*	*	—
<b>Челекен</b>							
Среднее	2	2	0	—	0	0	4
Наибольшее	15	10	4	—	2	4	—
Год	1977	1969	1954	—	1950, 1952	1972	—
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	—
Год	*	*	*	—	*	*	—
<b>Астара</b>							
Среднее	1	1	0	—	—	—	2
Наибольшее	8	9	1	—	—	—	18
Год	1950	1950	1969	—	—	—	—
Наименьшее	0	0	0	—	—	—	0
Год	*	*	*	—	—	—	*
<b>Свиной остров</b>							
Среднее	0	0	—	—	—	—	9
Наибольшее	3	4	—	—	—	—	4
Год	1969	1954	—	—	—	—	1954
Наименьшее	0	0	—	—	—	—	0
Год	*	*	—	—	—	—	*
<b>Нефтяные Камни</b>							
Среднее	0,5	0,5	—	—	—	—	1
Наибольшее	5	6	—	—	—	—	11
Год	1965	1969	—	—	—	—	1969
Наименьшее	0	0	—	—	—	—	0
Год	*	*	—	—	—	—	*
<b>Сумгаит</b>							
Среднее	2	2	0	0	0	0	4
Наибольшее	15	14	1	2	1	1	23
Год	1950	1954	1951, 1952	1954	1953	1952, 1953	1950
Наименьшее	0	0	0	0	0	0	0
Год	*	*	*	*	*	*	*
<b>Махачкала</b>							
Среднее	6	5	1	—	1	3	16
Наибольшее	23	21	7	—	6	17	46
Год	1977	1954	1960	—	1952	1953	1972
Наименьшее	0	0	0	—	0	0	0
Год	1960, 1967	*	*	—	*	*	1975

Примечания. 1. В графе «Среднее» стоит 0, если дни без оттепели бывают реже чем 5 раз за 10 лет, тире (—) стоит в тех случаях, когда дни без оттепели не наблюдались ни разу.

2. В графе «Год» стоит звездочка (\*), если можно указать более трех лет с данным числом дней.

## Число дней со среднесуточной температурой выше 20°C

t °C	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Астрахань</b>												
20,1—25,0	—	—	—	0,1	10,2	15,1	11,5	16,3	7,3	0,2	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,6	9,7	17,9	11,2	0,5	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	0,2	1,0	0,2	—	—	—	—
<b>Остров Чечень</b>												
20,1—25,0	—	—	—	—	4,4	19,9	16,2	16,2	14,6	1,9	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	—	3,2	14,6	14,0	1,5	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,1	0,02	—	—	—	—
<b>Махачкала</b>												
20,1—25,0	—	—	—	—	4,7	18,8	15,6	17,4	13,0	0,9	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,03	3,6	14,5	12,2	0,9	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	0,01	0,3	0,1	—	—	—	—
<b>Дербент</b>												
20,1—25,0	—	—	—	—	3,1	19,1	15,4	15,6	15,4	0,8	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	—	2,6	15,4	14,6	1,1	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,02	0,02	—	—	—	—
<b>Баку</b>												
20,1—25,0	—	—	0,03	0,2	8,5	18,4	9,4	7,8	19,1	4,7	0,03	0,03
25,1—30,0	—	—	—	—	0,1	7,1	20,6	22,3	4,6	0,03	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	0,1	0,8	0,6	—	—	—	—
<b>Остров Жилой</b>												
20,1—25,0	—	—	—	—	1,6	18,7	17,0	8,2	21,6	4,7	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,03	1,4	13,9	22,8	4,1	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,1	0,03	—	—	—	—
<b>Алят</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	0,2	9,7	17,3	5,9	5,8	20,0	4,2	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,2	9,4	23,6	24,3	4,2	0,04	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	0,1	1,3	0,7	—	—	—	—
<b>Зюйдостовый Култук</b>												
20,1—25,0	—	—	0,02	0,04	8,7	20,8	7,6	6,7	21,0	5,0	0,02	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,02	6,0	23,2	24,0	4,0	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,1	1,1	—	—	—	—
<b>Астара</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	0,1	6,7	22,7	14,8	15,8	18,9	3,2	0,05	0,02
25,1—30,0	—	—	0,02	—	—	2,8	15,8	14,5	1,1	—	—	—
<b>Форт-Шевченко</b>												
20,1—25,0	—	—	0,01	0,4	8,2	16,2	11,1	15,3	10,4	0,6	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,1	7,9	17,2	13,1	2,2	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	2,4	1,2	0,04	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—
<b>Александр-Бай</b>												
20,1—25,0	—	—	—	0,3	8,0	4,7	14,4	13,5	15,3	15,9	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,6	—	14,7	15,0	1,3	8,4	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,7	1,1	—	0,5	—	—
<b>Бекдаш</b>												
20,1—25,0	—	—	—	0,3	4,7	16,9	17,9	13,5	15,3	1,1	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,3	2,3	10,4	15,0	1,3	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,4	1,1	—	—	—	—
<b>Кара-Богаз-Гол</b>												
20,1—25,0	—	—	—	0,4	8,0	17,4	10,7	10,0	17,1	2,1	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,6	4,7	17,9	17,7	2,7	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	1,8	2,5	—	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—
<b>Куули-Маяк</b>												
20,1—25,0	—	—	—	0,3	4,7	16,9	14,4	10,0	17,1	2,1	—	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,3	2,3	14,7	17,7	2,7	—	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	0,7	2,5	—	—	—	—

$T^{\circ}C$	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Красноводск</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	1,7	14,0	12,3	2,2	2,5	14,7	5,8	0,1	—
25,1—30,0	—	—	—	—	4,4	14,6	17,9	16,3	12,1	0,3	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	0,5	1,1	10,4	11,6	0,5	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	1	0,2	0,4	0,5	—	—	—	—
<b>Огурчинский остров</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	0,4	8,0	17,4	10,7	6,8	16,8	7,1	0,2	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,6	4,7	17,9	19,1	8,5	0,4	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	1,8	4,6	0,2	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—
<b>Челекен</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	0,4	8,0	17,4	10,7	6,8	16,8	5,8	0,1	—
25,1—30,0	—	—	—	—	0,6	4,7	17,9	19,1	8,5	0,3	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	—	—	1,8	4,6	0,2	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—
<b>Гасан-Кули</b>												
20,1—25,0	—	—	0,1	1,7	13,4	15,4	7,1	6,8	14,7	8,4	0,2	—
25,1—30,0	—	—	—	—	2,0	10,7	20,1	19,1	12,1	0,5	—	—
30,1—35,0	—	—	—	—	0,1	0,4	3,5	4,6	0,5	—	—	—
35,1—40,0	—	—	—	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—	—

Примечания. 1. Числа меньше единицы означают, что в данном месяце соответствующие среднесуточные температуры наблюдаются не ежегодно.

2. Тире стоит в случаях, если указанные среднесуточные температуры не отмечались ни разу.

Таблица II.12

Число дней с относительной влажностью воздуха  $\leq 30\%$  в любой из сроков и  $\geq 80\%$  в 13 ч

Влажность, %	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Астрахань</b>													
$\leq 30$	—	0,3	1,7	11,5	12,6	11,7	11,5	11,7	9,0	3,2	0,4	—	73,6
$\geq 80$	16,2	10,9	6,2	1,6	0,8	0,1	0,2	0,2	0,8	2,7	9,2	15,3	64,2
<b>Махачкала</b>													
$\leq 30$	0,1	0,2	0,2	0,8	0,6	1,3	1,0	0,8	0,2	0,1	0,04	0,1	5,4
$\geq 80$	17,5	14,6	12,9	6,2	3,2	1,0	0,9	0,8	2,9	8,2	15,3	18,0	101,5
<b>Дербент</b>													
$\leq 30$	0,04	0,1	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,04	0,1	1,2
$\geq 80$	20,4	17,5	18,0	10,6	6,8	2,7	1,2	1,2	3,8	10,0	16,2	18,9	127,3
<b>Баку</b>													
$\leq 30$	0,5	0,6	0,7	1,5	1,6	3,9	4,0	2,8	0,6	0,2	0,2	0,6	17,2
$\geq 80$	9,6	7,7	7,5	3,4	0,8	0,3	0,0	0,1	0,9	3,1	6,8	7,8	48,0
<b>Ленкорань, зональная</b>													
$\leq 30$	1,0	1,0	1,0	0,3	0,3	1,0	1,6	1,0	0,2	0,04	0,2	0,4	8,0
$\geq 80$	13,3	12,4	13,3	7,7	5,2	1,8	1,1	1,9	7,9	11,9	15,3	14,1	105,9
<b>Форт-Шевченко</b>													
$\leq 30$	1,0	0,9	2,8	7,7	7,5	6,8	5,5	8,0	8,9	5,5	3,4	1,6	59,6
$\geq 80$	14,4	10,7	9,0	6,3	4,2	2,9	1,5	2,1	2,1	3,8	7,5	12,2	76,7
<b>Красноводск, город</b>													
$\leq 30$	0,3	0,8	1,4	6,2	9,7	13,1	15,8	17,0	15,4	6,7	2,6	1,0	90,0
$\geq 80$	9,0	5,0	3,0	2,2	0,6	0,3	0,1	0,1	0,0	0,6	3,6	8,0	32,5
<b>Гасан-Кули</b>													
$\leq 30$	1,6	4,3	4,1	4,5	4,6	2,7	1,0	1,5	3,8	5,8	4,3	1,4	39,6
$\geq 80$	5,8	4,2	3,5	2,3	1,1	0,3	0,3	0,4	0,4	1,6	1,9	5,1	26,9

Повторяемость (%) ясного (0—2 балла), полужасного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба по общей облачности

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Береговые гидрометстанции</b>												
<b>Астрахань</b>												
0—2	21	27	28	31	37	42	51	51	53	39	29	20
3—7	7	7	12	17	23	23	21	22	18	16	11	7
8—10	72	66	60	49	40	32	25	21	29	45	60	73
<b>Махачкала</b>												
0—2	17	14	16	25	29	35	45	45	38	30	18	15
3—7	11	9	10	14	22	24	22	22	23	18	12	10
8—10	72	77	74	61	49	41	33	33	39	52	70	75
<b>Дербент</b>												
0—2	19	18	18	29	36	46	52	53	43	30	22	18
3—7	8	8	8	11	16	17	16	18	14	13	10	9
8—10	73	74	74	60	48	37	32	29	43	57	68	73
<b>Баку, обсерватория</b>												
0—2	22	17	16	28	35	55	62	63	48	29	23	21
3—7	13	13	14	15	19	19	18	18	19	18	15	14
8—10	65	70	70	57	46	26	20	19	33	52	62	65
<b>Ленкорань, зональная</b>												
0—2	25	20	18	23	28	49	56	51	37	25	22	24
3—7	14	14	16	21	28	23	23	23	17	19	18	15
8—10	61	66	66	56	44	28	21	26	46	56	60	60
<b>Гурьев</b>												
0—2	32	35	34	40	41	47	53	58	56	45	41	30
3—7	6	8	10	15	19	22	21	19	16	12	9	7
8—10	62	57	56	45	40	31	26	23	28	43	50	63
<b>Остров Кулалы</b>												
0—2	23	28	31	40	44	53	59	62	57	40	33	23
3—7	9	9	12	16	20	20	17	17	18	17	12	10
8—10	68	63	57	44	35	27	21	21	25	43	55	67
<b>Форт-Шевченко</b>												
0—2	30	31	32	41	41	49	53	60	56	39	29	22
3—7	11	12	13	13	20	22	18	17	18	17	13	10
8—10	59	57	55	46	39	29	21	23	26	44	58	68
<b>Кара-Богаз-Гол</b>												
0—2	34	33	57	68	76	62	65	70	67	48	41	27
3—7	14	13	4	4	5	16	17	16	16	20	17	14
8—10	52	54	39	28	19	22	18	14	17	32	42	59
<b>Красноводск</b>												
0—2	36	34	32	40	45	65	65	71	72	51	43	29
3—7	13	13	14	15	19	17	17	16	14	19	17	15
8—10	51	53	54	45	36	18	18	13	14	30	40	56
<b>Квадраты открытого моря</b>												
<b>Квадрат 1</b>												
0—2	24	29	30	25	42	47	75	53	37	40	33	23
3—7	8	9	12	13	30	33	5	25	37	23	11	8
8—10	68	62	58	62	28	20	20	22	26	37	56	69
<b>Квадрат 2</b>												
0—2	27	31	32	57	59	53	76	64	20	25	36	26
3—7	7	9	11	23	19	22	4	28	32	21	10	8
8—10	66	60	57	20	22	25	20	8	48	54	54	66
<b>Квадрат 3</b>												
0—2	29	33	33	59	55	53	61	59	50	25	39	28
3—7	7	9	11	14	23	32	22	30	25	20	10	8
8—10	64	58	56	27	22	15	17	11	25	55	51	64

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Квадрат 4</b>												
0—2	29	34	27	39	52	60	51	12	64	36	41	30
3—7	8	8	18	8	18	20	20	55	16	40	10	8
8—10	63	58	55	53	30	20	29	33	20	54	49	62
<b>Квадрат 5</b>												
0—2	18	25	28	35	37	54	52	59	63	40	27	18
3—7	14	8	12	35	33	34	38	15	20	24	12	9
8—10	68	67	60	30	30	12	10	26	17	36	61	73
<b>Квадрат 6</b>												
0—2	21	27	29	68	37	45	69	58	30	39	29	20
3—7	7	7	12	15	27	25	16	26	11	21	12	9
8—10	72	66	59	17	36	30	15	16	59	40	59	71
<b>Квадрат 7</b>												
0—2	24	28	30	38	28	46	55	53	47	32	32	22
3—7	6	9	12	20	27	28	22	20	25	18	11	9
8—10	70	63	58	42	45	26	23	27	28	50	57	69
<b>Квадрат 8</b>												
0—2	25	30	32	65	78	56	55	65	45	29	35	25
3—7	8	8	11	16	13	18	20	22	20	32	11	9
8—10	67	62	57	19	9	26	25	13	35	39	54	66
<b>Квадрат 9</b>												
0—2	26	31	33	50	66	75	50	35	57	30	37	26
3—7	8	9	11	8	14	12	13	36	18	24	12	10
8—10	66	60	56	42	20	13	37	29	25	46	51	64
<b>Квадрат 10</b>												
0—2	26	32	33	38	57	65	50	10	66	40	39	28
3—7	9	9	13	10	13	22	11	57	14	10	11	10
8—10	65	59	54	52	30	13	39	33	20	50	50	62
<b>Квадрат 11</b>												
0—2	—	—	—	29	42	43	62	54	46	42	12	—
3—7	—	—	—	18	33	29	13	28	25	14	15	—
8—10	—	—	—	53	25	28	25	18	29	44	73	—
<b>Квадрат 12</b>												
0—2	—	14	25	51	57	48	56	57	45	41	6	—
3—7	—	14	25	23	24	31	28	29	23	25	28	—
8—10	—	72	50	26	19	21	16	14	32	34	66	—
<b>Квадрат 13</b>												
0—2	—	—	—	46	58	38	48	63	40	41	15	—
3—7	—	—	—	28	16	38	39	23	32	27	20	—
8—10	—	—	—	25	26	24	13	14	28	32	65	—
<b>Квадрат 15</b>												
0—2	—	—	22	29	35	53	54	54	41	34	15	7
3—7	—	—	22	24	27	23	18	24	25	30	14	10
8—10	—	—	56	47	38	24	23	22	34	36	71	83
<b>Квадрат 16</b>												
0—2	13	16	10	31	25	32	42	53	48	27	15	14
3—7	21	20	15	26	17	34	22	26	25	30	11	14
8—10	66	64	75	43	58	34	36	21	27	43	74	72
<b>Квадрат 17</b>												
0—2	17	24	29	39	36	44	60	59	42	41	14	12
3—7	28	28	18	26	51	44	31	27	39	34	34	39
8—10	55	48	53	35	13	12	9	14	19	25	52	49
<b>Квадрат 18</b>												
0—2	10	18	24	55	31	49	52	67	56	38	9	11
3—7	48	25	33	32	52	44	40	13	30	36	55	46
8—10	42	57	43	13	17	7	8	20	14	26	36	43



Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Квадрат 19</b>												
0—2	18	18	41	42	46	46	52	63	38	50	21	16
3—7	41	36	29	39	46	46	45	15	29	32	21	55
8—10	41	46	30	19	8	8	3	22	33	18	53	29
<b>Квадрат 21</b>												
0—2	13	17	24	31	33	43	55	50	39	42	15	22
3—7	15	14	14	24	32	22	21	28	20	26	15	17
8—10	72	69	62	45	35	35	24	22	41	32	70	61
<b>Квадрат 22</b>												
0—2	23	20	20	44	30	44	52	59	42	29	29	24
3—7	24	23	25	20	37	44	30	26	31	27	24	38
8—10	53	57	55	36	33	12	18	15	27	44	47	38
<b>Квадрат 23</b>												
0—2	26	22	14	52	41	55	53	58	44	49	17	—
3—7	30	22	29	31	41	35	34	34	31	23	38	—
8—10	44	56	57	17	18	9	12	8	22	28	45	—
<b>Квадрат 24</b>												
0—2	22	22	25	49	41	50	66	41	29	29	18	9
3—7	11	28	33	24	46	44	42	24	49	33	42	55
8—10	67	50	42	27	12	15	8	10	10	38	40	36
<b>Квадрат 25</b>												
0—2	20	15	36	56	32	68	52	57	49	66	24	22
3—7	40	22	21	23	36	18	34	27	33	14	29	30
8—10	40	63	43	11	32	14	14	16	18	20	47	48
<b>Квадрат 26</b>												
0—2	—	18	—	50	67	56	—	49	—	—	40	20
3—7	—	13	—	35	22	33	—	20	—	—	17	17
8—10	—	69	—	15	11	11	—	31	—	—	43	63
<b>Квадрат 27</b>												
0—2	—	27	42	—	—	43	56	52	58	25	9	17
3—7	—	10	11	—	—	36	32	27	22	21	10	17
8—10	—	63	47	—	—	21	12	21	19	54	81	66
<b>Квадрат 28</b>												
0—2	19	12	20	40	40	45	52	62	46	47	18	24
3—7	28	22	29	25	36	41	34	26	27	21	31	36
8—10	53	66	51	35	24	14	14	12	25	32	31	41
<b>Квадрат 29</b>												
0—2	18	18	43	51	36	59	51	61	42	52	24	24
3—7	34	20	21	22	40	31	33	27	28	24	30	40
8—10	48	62	36	24	24	10	16	12	30	24	46	36
<b>Квадрат 30</b>												
0—2	24	17	—	34	58	59	59	72	52	52	26	17
3—7	35	25	—	32	25	30	24	20	31	27	42	23
8—10	41	58	—	34	17	11	17	8	17	21	32	50
<b>Квадрат 31</b>												
0—2	16	10	25	40	50	60	66	67	62	49	34	14
3—7	19	14	15	19	23	23	21	17	19	17	16	18
8—10	65	76	60	41	27	17	13	16	19	34	50	65
<b>Квадрат 32</b>												
0—2	14	30	8	37	46	61	49	65	43	27	22	31
3—7	22	26	25	17	24	30	37	22	36	14	13	25
8—10	64	44	67	46	30	9	14	13	21	59	65	44
<b>Квадрат 33</b>												
0—2	20	11	13	14	47	47	76	71	60	28	16	18
3—7	9	9	15	26	30	27	20	20	19	39	39	37
8—10	71	80	72	60	23	26	4	9	21	33	45	45

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Квадрат 34</b>												
0—2	3	35	36	32	50	58	68	69	55	28	5	15
3—7	30	17	24	10	25	29	26	22	19	18	43	22
8—10	67	48	60	58	25	13	8	9	26	54	52	63
<b>Квадрат 35</b>												
0—2	14	25	24	28	46	56	68	69	57	46	17	24
3—7	17	9	25	24	16	15	24	20	23	14	38	19
8—10	69	66	60	48	38	29	8	12	20	40	45	57
<b>Квадрат 36</b>												
0—2	27	21	21	44	45	58	63	66	56	53	31	26
3—7	43	33	41	16	32	31	31	25	30	32	31	44
8—10	30	46	38	40	23	11	6	9	14	15	38	30
<b>Квадрат 37</b>												
0—2	26	26	28	33	48	66	55	70	51	29	27	23
3—7	23	30	10	10	27	26	36	16	35	21	32	44
8—10	51	44	62	47	15	8	9	14	14	20	41	33
<b>Квадрат 38</b>												
0—2	23	13	20	27	39	63	70	66	54	39	24	25
3—7	15	15	20	16	28	17	19	17	20	24	24	26
8—10	62	72	60	57	33	20	11	17	26	37	52	48
<b>Квадрат 40</b>												
0—2	15	15	26	58	49	78	54	68	53	51	17	23
3—7	37	35	37	16	33	13	36	21	40	27	39	37
8—10	48	50	37	26	18	9	10	11	7	22	44	40
<b>Квадрат 41</b>												
0—2	28	20	22	41	44	60	54	65	60	51	27	24
3—7	38	22	36	12	33	30	32	25	29	26	35	35
8—10	34	58	42	44	23	10	14	10	11	23	38	41
<b>Квадрат 43</b>												
0—2	26	28	25	33	51	56	53	52	52	45	24	28
3—7	19	19	15	17	11	19	21	23	23	25	33	16
8—10	55	53	60	56	38	25	26	25	25	30	43	56
<b>Квадрат 44</b>												
0—2	15	41	22	59	73	57	71	71	34	58	21	39
3—7	50	13	22	15	9	27	23	20	47	21	36	29
8—10	35	46	56	26	18	20	6	9	19	21	43	32
<b>Квадрат 45</b>												
0—2	31	42	14	12	46	10	58	65	72	44	40	22
3—7	23	38	36	38	27	70	24	21	18	28	20	46
8—10	46	20	50	50	27	20	18	14	10	28	40	32
<b>Квадрат 46</b>												
0—2	54	12	17	32	62	54	35	81	50	56	11	43
3—7	31	44	33	48	19	23	33	12	25	13	33	7
8—10	15	44	50	50	19	28	12	7	25	31	56	50

Таблица II.14

Повторяемость (%) ясного (0—2 балла), полужасного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба по нижней облачности

Облачность, балл	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Астрахань</b>												
0—2	39	49	54	76	81	83	82	83	81	67	51	36
3—7	5	4	6	8	10	11	13	12	8	8	5	4
8—10	56	47	40	16	9	6	5	5	11	25	44	60
<b>Остров Укатный</b>												
0—2	42	54	63	81	87	92	91	91	85	69	53	43
3—7	4	4	5	3	7	4	6	4	6	9	9	4
8—10	54	42	32	16	6	4	3	5	9	22	38	53
<b>Махачкала</b>												
0—2	32	31	35	58	72	71	75	71	62	48	26	32
3—7	9	9	10	9	12	15	14	15	17	16	10	9
8—10	59	60	55	33	16	14	11	14	21	36	54	59
<b>Дербент</b>												
0—2	27	27	28	51	68	68	74	73	55	40	23	27
3—7	7	6	8	7	0	11	9	9	11	11	8	8
8—10	66	67	64	42	23	21	17	18	34	49	59	65
<b>Баку, обсерватория</b>												
0—2	33	29	34	56	70	77	82	82	61	43	38	36
3—7	13	4	16	15	15	14	11	10	18	19	16	15
8—10	54	57	50	29	15	9	7	8	21	38	46	49
<b>Форт-Шевченко</b>												
0—2	45	51	60	77	88	87	94	93	85	65	48	38
3—7	8	8	6	5	4	6	3	3	7	11	10	9
8—10	47	41	34	18	8	7	3	4	8	24	42	53
<b>Кара-Богаз-Гол</b>												
0—2	58	56	40	46	31	82	87	90	87	72	63	47
3—7	5	4	15	19	13	5	3	3	4	7	7	6
8—10	47	40	45	35	56	13	10	7	9	21	30	47
<b>Красноводск</b>												
0—2	69	68	68	78	88	92	94	97	94	85	77	69
3—7	5	5	6	6	3	4	3	2	3	5	6	7
8—10	26	27	26	16	9	4	3	1	3	10	17	30

Таблица II.15

Среднее число ясных и пасмурных дней по нижней облачности

Состояние неба	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Зеленга</b>													
Ясно	7,1	8,9	10,8	20,4	23,9	25,1	27,2	72,1	23,4	15,2	9,2	6,5	205
Пасмурно	9,6	6,1	5,3	1,0	0,2	—	0,04	—	0,1	1,6	6,0	10,5	41
<b>Бирючья Коса</b>													
Ясно	6,7	8,4	10,4	18,9	23,2	23,1	24,4	24,4	22,4	14,3	8,8	5,7	191
Пасмурно	8,8	6,3	3,8	0,9	0,4	0,04	—	0,04	0,08	1,3	5,9	9,4	37
<b>Махачкала</b>													
Ясно	3,6	3,0	3,0	8,6	14,3	13,7	15,3	14,3	10,5	6,3	4,8	2,6	100
Пасмурно	12,1	12,1	11,1	4,1	0,7	0,8	0,9	0,9	2,3	6,2	9,9	13,5	75
<b>Дербент</b>													
Ясно	2,4	2,2	2,3	7,3	11,7	11,7	13,9	15,3	9,1	5,6	4,2	1,9	88
Пасмурно	15,2	14,2	14,1	6,7	2,1	2,2	1,8	2,5	5,5	8,4	12,2	15,8	100
<b>Баку, обсерватория</b>													
Ясно	4,2	4,0	4,0	10,7	17,7	19,2	22,3	20,7	13,3	7,8	4,8	5,3	136
Пасмурно	10,9	10,4	8,7	3,5	0,7	0,3	0,3	0,6	2,1	5,2	8,1	9,7	60
<b>Ленкорань, зональная</b>													
Ясно	7,5	5,9	5,6	8,3	11,6	17,1	20,8	18,9	10,8	8,2	6,7	7,4	129
Пасмурно	11,0	10,6	12,0	7,4	3,6	2,1	1,4	2,8	8,6	9,7	10,9	10,6	91

Состояние неба	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Форт-Шевченко</b>													
Ясно	6,5	8,1	10,1	16,1	21,7	20,8	25,5	25,6	20,7	12,1	6,5	5,4	179
Пасмурно	8,5	6,3	5,1	1,7	0,3	0,3	0,2	0,1	0,4	2,7	6,9	11,1	44
<b>Красноводск</b>													
Ясно	12,1	11,3	13,0	16,9	22,1	23,4	25,9	28,1	25,0	18,1	16,1	9,9	222
Пасмурно	2,5	2,3	3,4	1,3	0,7	0,1	—	—	—	0,3	0,8	3,3	15
<b>Кара-Богаз-Гол</b>													
Ясно	9,1	9,3	11,5	15,1	19,9	22,4	23,9	25,7	23,7	17,8	12,3	9,4	200
Пасмурно	6,4	5,6	5,0	2,3	0,9	0,2	0,2	0,1	0,3	0,9	2,7	6,5	31

Таблица II.16

Повторяемость (%) различных градаций нижней облачности при определенных градациях общей облачности

Облачность, балл		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
общая	нижняя													
<b>Астрахань</b>														
0—2	0—2	21	27	28	34	37	42	51	54	53	39	29	20	—
3—7	0—2	6	5	8	14	17	19	16	16	13	12	8	5	—
	3—7	1	2	4	3	6	7	8	6	5	4	3	2	—
8—10	0—2	8	15	16	26	24	18	14	12	13	14	11	8	—
	3—7	4	2	4	6	7	8	6	7	6	6	3	3	—
	8—10	60	49	40	17	9	6	5	5	10	25	46	62	—
<b>Дербент</b>														
0—2	0—2	15	14	19	28	30	42	45	50	39	24	14	16	28
3—7	0—2	4	3	3	10	13	13	13	9	7	9	4	4	8
	3—7	4	4	5	3	6	7	8	9	5	5	7	5	6
8—10	0—2	5	6	7	15	19	13	10	7	5	0	3	5	8
	3—7	2	2	3	5	6	5	5	4	3	6	2	2	4
	8—10	70	71	63	39	26	20	19	21	37	56	70	68	46
<b>Баку, обсерватория</b>														
0—2	0—2	21	20	29	29	37	57	59	61	52	31	19	23	36
3—7	0—2	7	5	7	11	16	16	16	14	9	8	7	6	10
	3—7	4	5	5	3	4	2	2	5	6	8	6	5	5
8—10	0—2	7	10	11	24	24	11	10	9	7	8	9	7	11
	3—7	8	7	9	10	7	6	7	5	9	9	10	7	8
	8—10	53	53	48	23	12	8	6	6	17	36	49	52	30
<b>Астара</b>														
0—2	0—2	27	24	19	24	29	49	50	50	35	28	22	26	32
3—7	0—2	9	7	7	10	14	14	15	10	5	6	6	7	9
	3—7	4	5	4	5	7	8	8	9	10	9	6	5	7
8—10	0—2	6	7	9	13	13	7	7	6	3	4	6	7	7
	3—7	2	2	2	5	6	4	3	3	2	2	3	1	3
	8—10	52	55	59	43	31	18	17	22	45	51	57	54	42
<b>Гурьев</b>														
0—2	0—2	32	35	34	14	41	47	53	58	56	45	41	30	—
3—7	0—2	5	7	8	12	15	16	13	13	12	11	7	6	—
	3—7	1	1	2	3	4	6	8	6	4	2	2	1	—
8—10	0—2	14	17	20	27	27	19	15	15	18	18	17	14	—
	3—7	2	3	3	4	5	5	5	3	2	4	2	2	—
	8—10	46	37	33	14	8	7	6	5	8	20	31	47	—
<b>Форт-Шевченко</b>														
0—2	0—2	20	27	30	37	42	51	58	62	56	42	33	25	—
3—7	0—2	6	6	9	12	17	16	16	14	12	10	8	7	—
	3—7	5	5	4	2	3	3	2	2	5	6	5	4	—
8—10	0—2	12	14	17	28	26	22	17	17	16	16	13	12	—
	3—7	3	2	3	3	3	3	3	2	3	4	4	2	—
	8—10	54	46	37	18	9	5	4	3	8	22	37	50	—
<b>Кара-Богаз-Гол</b>														
0—2	0—2	24	26	28	34	41	61	61	68	70	50	35	30	—
3—7	0—2	7	10	10	12	18	15	17	14	10	14	11	7	—
	3—7	5	5	4	3	2	2	2	2	3	4	5	5	—
8—10	0—2	20	17	21	26	26	14	13	11	12	15	18	18	—
	3—7	2	2	4	4	3	2	2	2	1	3	4	2	—
	8—10	42	40	33	21	10	6	5	3	4	14	27	38	—
<b>Красноводск</b>														
0—2	1—2	29	32	32	38	46	64	63	71	72	55	37	33	—
3—7	0—2	9	8	10	12	15	13	15	13	10	11	13	8	—
	3—7	4	4	4	3	3	4	3	3	3	5	4	5	—
8—10	0—2	21	22	24	24	22	12	13	10	12	16	20	20	—
	3—7	3	2	3	3	3	2	2	1	0	2	4	2	—
	8—10	34	32	27	20	11	5	4	2	3	11	23	32	—

Таблица II.17

## Сумма осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	XI-III	IV-X
Астрахань	13	13	13	13	20	18	16	14	17	14	14	17	182	70	112
Зеленга	11	11	11	11	21	17	14	11	15	13	13	15	163	61	102
Бирючья Коса	17	16	16	16	19	21	17	16	16	14	15	17	200	81	119
Искусственный остров	13	11	10	10	13	15	10	10	10	9	10	10	131	54	77
Забурунье	14	12	13	14	16	20	16	12	12	13	13	19	174	71	103
Ганюшкино	12	11	12	15	17	20	16	13	13	14	13	17	173	65	108
Махачкала	19	28	26	26	28	31	28	29	50	45	52	39	411	174	237
Дербент	31	28	25	25	22	23	19	23	49	53	53	42	393	179	214
Низовая Пристань	30	27	30	27	27	27	15	19	38	54	49	38	381	174	207
Сумгаит	18	12	16	16	8	6	3	5	10	24	24	18	160	88	72
Баку, обсерватория	25	19	23	22	12	8	5	6	15	29	33	25	222	125	97
Остров Артема	17	13	16	16	8	6	3	5	9	24	24	17	158	87	71
Нефтяные Камни	13	11	10	11	7	3	3	2	6	14	17	13	110	64	46
Лейкорань	91	95	115	61	40	35	22	66	204	243	166	105	1243	572	671
Астара	72	83	110	57	41	33	32	81	210	255	178	95	1247	538	709
Форт-Шевченко	11	10	12	17	15	17	15	15	17	15	12	16	172	61	111
Бекдаш	10	10	16	15	7	3	4	4	3	9	10	9	100	55	45
Кара-Богаз-Гол	8	9	15	12	9	3	5	3	3	8	10	10	95	52	43
Красноводск	15	13	19	17	11	4	4	2	3	7	12	16	123	75	48
Огурчинский остров	12	12	15	14	7	2	2	2	2	7	12	13	101	64	37
Гасан-Кули	18	19	26	19	13	9	9	9	14	18	21	21	196	105	91

Таблица II.18

## Твердые, жидкие и смешанные осадки (% общего количества)

Осадки	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	
<b>Астрахань</b>														
Твердые	53	51	39	—	—	—	—	—	—	—	—	14	41	14
Жидкие	17	15	29	80	100	100	100	100	100	89	69	34	74	
Смешанные	30	34	32	20	—	—	—	—	—	11	17	25	12	
<b>Бирючья Коса</b>														
Твердые	54	59	43	—	—	—	—	—	—	—	16	31	15	
Жидкие	26	16	22	95	100	100	100	100	100	96	69	40	68	
Смешанные	20	25	35	5	—	—	—	—	—	4	15	29	17	
<b>Махачкала</b>														
Твердые	28	38	27	—	—	—	—	—	—	1	2	19	10	
Жидкие	35	21	33	87	96	100	100	100	100	92	78	47	72	
Смешанные	37	41	40	13	4	—	—	—	—	7	20	34	18	
<b>Баку</b>														
Твердые	23	27	11	—	—	—	—	—	—	—	4	8	7	
Жидкие	54	48	50	96	100	100	100	100	100	100	80	80	81	
Смешанные	23	25	39	4	—	—	—	—	—	—	16	12	12	
<b>Остров Жилой</b>														
Твердые	4	20	6	—	—	—	—	—	—	—	2	1	3	
Жидкие	74	47	72	100	100	100	100	100	100	100	95	84	86	
Смешанные	22	33	22	—	—	—	—	—	—	—	3	15	11	
<b>Астара</b>														
Твердые	14	23	8	1	—	—	—	—	—	—	1	1	4	
Жидкие	70	48	69	99	100	100	100	100	100	100	93	88	89	
Смешанные	16	29	23	—	—	—	—	—	—	—	6	11	7	
<b>Ганюшкино</b>														
Твердые	68	64	48	1	—	—	—	—	—	4	21	53	21	
Жидкие	11	13	16	83	100	100	100	100	100	82	70	28	67	
Смешанные	21	23	36	16	—	—	—	—	—	14	9	19	12	
<b>Форт-Шевченко</b>														
Твердые	30	37	20	4	—	—	—	—	—	1	9	24	9	
Жидкие	32	19	50	94	100	100	100	100	100	98	64	35	78	
Смешанные	38	44	30	2	—	—	—	—	—	1	27	41	13	
<b>Кара-Богаз-Гол</b>														
Твердые	21	20	6	—	—	—	—	—	—	8	3	15	7	
Жидкие	42	46	67	97	100	100	100	100	100	90	83	52	75	
Смешанные	37	34	27	3	—	—	—	—	—	2	14	33	18	
<b>Красноводск</b>														
Твердые	24	18	5	—	—	—	—	—	—	—	2	12	9	
Жидкие	43	33	67	100	100	100	100	100	100	100	86	68	70	
Смешанные	33	49	28	—	—	—	—	—	—	—	12	20	21	

## Средняя и максимальная продолжительность осадков (ч)

Продолжительность осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Астрахань</b>													
Средняя	76	63	79	33	22	14	14	12	17	29	60	87	506
Максимальная	132	144	128	104	43	33	48	26	42	52	130	153	667
<b>Махачкала</b>													
Средняя	171	144	121	58	44	32	32	28	54	91	154	174	1103
Максимальная	273	352	272	154	87	57	52	57	102	242	253	318	531
<b>Дербент</b>													
Средняя	150	142	120	49	36	28	23	23	55	93	136	144	999
Максимальная	315	350	254	126	72	58	70	49	128	225	310	253	560
<b>Баку, обсерватория</b>													
Средняя	98	91	85	39	22	13	8	8	28	65	89	84	630
Максимальная	236	165	183	127	52	30	25	28	81	190	181	139	420
<b>Зюйдостовый Култук</b>													
Средняя	86	84	83	40	21	10	5	5	24	61	85	80	584
Максимальная	181	172	188	142	40	35	24	16	96	245	250	157	420
<b>Астара</b>													
Средняя	114	123	155	76	41	26	16	32	125	157	149	137	1151
Максимальная	217	263	294	187	81	76	40	114	238	377	325	248	824
<b>Форт-Шевченко</b>													
Средняя	47	44	34	24	19	11	8	8	19	31	28	42	315
Максимальная	125	169	74	76	64	45	28	46	40	81	74	102	460
<b>Красноводск</b>													
Средняя	51	44	46	36	16	6	4	4	7	14	28	39	295
Максимальная	116	111	140	77	59	23	14	26	40	52	48	92	452

Таблица II.20

Повторяемость (%) туманов различной продолжительности  $\tau$  в холодную и теплую половину года, средняя  $\tau_{\text{ср}}$  и максимальная  $\tau_{\text{max}}$  продолжительность туманов на побережье Среднего и Южного Каспия

Станция	Период	$\tau$ ч							$\tau_{\text{max}}$		$\tau_{\text{ср}}$ ч	
		< 3	3-6	6-12	12-18	18-24	24-48	> 48	ч	дата		
Махачкала	XI-III	46	24	18	8	2	1	0,1	50,0	31 II-2 III 1963		5,5
	IV-X	54	23	18	3	1	1	—	38,6	1-2 IV 1964		4,1
Дербент	XI-III	34	25	22	9	5	5	0,5	93,2	11-15 II 1973		7,4
	IV-X	41	23	20	7	3	6	0,6	69,7	7-13 IV 1977		7,2
Сумгаит	XI-III	47	22	21	5	3	1	0,1	87,7	12-15 II 1973		5,6
	IV-X	51	26	14	5	1	2	—	37,1	27-29 IV 1977		4,8
Астара	XI-III	35	19	21	9	8	5	3	80,8	21-24 I 1966		10,0
	IV-X	28	25	21	7	7	10	2	78,9	10-13 IV 1977		10,5
Форт-Шевченко	XI-III	46	24	17	6	4	3	—	42,2	1-2 III 1950		5,8
	IV-X	61	22	13	3	1	—	—	23,7	19-20 X 1964		3,6
Бекдаш	XI-III	50	28	15	3	3	1	—	43,3	29-30 III 1952		4,6
	IV-X	44	21	21	9	3	2	0,1	69,7	6-11 VII 1960		6,4
Челекен	XI-III	53	26	16	1	1	3	—	39,0	18-19 II 1973		4,1
	IV-X	49	27	16	2	1	2	3	48,0	19-20 IV 1954		5,0

Таблица II.21

Повторяемость (%) туманов различной продолжительности  $\tau$  и средняя их продолжительность  $\tau_{\text{ср}}$  на Северном Каспии

Станция	Период	$\tau$ ч							$\tau_{\text{ср}}$ ч
		< 3	3-6	7-12	13-18	19-24	25-28	> 28	
Каспийский	XI-III	6,3	23,9	7,8	3,2	0,8	—	—	4,7
	IV-X	76,3	20,4	3,3	—	—	—	—	
Астрахань	XI-III	49,0	36,7	8,9	2,6	1,2	0,6	1,0	6,1
	IV-X	55,9	39,4	4,7	—	—	—	—	
Ганюшкино	XI-III	72,4	18,0	6,0	1,9	1,4	—	0,3	5,5
	IV-X	81,6	16,6	1,8	—	—	—	—	
Забурунь	XI-III	71,9	16,3	7,6	1,2	2,7	—	0,3	5,9
	IV-X	61,2	24,8	9,3	3,1	1,6	—	—	
Гурьев	XI-III	62,7	21,9	7,5	2,3	1,1	—	—	6,0
	IV-X	72,6	23,5	3,9	—	—	—	—	

Таблица II.22

Повторяемость  $P$  тумана, средняя  $\tau_{\text{ср}}$  и максимальная  $\tau_{\text{max}}$  продолжительность тумана при различной минимальной видимости по наблюдениям в Среднем и Южном Каспии

Характеристика	Видимость, м					Характеристика	Видимость, м				
	≤ 50	51-200	201-400	401-800	801-1000		≤ 50	51-200	201-400	401-800	801-1000
<b>Махачкала</b>						<b>Форт-Шевченко</b>					
$P$ %	0,6	20,2	25,1	34,2	19,9	$P$ %	9,0	30,0	17,5	37,5	6,0
$\tau_{\text{ср}}$ ч	10,0	8,2	6,3	5,7	5,3	$\tau_{\text{ср}}$ ч	9,3	8,3	6,6	5,5	5,2
$\tau_{\text{max}}$ ч	21,0	33,9	50,0	45,3	28,8	$\tau_{\text{max}}$ ч	35,2	31,2	22,9	42,2	19,7
$n$	4	133	165	224	131	$n$	40	134	78	167	27
<b>Дербент</b>						<b>Бекдаш</b>					
$P$ %	0,5	6,6	28,1	56,1	8,7	$P$ %	2,2	13,8	16,8	48,0	19,2
$\tau_{\text{ср}}$ ч	5,6	10,1	10,6	12,6	6,4	$\tau_{\text{ср}}$ ч	19,2	10,3	9,1	4,3	5,5
$\tau_{\text{max}}$ ч	6,8	41,2	32,8	93,2	30,0	$\tau_{\text{max}}$ ч	69,7	44,4	49,7	34,8	21,6
$n$	2	26	110	219	34	$n$	11	69	84	240	96
<b>Сумгаит</b>						<b>Челекен</b>					
$P$ %	0,4	4,8	44,3	41,8	8,7	$P$ %	—	4,7	31,0	49,3	15,0
$\tau_{\text{ср}}$ ч	—	7,6	8,8	6,1	4,4	$\tau_{\text{ср}}$ ч	—	6,3	7,6	5,0	2,9
$\tau_{\text{max}}$ ч	10,1	14,2	87,7	23,1	17,0	$\tau_{\text{max}}$ ч	—	26,5	48,0	31,5	10,8
$n$	1	11	102	96	20	$n$	—	18	118	187	57
<b>Астара</b>											
$P$ %	—	6,1	45,4	40,4	8,1	$P$ %	—	—	—	—	—
$\tau_{\text{ср}}$ ч	—	23,4	14,1	12,6	7,0	$\tau_{\text{ср}}$ ч	—	—	—	—	—
$\tau_{\text{max}}$ ч	—	80,8	67,8	78,9	26,4	$\tau_{\text{max}}$ ч	—	—	—	—	—
$n$	—	12	90	80	16	$n$	—	—	—	—	—

Примечание.  $n$  — число случаев.

Таблица II.23

Повторяемость  $P$  тумана, средняя  $\tau_{\text{ср}}$  и максимальная  $\tau_{\text{max}}$  продолжительность тумана при различной минимальной видимости по наблюдениям в Северном Каспии

Характеристика	Видимость, м				Характеристика	Видимость, м			
	≤ 50	51-200	201-500	501-1000		≤ 50	51-200	201-500	501-1000
<b>Каспийский</b>					<b>Забурунь</b>				
$P$ %	8,7	43,2	31,3	16,8	$P$ %	9,8	35,1	31,3	23,8
$\tau_{\text{ср}}$ ч	6,0	6,0	4,0	2,0	$\tau_{\text{ср}}$ ч	7,0	7,0	5,0	3,0
$\tau_{\text{max}}$ ч	15,0	24,0	12,0	4,0	$\tau_{\text{max}}$ ч	21,0	31,0	21,0	8,0
$n$	38	189	137	74	$n$	36	129	115	88
<b>Астрахань</b>					<b>Гурьев</b>				
$P$ %	12,4	35,6	42,0	10,0	$P$ %	7,2	34,2	43,0	15,6
$\tau_{\text{ср}}$ ч	8,0	5,0	4,0	3,0	$\tau_{\text{ср}}$ ч	7,0	6,0	6,0	7,0
$\tau_{\text{max}}$ ч	38,0	42,0	22,0	8,0	$\tau_{\text{max}}$ ч	21,0	22,0	18,0	12,0
$n$	116	334	395	94	$n$	38	180	226	82
<b>Ганюшкино</b>									
$P$ %	10,5	29,3	41,2	19,0	$P$ %	—	—	—	—
$\tau_{\text{ср}}$ ч	7,0	6,0	5,0	3,0	$\tau_{\text{ср}}$ ч	—	—	—	—
$\tau_{\text{max}}$ ч	33,0	20,0	21,0	6,0	$\tau_{\text{max}}$ ч	—	—	—	—
$n$	46	128	180	83	$n$	—	—	—	—

Среднее число дней с гололедом по месяцам и за год

Станция	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Бирючья Коса	—	0,02	0,4	1,6	1,7	1,2	0,4	0,0	5,3
Астрахань	—	0,0	0,4	1,9	2,2	1,7	0,9	0,02	7,3
Караульное	—	0,0	0,2	1,7	0,8	0,7	0,1	0,1	3,6
Зеленга	0,0	0,0	0,2	0,9	1,0	0,9	0,4	0,0	3,4
Ганюшкино	—	—	0,1	2	1	1	1	—	5,0
Забурунье	—	—	0,5	3	3	1	1	0,05	9,0
Гурьев	—	—	0,3	2	2	1	0,5	—	6,0
Остров Чечень	—	—	—	0,2	1	0,2	0,2	—	1,6
Махачкала	—	—	0,07	1,2	4,6	1,4	0,8	—	8,1
Дербент	—	—	—	0,6	2,2	0,7	0,4	—	4,4
Низовая Пристань	—	—	0,07	0,3	1,0	0,6	0,07	—	2,0
Сумгаит	—	—	—	—	0,8	0,1	—	—	0,9
Баку	—	—	—	—	0,4	0,07	—	—	0,4
Алят	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Зюйдостовый Култук	—	—	—	—	0,1	0,1	—	—	0,3
Астара	—	—	—	—	—	0,07	—	—	0,07
Форт-Шевченко	—	—	0,03	0,4	0,9	0,5	0,2	—	2,1
Бекдаш	—	—	0,03	0,06	0,2	0,1	—	—	0,4
Кара-Богаз-Гол	—	—	—	0,7	2,9	0,04	0,04	—	1,0
Красноводск	—	—	—	0,1	0,0	0,1	—	—	0,2
Челекен	—	—	—	0,1	0,08	0,08	—	—	0,3
Гасан-Кули	—	—	—	—	0,08	—	—	—	0,08

Таблица II.25.

Среднее число дней с изморозью по месяцам и за год

Станция	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Бирючья Коса	—	0,0	0,3	2,3	2,4	2,0	0,9	0,03	7,9
Астрахань	—	0,05	0,5	2,8	4,0	2,8	1,3	0,1	11,6
Караульное	—	0,04	0,8	2,0	2,5	1,6	0,9	0,04	7,9
Зеленга	—	0,04	0,4	1,7	1,8	1,0	0,5	0,0	5,4
Ганюшкино	—	—	1,0	2,0	4,0	1,0	0,5	0,1	9,0
Забурунье	—	—	1,0	3,0	5,0	2,0	1,0	0,05	12,0
Гурьев	—	—	3,0	3,0	3,0	2,0	2,0	0,1	13,0
Остров Чечень, маяк	—	—	—	0,2	0,8	0,2	0,4	0,07	1,7
Махачкала	—	—	0,1	0,6	1,1	0,8	—	—	2,6
Дербент	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Низовая Пристань	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Сумгаит	—	—	0,07	—	0,09	0,07	—	—	0,1
Баку	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Алят	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Зюйдостовый Култук	—	—	0,07	—	0,1	0,6	—	—	0,8
Астара	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Форт-Шевченко	—	—	—	0,06	—	0,03	0,03	—	0,1
Бекдаш	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0
Красноводск	—	—	—	0,04	—	0,1	—	—	0,2
Кара-Богаз-Гол	—	—	—	0,04	0,08	0,04	—	—	0,2
Челекен	—	—	—	0,1	0,2	—	—	—	0,3
Гасан-Кули	0,04	—	—	0,04	0,2	—	0,08	—	0,3

Таблица II.26

Повторяемость (%) числа случаев возникновения гололедно-изморозевых отложений в различные часы суток

Станция	Часы											
	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—12	12—14	14—16	16—18	18—20	20—22	22—24
Махачкала	8,6	9,1	9,8	10,1	9,9	8,7	7,3	6,9	6,5	7,5	7,5	8,0
Дербент	8,0	8,6	8,7	8,9	8,7	8,4	8,7	8,2	8,0	7,8	7,8	8,2
Сумгаит	16,7	16,7	16,7	8,3	—	—	—	—	—	16,7	16,7	8,2
Форт-Шевченко	7,8	8,0	8,7	9,2	9,1	8,7	7,8	7,6	8,3	8,3	8,3	8,3
Бекдаш	7,3	9,1	10,9	9,1	14,5	10,9	5,5	3,6	5,4	7,3	9,1	7,3
Челекен	—	25,0	25,0	25,0	25,0	—	—	—	—	—	—	—





## Максимальная температура (°C) поверхностного слоя моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Период наблюдений
<b>Западное побережье</b>														
Остров Чечень	9,8	10,6	19,0	24,7	30,0	32,2	34,8	33,1	30,1	25,1	20,5	12,4	34,8	1921—1923, 1929—1955
Главный Сулак	6,9	9,5	12,7	18,4	20,9	23,7	26,6	27,7	26,3	20,0	14,5	8,8	27,7	1932—1943
Махачкала	8,9	7,1	9,3	16,6	22,9	28,1	29,7	29,4	27,9	23,0	20,6	13,3	29,7	1934—1989
Изберг	8,9	7,2	10,4	17,5	23,6	27,2	29,6	29,5	27,9	23,9	18,1	13,0	29,6	1951—1989
Дербент	9,4	8,5	12,0	18,4	23,5	27,8	30,6	30,3	28,2	24,0	18,8	13,7	30,6	1916, 1925—1989
Низовая Пристань	11,8	11,4	18,8	22,4	29,1	31,0	33,2	32,0	29,5	25,9	18,9	13,9	33,2	1934—1960
Кизил-Бурун	9,4	12,9	18,2	24,8	28,7	30,9	32,2	31,3	29,5	26,1	19,1	12,2	32,2	1940—1960
Сумгаит	12,2	15,2	15,6	22,0	27,5	31,4	34,4	35,5	32,4	26,8	23,3	15,4	35,5	1936—1987
Банка Дарвина	9,9	8,5	9,8	15,2	21,4	25,9	29,0	28,8	27,8	24,2	19,0	13,0	29,0	1950—1958, 1961—1989
Остров Артема	9,6	10,7	14,8	21,5	25,2	30,0	30,0	31,3	29,1	24,9	19,0	12,9	31,3	1940—1960
Апшеронская	8,7	9,4	11,8	(18,1)	23,1	27,8	31,0	30,0	29,3	24,1	17,3	10,3	31,0	1984—1989
Апшерон, маяк	11,6	13,2	17,5	26,8	32,3	33,4	33,8	31,2	27,4	23,0	15,0	15,0	33,8	1912—1940
Остров Жилой	11,6	12,0	20,1	23,9	29,5	32,5	(37,5)	32,9	31,1	26,9	21,0	14,5	37,5	1924—1989
Нефтяные Камни	10,9	14,8	20,5	26,0	27,3	27,9	29,7	30,2	28,4	24,7	20,2	14,2	30,2	1950—1989
Баку	11,3	11,1	15,6	22,5	26,5	31,3	33,6	33,1	30,8	26,6	20,9	14,5	33,6	1916, 1917, 1921—1924, 1932—1989
Алят	13,4	15,8	20,2	24,0	30,6	32,2	33,4	33,4	31,8	28,2	21,8	14,8	33,4	1932—1953
Свиной остров	14,1	13,5	16,1	22,4	27,5	30,0	30,7	31,6	30,6	28,0	21,8	15,5	31,6	1936—1940, 1953—1983
Зюйдостовый Култук	11,4	11,2	15,5	22,0	26,8	30,0	32,5	32,3	29,9	25,9	21,0	14,3	32,5	1942—1989
Остров Сара	12,1	15,1	21,5	25,0	30,2	32,1	32,6	32,9	32,0	27,2	21,5	15,3	32,9	1921—1954
Ленкорань	12,3	12,3	16,3	19,9	24,9	28,9	32,4	31,4	29,9	24,9	19,1	14,2	32,4	1978—1989
Ленкорань	11,2	12,0	17,0	20,8	26,4	33,3	31,7	31,0	30,2	26,5	13,8	14,5	33,3	1900—1942
Астара	12,4	15,6	17,8	22,1	27,6	32,2	32,5	32,8	31,0	29,6	22,1	15,8	32,8	1936—1975
Пехлеви	14,6	11,6	17,0	23,8	27,7	29,4	39,0	33,6	31,0	27,0	24,0	15,4	39,0	1925—1952
<b>Восточное побережье</b>														
Ашур-Аде	13,0	12,0	22,0	22,8	27,0	32,0	32,4	32,1	32,0	27,2	24,5	15,5	32,4	1921—1936
Гасан-Кули	14,1	17,0	20,2	(30,0)	29,6	31,7	(33,3)	(33,4)	(32,2)	27,3	21,6	15,6	33,4	1926—1953
Огурчинский остров	10,4	14,6	17,8	24,0	29,8	32,1	33,5	33,0	30,9	26,6	20,2	14,3	33,5	1937—1989
Челекен	10,9	10,2	13,3	18,2	22,9	27,6	30,7	30,2	28,2	23,7	19,2	14,0	30,7	1979—1989
Красноводск	9,8	13,1	19,7	24,0	28,4	31,0	32,8	32,4	29,8	24,8	20,3	13,0	32,8	1916—1818, 1921—1960, 1963—1989
Куули-Маяк	12,6	11,5	15,8	19,2	24,6	27,6	30,7	31,7	29,3	24,9	21,5	14,7	31,7	1940—1989
Кара-Богаз-Гол	10,6	9,8	14,8	20,4	24,4	27,0	29,2	31,5	28,2	25,3	18,2	13,9	31,5	1921—1989
Бекдаш	11,1	10,9	14,3	20,9	23,1	24,7	29,0	30,3	29,9	25,8	18,6	12,9	30,3	1930—1989
Коса Ада	6,6	10,2	18,1	27,1	30,2	32,2	(36,6)	34,4	28,6	27,1	15,1	7,8	(36,6)	1957—1964
Кендерли	7,8	15,2	19,4	26,6	29,8	34,8	33,0	34,1	31,2	25,5	18,3	8,7	34,1	1935—1956
Александр-Бай	9,3	16,1	20,9	25,5	30,1	33,1	32,6	32,9	30,2	29,3	18,0	10,0	33,1	1937—1959
Шевченко	8,2	9,3	14,9	21,7	26,0	28,1	29,3	30,8	27,0	21,3	15,1	12,6	30,8	1961—1989
Форт-Шевченко	7,4	6,9	11,6	17,8	24,1	27,9	30,0	28,0	28,2	27,2	15,6	13,0	30,0	1942—1989

Примечание. В скобках — значения, вызывающие сомнения в их достоверности.

## Минимальная среднемесячная температура воды (°C) по гидрометстанциям

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Период наблюдений
<b>Западное побережье</b>														
Главный Сулак	0,1	(1,2)	4,6	(9,7)	14,6	17,4	20,0	21,2	16,6	11,2	4,8	0,1	0,1	1932—1943
Махачкала	-0,4	-0,6	-0,1	3,5	11,6	16,9	17,8	17,4	18,1	12,1	6,0	1,4	-0,6	1925—1989
Изберг	-0,3	-0,7	-0,5	2,2	11,4	17,6	20,8	22,0	16,5	13,7	8,4	2,1	-0,7	1949—1989
Дербент	0,0	-0,4	0,3	4,2	11,9	18,1	20,0	19,5	19,2	13,2	7,9	2,8	-0,4	1925—1989
Низовая Пристань	0,7	-0,1	2,8	9,1	15,8	20,2	23,5	22,1	19,2	12,7	6,8	3,0	-0,1	1934—1964
Кизил-Бурун	0,8	0,0	3,0	9,1	16,3	20,7	23,0	21,5	19,6	13,0	6,6	2,6	0,0	1940—1974
Сумгаит	1,4	-0,4	2,5	8,2	13,7	18,0	22,2	22,6	19,6	12,9	10,0	4,0	-0,4	1935—1989
Банка Дарвина	2,4	0,8	2,7	4,9	12,4	18,9	22,1	24,0	21,4	15,3	10,3	5,2	0,8	1950—1976
Остров Артема	2,8	0,1	3,8	9,5	14,2	20,7	24,0	24,0	21,1	15,2	9,4	4,6	0,1	1940—1966
Апшерон	2,1	2,0	4,0	9,0	15,3	20,5	23,6	23,4	20,7	15,2	10,0	4,1	2,0	1912—1941
Остров Жилой	1,5	1,0	3,4	7,9	13,2	18,8	23,1	24,0	20,1	13,2	7,4	1,6	1,0	1925—1989
Нефтяные Камни	3,4	2,6	3,8	6,4	11,6	17,7	21,9	23,7	22,3	16,7	12,0	7,7	2,6	1951—1989
Баку	2,0	1,6	3,6	9,0	16,7	20,9	23,4	23,9	21,2	15,2	9,6	4,6	1,6	1925—1989
Алят	1,0	3,1	5,5	11,7	17,8	22,0	25,1	23,9	20,8	13,8	8,6	2,8	1,0	1931—1953
Свиной остров	4,0	1,8	3,7	8,0	14,9	20,2	21,4	20,0	21,9	16,4	11,4	5,9	1,8	1927—1989
Зюйдостовый Култук	2,2	1,4	4,2	9,1	16,1	22,2	25,4	23,5	20,5	15,6	9,8	3,6	1,4	1916—1989
Остров Сара	2,7	1,8	5,4	11,8	18,5	22,7	26,0	24,8	21,4	15,8	8,0	2,3	1,8	1921—1954
Ленкорань	3,3	3,5	6,8	11,2	16,5	21,4	25,9	25,2	20,7	16,0	8,9	6,2	3,3	1900—1942
Астара	2,6	1,7	5,5	10,2	15,2	22,0	24,8	25,3	21,7	15,5	10,7	4,9	1,7	1928—1975

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Период наблюдений
<b>Восточное побережье</b>														
Ашур-Аде	5,3	6,3	9,2	14,5	19,6	24,4	26,2	26,5	24,6	19,7	14,3	7,7	5,3	1922—1935
Гасан-Кули	2,0	4,5	5,4	8,0	14,2	22,4	22,7	23,6	22,4	15,2	8,9	2,8	2,8	1926—1953
Огурчинский остров	-0,1	-0,3	5,5	12,1	17,8	20,7	23,6	24,8	21,0	9,6	6,7	0,3	-0,3	1938—1989
Челекен	1,5	1,3	5,0	9,0	16,1	18,5	21,3	21,1	21,0	7,7	—	—	—	1916—1980
Красноводск	-0,3	-0,3	5,0	11,7	17,8	20,7	22,7	23,3	19,9	12,8	6,0	-0,4	-0,4	1916—1980
Куули-Маяк	0,2	0,7	4,7	10,3	13,6	13,9	15,6	17,9	17,6	14,0	6,3	4,6	0,2	1916—1989
Кара-Богаз-Гол	—	—	2,8	8,6	11,8	14,5	15,2	16,8	16,1	11,5	6,0	1,4	—	1921—1989
Бекдаш	-0,4	-0,5	2,4	8,8	11,9	11,9	12,6	15,7	15,4	11,4	5,6	0,4	-0,5	1930—1989
Коса Ада	-0,5	0,4	3,6	10,5	17,6	22,3	24,6	23,4	18,9	11,2	3,2	-0,4	-0,5	1957—1968
Кендерли	-0,6	-0,8	1,6	10,0	17,6	21,3	23,8	22,2	16,3	9,5	1,0	-0,7	-0,8	1935—1958
Александр-Бай	-0,6	-0,6	1,4	10,0	16,0	17,6	21,8	20,8	16,2	9,5	2,5	-0,5	-0,6	1937—1959
Шевченко	-0,5	-0,4	2,0	8,9	14,1	15,6	15,6	16,1	14,7	8,7	3,5	0,5	-0,5	1960—1981
Форт-Шевченко	-0,9	-0,7	-0,4	5,4	14,1	19,8	20,7	18,1	14,0	8,9	3,3	-0,5	-0,9	1914—1989

Примечание. В скобках — значения, вызывающие сомнения в их достоверности.

Таблица II.31

## Минимальная температура (°C) поверхностного слоя моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Период наблюдений
<b>Западное побережье</b>														
Остров Чечень	-1,0	-1,0	-0,6	0,2	6,7	13,2	15,4	16,9	8,8	0,0	-0,8	-1,4	-1,4	1921—1923, 1929—1955
Главный Сулак	-0,3	0,0	-0,1	3,7	10,0	12,7	15,2	16,4	10,2	6,5	0,0	-0,1	-0,3	1932—1943
Махачкала	-0,9	-1,0	-0,8	0,5	7,6	9,3	10,0	10,5	13,6	6,3	6,3	0,1	-1,0	1934—1989
Изберг	-1,0	-0,8	(-0,6)	-0,4	5,6	10,3	16,8	14,0	9,8	9,6	2,8	-0,4	-1,0	1951—1989
Дербент	(-1,0)	(-1,4)	(-0,9)	-0,4	-0,4	10,0	9,4	10,2	7,7	7,5	1,0	-0,9	-1,4	1916, 1825—1989
Низовая Пристань	-0,7	-0,5	(-0,9)	0,1	8,0	12,2	16,5	16,2	11,8	4,5	0,6	-0,8	-0,9	1974—1960
Кизил-Бурун	(-1,3)	-0,9	-0,8	3,3	9,3	15,5	15,1	14,3	10,0	6,5	(-1,5)	-0,7	(-1,5)	1940—1960
Сумгаит	-0,6	-0,8	-0,6	3,5	7,6	9,8	11,3	12,0	12,0	8,3	3,3	0,0	-0,8	1936—1989
Банка Дарвина	-0,5	-0,4	0,9	3,6	9,0	13,4	18,6	18,3	11,0	11,2	6,0	3,0	-0,5	1951—1989
Остров Артема	0,2	-0,8	2,4	4,3	9,3	13,7	21,0	15,0	14,6	8,0	4,7	2,0	-0,8	1940—1960
Апшеронская	2,5	0,5	1,1	5,8	9,8	—	21,1	20,0	16,4	9,6	6,0	3,7	0,5	1984—1989
Апшерон, маяк	-0,8	-0,7	-0,4	3,5	5,0	10,0	17,7	19,5	8,9	7,4	4,6	-0,6	-0,8	1912—1918, 1921—1940
Остров Жилой	-0,8	-0,6	0,1	4,9	9,4	11,0	19,3	19,1	14,3	7,7	6,1	0,2	-0,8	1924—1989
Нефтяные Камни	2,2	-0,2	2,0	4,2	7,8	12,4	19,0	20,1	18,8	13,0	9,4	4,5	-0,2	1950—1989
Баку	(-0,8)	(-1,4)	1,9	5,6	11,8	16,6	21,2	17,3	14,7	9,8	3,9	-0,8	(1,4)	1916, 1917, 1921—1924, 1932—1989
Алят	(-1,8)	-0,6	-0,6	3,8	8,5	4,0	16,6	17,6	11,5	5,0	-0,9	-1,0	(1,8)	1932—1953
Свиной остров	0,5	0,2	0,3	5,5	10,1	15,6	20,5	20,2	17,6	11,6	7,3	3,6	0,2	1936—1989
Зюйдостовый Култук	(-0,9)	(-0,8)	0,5	4,2	11,5	14,8	20,0	17,6	12,8	7,0	3,2	-1,0	-1,0	1942—1989
Остров Сара	-1,0	-0,3	0,1	4,8	10,2	14,2	19,0	19,6	14,0	7,8	-0,3	-0,2	-1,0	1921—1954
Ленкорань	0,8	1,4	3,2	6,6	13,0	16,6	22,7	20,0	17,5	10,7	7,7	4,3	0,8	1978—1989
Ленкорань	0,0	-0,8	-0,2	5,4	12,0	15,7	19,2	18,5	14,2	8,8	2,6	1,8	-0,8	1900—1942
Астара	(-0,8)	-0,7	1,7	5,0	11,1	14,4	18,8	21,0	15,1	9,2	4,8	1,1	-0,8	1936—1975
Пехлеви	3,5	2,6	3,4	6,7	10,6	16,8	22,1	22,9	19,9	11,4	10,0	5,4	2,6	1925—1952
<b>Восточное побережье</b>														
Ашур-Аде	0,5	3,8	6,1	9,4	14,3	20,6	21,6	23,8	19,5	15,0	6,8	-0,6	-0,6	1922—1933
Гасан-Кули	(-1,1)	-0,4	0,5	7,2	8,1	13,5	20,0	19,4	10,8	3,4	-0,4	-0,7	(-1,1)	1935—1955
Огурчинский остров	-0,8	(-0,8)	-0,6	6,8	12,7	15,4	15,7	19,6	13,2	6,9	-1,0	-1,0	-1,0	1937—1989
Челекен	-0,2	0,6	3,0	8,0	11,2	13,4	15,4	18,4	16,2	11,0	6,8	2,5	-0,2	1979—1988
Красноводск	(-1,7)	-1,1	-0,8	6,4	11,5	16,5	15,1	19,4	13,5	5,3	-0,8	(-1,3)	(-1,7)	1916—1918, 1921—1960, 1963—1989
Куули-Маяк	-1,1	-1,1	-0,6	5,6	10,5	11,0	11,4	13,1	10,5	7,7	2,8	-0,6	-1,1	1944—1989
Кара-Богаз-Гол	(-2,0)	(-1,5)	-0,9	4,2	9,0	10,3	10,4	11,8	11,1	7,0	0,9	(-2,0)	(-2,0)	1921—1989
Бекдаш	(-1,2)	-0,9	-0,8	5,0	8,4	7,9	8,8	10,0	10,2	4,6	-0,6	-1,0	(-1,2)	1930—1989
Коса Ада	(-1,8)	-1,0	-0,6	4,2	10,2	15,0	19,6	18,1	10,7	5,3	-0,7	-0,3	(-1,8)	1957—1964
Кендерли	(-1,8)	-1,0	(-1,4)	-0,5	5,9	12,0	15,4	11,5	5,0	-1,0	(-1,9)	(-1,6)	(-1,9)	1935—1958
Александр-Бай	(-1,9)	(-1,6)	-0,9	-0,3	6,1	10,1	13,5	11,0	2,8	-0,6	(-1,6)	(-1,8)	(-1,9)	1937—1960
Шевченко	(-1,6)	-1,1	(-1,4)	2,2	4,3	10,9	10,3	10,8	6,9	-0,1	-0,9	-0,8	(-1,6)	1961—1989
Форт-Шевченко	(-1,4)	(-1,6)	-1,1	0,0	7,2	14,1	10,6	11,2	10,1	3,5	-0,7	(-1,0)	(-1,6)	1942—1989

Примечание. В скобках — значения, вызывающие сомнения в их достоверности.

Изменение среднемесячной температуры (°C) поверхностного слоя моря от месяца к месяцу

Станция	XI-I	I-II	II-III	III-IV	IV-V	V-VI	VI-VII	VII-VIII	VIII-IX	IX-X	X-XI	XI-XII
<b>Западное побережье</b>												
Остров Чечень	-1,6	-0,3	2,7	6,6	7,5	4,5	2,7	-0,7	-4,3	-6,2	-5,9	-5,0
Главный Сулак	-1,9	1,3	3,2	5,8	4,1	2,7	2,5	1,3	-3,3	-5,6	-5,5	-4,6
Махачкала	-2,9	-0,5	1,7	5,4	6,3	4,9	3,0	0,6	-2,5	-5,3	-5,6	-5,1
Изберг	-3,2	-0,8	0,9	4,9	6,2	6,3	3,4	0,3	-3,1	-4,4	-5,2	-5,3
Дербент	-3,0	-1,0	1,6	4,8	5,9	6,0	3,3	0,4	-3,1	-4,8	-4,9	-5,2
Низовая Пристань	-2,2	0,3	2,1	5,5	6,1	4,2	3,1	-0,5	-3,9	-5,4	-5,1	-4,4
Кизил-Бурун	-2,7	-0,1	2,3	6,0	6,3	4,4	2,7	-1,0	-0,4	-5,1	-5,1	-4,3
Сумгаит	-2,6	-0,4	1,9	5,6	5,2	5,1	3,3	0,2	-3,6	-4,8	-4,5	-4,4
Банка Дарвина	-2,8	-1,4	1,0	3,5	6,0	5,7	3,8	0,9	-2,8	-4,9	-4,7	-4,3
Остров Артема	-2,4	-0,2	1,7	4,6	5,4	5,5	3,3	0,5	-3,4	-4,9	-5,2	-4,4
Апшерон	-2,2	-0,1	2,6	4,3	5,9	4,9	3,1	0,4	-3,6	-5,4	-5,0	-4,9
Остров Жилой	-2,6	-0,5	1,9	4,1	5,5	5,2	3,4	0,8	-3,2	-5,0	-5,1	-4,5
Нефтяные Камни	-2,7	-1,4	1,2	1,9	5,3	5,7	3,8	1,4	-1,9	-4,6	-4,8	-3,9
Баку	-2,4	-0,4	2,0	4,9	6,5	4,7	2,7	0,5	-3,0	-5,2	-5,4	-4,9
Алят	-1,7	1,3	2,5	5,9	5,9	4,7	1,6	-0,1	-3,3	-5,8	-5,8	-5,2
Свиной остров	-2,7	-0,7	1,1	4,0	6,1	4,9	3,0	0,6	-2,4	-4,1	-5,0	-4,8
Зюйдостовый Култук	-2,4	0,3	2,1	5,0	6,5	4,7	2,5	-0,3	-3,5	-4,6	-6,2	-4,0
Остров Сара	-2,6	0,6	2,6	4,9	6,2	4,7	2,7	0,0	-3,5	-4,8	-5,6	-5,2
Ленкорань	-3,4	1,3	2,5	4,6	4,6	6,0	3,7	-0,9	-3,6	-5,1	-5,4	-4,3
Астара	-2,8	0,3	1,9	4,4	5,8	5,2	3,2	0,1	-3,3	-4,7	-4,9	-5,2
<b>Восточное побережье</b>												
Ашур-Аде	-2,6	0,9	3,1	4,4	6,0	4,5	1,6	0,8	-2,5	-4,4	-5,8	-6,0
Гасан-Кули	-2,0	1,9	3,1	5,7	4,8	4,9	1,7	-0,1	-2,4	-5,9	-6,6	-5,1
Огурчинский остров	-2,0	1,3	3,3	5,4	5,4	3,5	3,4	0,1	-4,2	-5,7	-6,0	-4,8
Челекен	-2,7	0,7	3,1	4,9	4,8	3,3	4,0	-0,1	-3,1	-4,4	-5,5	-5,0
Красноводск	-2,3	1,3	4,2	6,0	5,6	3,3	2,4	-0,2	-3,6	-5,2	-6,4	-5,1
Куули-Маяк	-2,5	-0,1	2,4	4,3	3,6	1,2	4,0	2,6	-2,3	-4,0	-5,3	-3,8
Кара-Богаз-Гол	-2,3	0,4	2,4	4,7	4,4	2,0	2,0	2,3	-2,4	-3,8	-4,9	-4,5
Бекдаш	-2,2	0,5	2,6	5,0	3,2	0,7	2,0	3,3	-1,8	-3,9	-5,0	-4,4
Коса Ада	-0,8	1,0	3,5	6,9	6,8	4,3	1,9	-1,0	-4,9	-7,2	-6,6	-3,9
Кендерли	-0,7	1,1	3,4	7,0	7,3	3,9	2,1	-0,7	-5,1	-6,9	-7,2	-4,2
Александр-Бай	-1,2	0,7	3,7	6,2	7,0	3,8	1,7	-0,3	-4,6	-6,5	-7,0	-3,5
Шевченко	-2,0	0,5	3,2	6,5	6,2	1,7	0,5	0,2	-2,0	-4,9	-5,1	-4,3
Форт-Шевченко	-1,8	0,0	2,2	6,8	7,4	5,0	2,2	-1,7	-3,5	-5,6	-6,2	-4,8

Таблица II.33

Размах колебаний среднемесячной температуры воды (°C)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<b>Западное побережье</b>												
Главный Сулак	3,7	3,2	3,0	3,8	2,3	2,1	1,6	2,5	4,3	4,8	4,8	5,7
Махачкала	7,0	6,0	6,9	8,7	6,0	6,5	8,5	9,3	6,2	7,1	7,2	7,1
Изберг	6,1	6,2	7,1	8,6	5,8	5,3	5,4	4,2	7,2	5,2	5,9	6,8
Дербент	7,4	6,4	6,9	7,5	5,4	5,4	6,3	7,4	5,0	6,7	6,3	6,8
Низовая Пристань	6,1	6,6	6,8	4,9	3,8	3,8	3,5	4,9	4,4	5,3	6,0	5,4
Кизил-Бурун	5,6	6,3	6,5	5,1	4,0	4,1	3,8	5,0	3,5	5,5	6,7	6,8
Сумгаит	6,7	7,9	7,1	6,8	5,4	6,4	4,9	5,3	3,9	7,8	5,5	7,0
Банка Дарвина	6,1	6,0	5,7	6,4	4,0	4,6	4,5	2,8	2,5	4,0	4,7	5,1
Остров Артема	5,0	7,5	6,4	3,8	4,9	3,9	3,6	4,5	8,5	4,2	5,4	5,6
Апшерон	4,9	5,4	6,7	4,9	4,5	5,1	4,6	5,0	5,1	5,2	3,4	5,1
Остров Жилой	6,7	6,8	6,7	6,7	7,0	5,6	4,0	4,6	5,5	13,0	8,2	9,4
Нефтяные Камни	6,2	5,2	4,3	5,3	6,1	5,0	3,7	3,6	3,6	3,9	4,2	4,6
Баку	6,7	6,8	7,6	6,8	4,9	4,8	6,1	5,7	6,0	6,4	6,6	7,3
Алят	6,3	5,1	6,1	5,0	4,1	4,3	2,4	4,5	4,4	6,5	4,8	6,3
Свиной остров	5,6	6,6	6,4	6,4	5,2	5,5	6,1	7,8	4,3	5,5	5,5	6,7
Зюйдостовый Култук	7,2	7,4	7,2	7,3	6,7	4,4	3,0	6,3	6,1	5,6	6,2	7,6
Остров Сара	5,2	7,7	6,5	5,8	4,5	5,0	3,2	4,9	5,7	7,3	6,8	9,8
Ленкорань	5,0	5,3	5,7	5,2	4,9	4,5	3,0	3,6	5,5	6,4	6,4	5,1
Астара	7,3	8,5	6,7	6,2	6,6	5,2	6,1	4,2	5,4	6,7	5,5	7,2
<b>Восточное побережье</b>												
Ашур-Аде	4,4	3,6	3,5	3,0	4,0	3,1	3,6	4,0	3,2	4,7	3,7	4,6
Гасан-Кули	6,9	5,7	9,4	11,9	10,2	5,8	7,4	7,4	5,7	8,0	9,3	9,0
Огурчинский остров	8,3	9,6	7,5	6,0	5,1	6,8	5,6	3,8	4,4	10,1	7,6	10,1
Челекен	7,4	7,7	7,6	7,4	6,8	4,1	8,1	6,9	4,9	12,7	—	—
Красноводск	7,6	9,0	8,0	6,1	4,9	5,9	5,8	4,9	5,4	8,2	7,8	9,5
Куули-Маяк	9,4	7,9	6,5	4,6	5,5	7,3	11,5	9,2	6,8	6,8	8,8	6,3
Кара-Богаз-Гол	—	—	6,9	7,6	8,7	8,6	10,0	9,4	7,7	8,3	7,7	8,9
Бекдаш	7,9	7,7	7,2	4,3	6,0	6,5	10,4	10,7	7,8	6,0	7,5	9,5
Коса Ада	3,0	4,0	5,4	4,3	4,4	2,3	3,6	3,3	3,5	3,7	5,0	4,2
Кендерли	3,1	5,2	7,8	5,4	3,0	4,3	2,6	3,5	6,1	5,7	7,2	3,1
Александр-Бай	4,4	5,1	7,5	4,8	4,5	6,6	4,3	3,8	5,4	5,1	5,9	4,5
Шевченко	4,3	5,1	5,8	6,2	5,3	6,9	6,7	7,2	5,7	5,7	6,0	5,3
Форт-Шевченко	4,4	3,7	7,6	7,0	4,6	5,9	5,6	6,9	8,9	8,0	6,6	7,2

## Крайние отклонения (°С) среднемесячных и среднегодовых температур поверхностного слоя моря

Отклонение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Западное побережье</b>													
<b>Махачкала</b>													
Положит.	4,6	3,9	3,5	3,6	2,6	3,5	3,5	3,2	3,3	3,5	3,1	3,5	1,6
Год	1948	1955	1966	1962	1941, 1975	1938	1939	1937	1937	1927	1953	1980	1945, 1966
Отрицат.	2,4	2,1	3,4	5,1	3,0	3,0	5,0	6,1	2,9	3,6	4,1	3,6	1,8
Год	1925, 1954	1929	1954	1954	1931	1954	1950	1928	1973	1976	1953	1953, 1959	1969
<b>Сумгаит</b>													
Положит.	2,4	2,3	3,0	3,9	2,7	2,9	2,3	2,9	2,1	4,1	3,4	3,3	1,4
Год	1948, 1966	1948, 1962	1944, 1979	1953	1964	1975	1972	1953	1971	1952	1952	1966	1965
Отрицат.	3,7	5,1	4,1	3,0	2,7	3,5	2,6	2,4	1,8	3,7	2,1	3,7	1,8
Год	1971	1954	1954	1969	1969	1978	1969	1957	1977	1976	1956	1953	1969
<b>Банка Дарвина</b>													
Положит.	2,8	2,5	3,1	2,6	2,9	2,1	2,3	1,6	1,5	1,7	2,6	1,8	0,9
Год	1967	1955	1958	1975	1968	1964	1954	1954	1954	1954	1954	1974	1955
Отрицат.	3,3	3,5	2,6	3,9	2,4	1,6	2,2	1,4	1,4	2,2	2,5	3,3	1,2
Год	1954	1972	1972	1973	1969	1952, 1967	1969	1950	1976	1962	1953	1953	1969
<b>Остров Жидой</b>													
Положит.	2,7	2,7	3,1	3,5	3,6	2,6	1,9	2,8	2,8	3,1	2,9	2,8	1,8
Год	1967	1947	1966	1951	1963	1942, 1975	1966	1940	1937	1927	1954	1966	1966
Отрицат.	4,0	4,1	3,6	3,2	3,4	3,0	2,9	2,0	2,7	4,6	5,3	6,6	1,6
Год	1932	1954	1932	1956	1956	1978	1956	1958	1931	1931	1931	1931	1931
<b>Нефтяные Камни</b>													
Положит.	2,3	1,8	1,7	2,6	3,3	2,7	2,7	2,0	2,5	1,9	2,2	2,2	1,0
Год	1967	1955	1962	1975	1968	1972	1954	1966	1957	1952	1954, 1974	1966	1962
Отрицат.	3,9	3,4	2,6	2,6	2,8	2,3	2,0	1,6	1,1	2,0	2,0	2,2	1,3
Год	1954	1954	1964, 1972	1954	1978	1973	1956	1978	1974	1977	1951, 1973	1959	1954
<b>Астара</b>													
Положит.	3,5	3,5	3,6	3,4	3,0	3,2	3,7	2,2	3,1	2,9	1,8	2,9	1,4
Год	1966	1960	1962	1951	1951	1943	1943	1985	1957	1952	1930	1937	1966
Отрицат.	3,8	5,0	3,1	2,8	3,6	2,0	2,4	2,0	2,3	3,8	3,7	4,3	1,9
Год	1972	1972	1969	1954	1934	1937, 1969	1969	1974	1961	1951	1953	1944	1969

Отклонение	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<b>Восточное побережье</b>													
<b>Ашур-Аде</b>													
Положит.	2,4	1,7	1,5	1,8	1,9	1,3	2,0	1,9	1,7	2,7	2,1	2,4	0,6
Год	1926	1935	1935	1935	1926	1923	1931	1935	1931	1927	1922	1922	1927
Отрицат.	2,0	1,9	2,1	1,1	2,1	1,8	1,6	2,1	2,1	1,7	1,6	2,2	0,7
Год	1925, 1930	1930	1928	1934	1931	1935	1924	1928	1926	1930	1932	1932	1928
<b>Огурчинский остров</b>													
Положит.	3,7	3,4	3,8	3,6	2,8	3,9	2,4	1,6	2,4	2,2	3,0	3,6	1,4
Год	1966	1955	1944	1951	1950	1948	1954	1953, 1976	1978	1954	1967, 1971, 1974	1971	1941
Отрицат.	4,6	5,0	3,7	2,2	2,5	2,9	3,2	2,2	1,9	3,4	4,6	6,3	1,8
Год	1969	1972	1969	1969	1978	1956	1957	1974	1973	1949	1953	1944	1969
<b>Куули-Маяк</b>													
Положит.	3,2	3,1	3,3	2,1	3,3	4,1	6,1	3,4	3,2	3,6	3,2	2,7	1,3
Год	1966	1955, 1966	1944	1962	1978	1927	1975	1927	1937	1927	1927	1925	1941, 1966
Отрицат.	5,4	4,8	3,2	1,9	2,2	3,2	5,0	5,8	3,6	2,6	5,6	3,6	1,9
Год	1977	1969	1954	1929	1936, 1960, 1972	1934	1924	1931	1936	1921	1953	1953	1969
<b>Кара-Богаз-Гол</b>													
Положит.	3,9	3,2	3,1	3,5	3,4	6,0	6,2	4,6	4,5	4,2	2,7	3,6	1,2
Год	1948	1966	1944	1980	1980	1980	1975	1930	1927	1927	1974	1971	1938, 1971
Отрицат.	4,2	4,2	3,8	2,7	3,7	2,6	3,8	3,7	3,2	2,6	4,5	4,9	1,6
Год	1977	1972	1950	1954	1972	1968	1926	1964	1936	1953	1953	1944	1950
<b>Александр-Бай</b>													
Положит.	3,3	3,3	4,0	3,7	2,4	2,3	2,6	1,7	2,9	2,4	3,2	2,3	0,8
Год	1948	1958	1944	1940	1950	1942	1954	1953	1937	1937	1947	1940	1941
Отрицат.	1,1	2,4	3,5	1,1	2,1	4,3	1,8	2,5	2,5	2,7	2,7	2,2	0,9
Год	1947	1955	1954	1942	1947	1937	1937	1944	1949	1953	1953, 1959	1944	1949
<b>Шевченко</b>													
Положит.	3,1	3,3	3,0	4,0	2,4	3,7	3,0	3,7	3,1	1,9	2,2	2,8	1,4
Год	1966	1966	1962	1976	1977	1977	1975	1976	1978	1971, 1979	1971	1961	1966
Отрицат.	1,2	1,8	2,8	2,2	1,7	3,2	2,2	2,8	2,6	3,7	3,8	2,5	1,0
Год	1969	1969	1980	1965	1969	1970	1970	1965	1973	1976	1976	1976	1969
<b>Форт-Шевченко</b>													
Положит.	3,4	2,8	4,8	3,2	2,4	4,1	2,6	2,9	4,2	3,9	3,1	4,6	1,3
Год	1948	1966	1964	1962	1962	1960	1954	1945	1946	1927	1974	1955	1966
Отрицат.	1,0	0,9	2,8	3,8	2,2	1,8	2,4	4,0	4,7	4,1	3,5	2,6	1,0
Год	1937	1972	1928, 1972	1942	1942	1929, 1933	1942	1978	1973	1976	1953	1936, 1944	1942

Повторяемость  $\bar{P}$  (%) и обеспеченность  $\bar{F}$  (%) высот  $h_3$  % и средних периодов волн  $\bar{\tau}$  по многолетним наблюдениям в различных пунктах на Каспийском море

Характеристика	I		II		III		IV		V		VI	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
<b>Нефтяные Камни, глубина моря 22,5 м, 1961—1984 гг.</b>												
Высота волн $h_3$ % м:												
< 0,1	—	—	—	—	0,081	100	0,12	100	0,12	100	0,12	100
0,1—0,5	8	100	12	100	22	99,6	46	99,9	49	99,9	41	99,9
0,6—1,0	32	92	34	88	34	78	27	54	26	51	25	59
1,1—1,5	31	60	29	54	20	44	14	27	12	25	15	35
1,6—2,0	14	29	12	25	10	24	6,1	13	6,4	12	9,4	19
2,1—2,5	6,7	15	5,5	13	5,5	14	3,0	6,7	3,0	5,9	5,4	9,8
2,6—3,0	3,2	8,3	2,6	7,2	3,4	8,2	1,5	3,8	1,4	2,9	2,2	4,4
3,1—3,5	2,0	5,1	1,7	4,6	1,8	4,8	0,96	2,3	0,52	1,5	1,4	2,3
3,6—4,0	1,2	3,1	1,1	3,0	1,2	3,1	0,67	1,3	0,4	1,0	0,67	0,92
4,1—4,5	0,81	1,9	0,44	1,9	0,65	1,8	0,29	0,67	0,04	0,60	0,17	0,25
4,6—5,0	0,36	1,00	0,62	1,4	0,44	1,2	0,25	0,37	0,28	0,56	0,042	0,084
5,1—5,5	0,16	0,62	0,18	0,79	0,20	0,72	0,042	0,12	0,081	0,28	0,042	0,01
5,6—6,0	0,24	0,52	0,27	0,61	0,12	0,52	0,042	0,084	0,040	0,20	—	—
6,1—6,5	0,24	0,28	0,22	0,35	0,24	0,40	—	—	0,040	0,16	—	—
6,6—7,0	0,04	0,04	0,13	0,13	0,04	0,16	0,042	0,042	0,04	0,12	—	—
7,1—7,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,6—8,0	—	—	—	—	0,081	0,12	—	—	0,08	0,08	—	—
> 8,0	—	—	—	—	0,041	0,04	—	—	—	—	—	—
Период волн $\bar{\tau}$ с:												
1,0—2,0	0,86	100	0,28	100	2,1	100	5,6	100	7,3	100	5,6	100
2,1—3,0	5,3	99	8,1	99	14	97,7	22	94,3	21	92,7	19	94,4
3,1—4,0	29	94	37	92	33	83,9	22	72,6	35	71,8	29	75,4
4,1—5,0	40	65	37	55	30	50,3	26	39,2	25	36,5	29	46,0
5,1—6,0	17	24	13	18	12	19,6	8,9	13,6	8,2	11,4	13	17,0
6,1—7,0	5,8	7,7	4,3	5,6	5,2	7,4	3,5	4,7	2,0	3,2	3,9	4,3
7,1—8,0	1,7	1,9	1,3	1,4	1,8	2,2	0,94	1,14	0,85	1,17	0,41	0,41
8,1—9,0	0,17	0,17	0,09	0,09	0,18	0,37	0,10	0,21	0,32	0,32	—	—
9,1—10,0	—	—	—	—	0,18	0,18	0,10	0,10	—	—	—	—
10,1—11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Нефтяные Камни, глубина моря 11,6 м, 1954—1960 гг.

Характеристика	I		II		III		IV		V		VI	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
<b>Нефтяные Камни, глубина моря 11,6 м, 1954—1960 гг.</b>												
Высота волн $h_3$ % м:												
< 0,1	0,4	100	—	—	—	—	0,83	100	1,2	100	1,2	100
0,1—0,5	20	99,6	18	100	22	100	48	99,2	55	99	55	99
0,6—1,0	40	80	31	82	35	78	27	51	30	44	31	44
1,1—1,5	24	40	25	51	19	43	12	25	6,9	14	7,1	14
1,6—2,0	9,3	15	12	26	14	24	6,8	13	3,4	7	3,5	7
2,1—2,5	2,6	6	5,9	14	5,4	10	3,9	6	2,0	3,5	2,1	3,5
2,6—3,0	1,3	3,4	4,0	8	1,5	4,7	1,7	2,3	0,67	1,5	0,70	1,5
3,1—3,5	0,94	2,1	1,5	4,3	1,5	3,2	0,27	0,56	0,40	0,8	0,42	0,8
3,6—4,0	0,40	1,2	1,5	2,8	0,67	1,66	0,14	0,28	0,40	0,4	0,42	0,4
4,1—4,5	0,54	0,8	0,59	1,3	0,67	0,96	—	—	—	—	—	—
4,6—5,0	0,13	0,26	0,29	0,73	0,13	0,26	0,14	0,14	—	—	—	—
5,1—5,5	—	—	0,29	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—
5,6—6,0	0,13	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,1—6,5	—	—	—	—	0,13	0,13	—	—	—	—	—	—
6,6—7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,1—7,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,6—8,0	—	—	0,15	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—
8,1—8,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Период волн $\bar{\tau}$ с:												
1,0—2,0	1,6	100	2,7	100	2,5	100	11	100	5,9	100	11	100
2,1—3,0	15	98	11	97	17	98	31	89	32	94	26	89
3,1—4,0	30	83	31	87	31	80	25	58	35	62	34	63
4,1—5,0	32	50	30	56	30	49	20	33	20	28	16	30
5,1—6,0	13	19	15	26	11	19	10	13	5,9	7,9	8,2	14
6,1—7,0	3,8	5,8	6,2	11	5,3	8,0	3,0	3,3	1,8	2,1	4,0	5,5
7,1—8,0	1,4	1,9	3,6	4,7	2,5	2,8	—	0,30	—	—	0,60	1,5
8,1—9,0	0,27	0,55	0,59	1,2	0,28	0,28	0,296	0,30	0,295	0,295	0,60	0,61
9,1—10,0	0,27	0,27	0,30	0,59	—	—	—	—	—	—	0,30	0,31
10,1—11,0	—	—	0,31	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—
11,1—12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Характеристика	I		II		III		IV		V		VI	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F

Изберг, глубина моря 10,4 м, 1951—1971 гг.

Высота волн $h_3$ % м:												
< 0,1	7,7	100	4,6	100	4,2	100	12,7	100	12,7	100	7,4	100
0,1—0,5	26,8	92	30,2	95	35,8	96	44,6	87	55,2	87	57,8	92
0,6—1,0	27,5	65	31,0	65	30,9	60	25,1	43	21,5	32	23,4	35
1,1—1,5	21,3	38	19,8	34	18,5	29	12,3	17	7,6	11	6,4	11
1,6—2,0	8,4	17	7,9	14	6,9	11	3,5	5,1	2,5	3,0	4,5	4,8
2,1—2,5	4,6	8,2	4,2	6,5	1,9	3,7	0,99	1,6	0,36	0,47	0,23	0,34
2,6—3,0	2,9	3,6	2,0	2,3	1,3	1,8	0,61	0,65	0,07	0,11	0,076	0,11
3,1—3,5	0,59	0,74	0,31	0,31	0,34	0,47	0,038	0,038	0,035	0,035	0,038	0,038
3,6—4,0	0,11	0,15	—	—	0,13	0,13	—	—	—	—	—	—
4,1—4,5	0,037	0,037	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Период волн $\bar{\tau}$ с:												
< 1,0	7,8	100	4,6	100	4,1	100	13,6	100	12,7	100	12,1	100
1,0—2,0	2,5	92	20,4	95	3,7	96	4,7	87	8,7	87	9,0	88
2,1—3,0	7,9	90	7,4	93	10,0	92	13,8	82	19,5	78	21,0	79
3,1—4,0	27,6	82	32,6	86	34,9	86	34,1	68	33,4	59	38,3	58
4,1—5,0	26,7	54	31	53	22,9	47	22,9	34	19,3	26	15,9	20
5,1—6,0	14,6	27,5	13	22	11,5	17	9,3	11	5,1	6,2	3,2	3,7
6,1—7,0	8,8	12,9	5,6	9	4,2	5,8	1,8	2,1	0,97	1,1	0,35	0,47
7,1—8,0	3,7	4,1	2,88	3,4	1,1	1,6	0,19	0,27	0,14	0,14	0,12	0,11
8,1—9,0	0,37	0,37	0,47	0,47	0,42	0,5	0,077	0,077	—	—	—	—
9,1—10,0	—	—	—	—	0,084	0,084	—	—	—	—	—	—

Остров Булла, глубина моря 10,2 м, 1968—1972 гг.

Высота волн $h_3$ % м:												
< 0,1	2,4	100	1,6	100	3,9	100	9,6	100	9,7	100	8,1	100
0,1—0,5	42	98	50	98	51	96	64	80	59	90	53	92
0,6—1,0	28	55	24	49	21	45	13	26	15	32	17	39
1,1—1,5	13	27	12	25	9,5	24	5,0	13	7,4	16	10	22
1,6—2,0	4,9	14	5,5	13	4,4	15	2,9	8,1	4,4	9,0	4,9	12
2,1—2,5	3,3	9,6	2,8	7,4	4,2	10	2,2	5,2	2,1	4,7	3,4	6,9
2,6—3,0	3,1	6,3	2,8	4,6	2,6	6,0	1,3	3,0	1,6	2,6	1,3	3,5
3,1—3,5	2,0	3,2	0,53	1,8	1,3	3,4	0,34	1,7	0,32	0,97	1,5	2,2
3,6—4,0	0,81	1,3	0,88	1,2	1,8	2,1	0,50	1,3	0,32	0,65	0,67	0,48
4,1—4,5	0,16	0,48	0,35	0,35	0,32	0,32	0,18	0,82	0,16	0,32	—	—
4,6—5,0	0,16	0,32	—	—	—	—	0,16	0,66	0,16	0,16	—	—
5,1—5,5	—	—	—	—	—	—	0,50	0,50	—	—	—	—
5,6—6,0	0,16	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Период волн $\bar{\tau}$ с:												
1,0—2,0	10	100	10	100	15	100	17	100	14	100	13	100
2,1—3,0	45	90	37	90	41	85	40	83	41	86	38	87
3,1—4,0	34	44	41	53	22	43	28	44	26	45	34	49
4,1—5,0	8,3	10	9,1	12	20	22	11	16	17	19	14	15
5,1—6,0	1,5	2,0	2,4	3,0	2,3	2,2	4,0	4,8	2,1	2,1	1,2	1,2
6,1—7,0	0,49	0,50	0,61	0,6	—	—	0,79	0,80	—	—	—	—
7,1—8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Свиной остров, 1952—1971 гг.

Высота волн $h_3$ % м:												
0,1—0,5	40	100	38	100	37	100	48	100	50	100	37	100
0,6—1,0	29	60	27	62	26	64	25	52	24	50	29	63
1,1—1,5	16	31	16	35	14	38	13	27	12	26	16	34
1,6—2,0	7,8	16	9,7	20	10	23	6,2	14	7,0	14	9,1	18
2,1—2,5	3,4	7,3	4,1	10	7,5	13	3,8	7,5	4,1	6,6	4,7	9,3
2,6—3,0	1,8	3,9	3,7	5,9	2,8	5,7	2,6	3,7	1,8	2,5	2,9	4,6
3,1—3,5	1,5	2,1	2,1	2,2	2,7	2,9	0,98	1,1	0,6	0,7	0,9	1,7
3,6—4,0	0,44	0,62	0,13	0,13	0,2	0,2	0,12	0,12	0,13	0,13	0,79	0,79
4,1—4,5	0,18	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Период волн $\bar{\tau}$ с:												
1,0—2,0	8,39	100	0,48	100	0,54	100	—	—	1,4	100	0,72	100
2,1—3,0	8,8	99	5,6	99	3,8	99	7,9	100	11	9,8	7,1	99
3,1—4,0	24	91	21	94	24	96	24	92	29	88	32	92
4,1—5,0	39	67	42	73	41	71	40	67	38	59	42	60
5,1—6,0	24	28	26	31	25	30	21	27	18	21	16	18
6,1—7,0	4,1	4,3	4,3	4,5	5,0	5,3	6,5	6,5	2,7	2,9	2,3	2,6
7,1—8,0	0,12	0,24	0,16	0,16	0,27	0,27	—	—	0,19	0,19	0,29	0,29
8,1—9,0	0,12	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—



Характеристика	I		II		III		IV		V		VI			
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F		
<b>Челекен, глубина моря 6,5 м, 1962—1982 гг.</b>														
Высота волн $h_3$ % м:														
0,1—0,5	63	100	65	100	60	100	62	100	61	100	54	100		
0,6—1,0	22	37	21	35	20	40	23	48	27	39	31	46		
1,1—1,5	9,4	15	7,9	14	10	20	9,5	15	0,97	12	12	15		
1,6—2,0	3,8	5,8	3,0	6,7	6,2	9,8	3,7	5,7	2,5	3,6	2,5	3,7		
2,1—2,5	1,6	2,0	1,9	2,7	2,0	3,7	1,3	1,9	0,9	1,1	0,94	1,2		
2,6—3,0	0,34	0,47	0,62	0,76	0,99	1,6	0,51	0,68	0,2	0,25	0,17	0,26		
3,1—3,5	0,13	0,13	0,14	0,14	0,56	0,64	0,16	0,17	0,04	0,041	0,086	0,086		
3,6—4,0	—	—	—	—	0,04	0,086	—	—	—	—	—	—		
4,1—4,5	—	—	—	—	0,04	0,043	—	—	—	—	—	—		
Период волн $\bar{\tau}$ с:														
1,0—2,0	20	100	22	100	17	100	19	100	18	100	13	100		
2,1—3,0	28	80	33	77	32	83	34	81	36	82	37	87		
3,1—4,0	26	52	23	44	25	51	31	47	31	43	30	50		
4,1—5,0	17	26	1	22	19	26	13	17	9,5	12	16	20		
5,1—6,0	8,1	9,8	8,1	8,5	5,2	7,1	0,34	4,1	2,5	2,7	3,7	4,1		
6,1—7,0	1,4	1,6	0,54	0,55	1,2	1,2	0,25	0,25	0,16	0,16	0,49	0,48		
7,1—8,0	0,16	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
8,1—9,0	0,08	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
<b>Нефтяные Камни, глубина моря 22,5 м, 1961—1984 гг.</b>														
Характеристика	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
Высота волн $h_3$ % м:														
< 0,1	0,32	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,078	100
0,1—0,5	29	99,7	31	100	28	100	18	100	15	100	9,4	100	26	99,9
0,6—1,0	14	71	25	69	30	73	33	82	33	84	31	91	29	74
1,1—1,5	17	47	17	44	17	43	23	49	26	52	29	60	21	45
1,6—2,0	13	30	12	27	12	26	12	25	11	26	16	31	11	24
2,1—2,5	7,3	17	4,6	15	5,7	14	5,9	13	5,2	15	6,9	15	5,4	13
2,6—3,0	4,5	10	3,5	11	3,1	8,4	3,1	7,4	3,4	9,7	3,3	8,0	2,9	7,4
3,1—3,5	3,1	5,5	2,4	7,1	1,6	5,2	1,7	4,2	2,3	6,4	1,4	4,6	1,7	4,5
3,6—4,0	1,2	2,3	1,7	4,7	1,5	3,6	0,69	2,5	1,9	4,1	1,3	3,3	1,1	2,7
4,1—4,5	0,5	1,1	0,89	3,0	0,92	2,2	0,69	1,9	1,2	2,2	0,77	2,0	0,62	1,6
4,6—5,0	0,32	0,56	0,85	1,7	0,79	1,2	0,44	1,2	0,50	0,96	0,60	1,2	0,46	0,96
5,1—5,5	0,04	0,24	0,28	0,89	0,33	0,46	0,36	0,73	0,25	0,46	0,40	0,60	0,20	0,50
5,6—6,0	0,08	0,20	0,44	0,60	0,12	0,12	0,20	0,36	0,042	0,21	0,16	0,20	0,15	0,30
6,1—6,5	0,12	0,12	0,16	0,16	—	—	—	0,040	0,16	0,084	0,17	—	—	0,095
6,6—7,0	—	—	—	—	—	—	—	0,040	0,12	0,042	0,084	—	—	0,031
7,1—7,5	—	—	—	—	—	—	—	0,080	0,084	0,042	0,042	0,04	0,04	0,014
7,6—8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,014
> 8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0034
Период волн $\bar{\tau}$ с:														
1,0—2,0	2,6	100	2,5	100	2,3	100	2,0	100	2,1	100	0,63	100	2,7	100
2,1—3,0	11	97,4	12	97,5	11	97,6	12	97,9	8,9	97,8	8,0	99,3	12	97
3,1—4,0	27	86,2	26	86	34	86,7	31	86,0	35	88,9	33	92,3	32	85
4,1—5,0	34	59,6	34	58,6	31	52,3	33	54,7	31	53,8	38	59,5	33	53
5,1—6,0	17	25,5	17	24,6	15	21,3	15	21,8	15	22,8	16	21,9	14	20
6,1—7,0	6,7	8,4	6,4	8,0	3,8	5,8	4,4	6,5	5,9	7,9	4,0	6,4	4,7	6,4
7,1—8,0	1,3	1,72	1,4	1,6	1,7	2,0	1,6	2,07	1,9	2,01	1,7	2,3	1,4	1,7
8,1—9,0	0,39	0,38	0,09	0,27	0,20	0,28	0,45	0,087	0,087	0,087	0,63	0,63	0,23	0,127
9,1—10,0	—	—	0,09	0,18	0,09	0,09	—	—	—	—	—	—	0,039	0,047
10,1—11,0	—	—	0,09	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	0,008	0,008

Характеристика	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F

Нефтяные Камни, глубина моря 11,6 м, 1954—1960 гг.

Высота волн $h_3$ % м:	волн													
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
< 0,1	0,27	100	1,6	100	0,2	100	0,27	100	—	—	0,13	100	0,59	100
0,1—0,5	37	99,7	31	98	31	99,8	25	99,7	14	100	17	99,9	31	99,4
0,6—1,0	29	62	34	67	34	68	36	74	28	86	39	82	33	68
1,1—1,5	17	33	15	33	17	35	20	38	27	58	27	43	18	36
1,6—2,0	9	17	7,0	18	8,7	18	9,7	18	17	31	9	16	9,3	17,4
2,1—2,5	4	8	5,2	11	4,0	9	4,4	8	6,8	14	3,2	7	4,1	8,4
2,6—3,0	1,6	3,7	3,5	6	2,5	5	2,0	3,8	3,2	7	1,2	3,5	2,1	4,4
3,1—3,5	1,2	2,1	0,81	2,27	1,5	2,27	0,54	1,8	1,7	4,0	1,3	2,3	1,1	2,4
3,6—4,0	0,13	0,9	1,2	1,47	0,55	0,74	0,94	1,3	0,97	2,4	0,13	1,04	0,59	1,3
4,1—4,5	0,54	0,77	0,27	0,28	0,28	0,27	0,27	0,4	0,14	1,4	0,40	0,93	0,33	0,693
4,6—5,0	—	—	—	—	—	—	0,13	0,13	0,28	1,26	0,27	0,53	0,17	0,363
5,1—5,5	0,27	0,27	—	—	—	—	—	—	0,28	0,98	0,13	0,26	0,091	0,194
5,6—6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,70	—	—	0,023	0,102
6,1—6,5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,56	0,13	0,13	0,034	0,079
6,6—7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,28	—	—	0,023	0,045
7,1—7,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,6—8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,011	0,022
8,1—8,5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	0,14	—	—	0,011	0,011
Период волн $\bar{\tau}$ с:	волн													
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
1,0—2,0	5,0	100	2,0	100	2,6	100	4,1	100	0,84	100	0,83	100	4,0	100
2,1—2,0	19	95	23	98	20	97	18	96	11	99	12	99	19	96
3,1—4,0	38	76	34	75	33	77	37	78	24	85	39	87	33	76
4,1—5,0	22	37	22	41	27	44	23	41	38	65	33	49	26	44
5,1—6,0	11	15,8	11	19	9,6	18	11	17	18	27	13	16	12	18
6,1—7,0	2,6	4,4	2,6	8,1	5,6	7,9	5,2	6,3	4,5	8,4	1,1	3,6	4,0	6,2
7,1—8,0	0,88	1,8	2,8	3,1	1,5	2,3	0,82	1,1	2,5	3,9	2,2	2,5	1,6	2,2
8,1—9,0	0,58	0,58	0,28	0,28	0,29	0,88	0,27	0,27	0,84	1,4	0,28	0,28	0,40	0,62
9,1—10,0	0,29	0,29	—	—	0,58	0,58	—	—	—	—	—	—	0,14	0,21
10,1—11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,56	0,56	—	—	0,048	0,048
11,1—12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Изберг, глубина моря 10,4 м, 1951—1971 гг.

Высота волн $h_3$ % м:	волн													
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
< 0,1	11,0	100	4,1	100	3,5	100	2,1	100	3,0	100	4,1	100	6,5	100
0,1—0,5	56,9	89	47,8	95,8	38,9	96,5	35,9	98	27,1	97	27,4	96	40,5	93
0,6—1,0	22,9	32	32,7	48	31,1	58	29,4	62	29	70	30	68	27,7	53
1,1—1,5	7,5	9,2	11,7	15	16,1	26	18,7	23	21,7	41	18,7	38	14,9	25
1,6—2,0	1,4	1,7	2,8	3,6	6,5	10	7,2	14	10,5	19	9,7	20	5,9	10
2,1—2,5	0,22	0,29	0,61	0,84	2,3	3,9	8,5	6,8	4,6	8,8	5,2	10	2,4	4,2
2,6—3,0	0,072	0,072	0,19	0,23	1,3	1,6	2,7	3,3	3,0	4,2	3,4	4,8	1,4	1,8
3,1—3,5	—	—	0,038	0,038	0,34	0,34	0,48	0,55	1,2	1,24	1,1	1,4	0,37	0,43
3,6—4,0	—	—	—	—	—	—	0,073	0,073	0,098	0,038	0,26	0,34	0,05	0,06
4,1—4,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,075	0,075	0,0095	0,0095
Период волн $\bar{\tau}$ с:	волн													
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
< 1,0	11,6	100	6,0	100	3,0	100	2,2	100	1,1	100	4,0	100	6,9	100
1,0—2,0	9,7	88	6,2	94	4,7	97	3,0	98	2,0	99	2,9	96	5,0	93
2,1—3,0	21,2	79	13,7	38	10,3	92	11,0	93	7,8	97	7,5	93	12,6	88
3,1—4,0	36,9	57	38,4	74	36,2	82	30,9	85	28,7	89	28,1	86	98,3	75
4,1—5,0	18,0	20	27,2	36	30,1	46	32,1	53	31,9	60	29,3	57	26,1	42
5,1—6,0	1,9	2,4	7,5	8,4	12,3	16	14,1	21	17,8	28	15	28	10,4	16
6,1—7,0	0,46	0,54	0,78	0,85	2,6	3,4	5,6	6,6	7,7	11	9,3	13	4,0	5,3
7,1—8,0	0,077	0,077	0,074	0,074	0,51	0,75	0,99	1,0	2,7	3,0	3,2	3,9	1,3	1,5
8,1—9,0	—	—	—	—	0,24	0,24	0,038	0,038	0,28	0,028	0,55	0,66	0,2	0,22
9,1—10,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	0,11	0,016	0,016

Характеристика	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F

Остров Булла, глубина моря 10,2 м, 1968—1972 гг.

Высота волн $h_3$ % м:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
< 0,1	7,9	100	5,5	100	3,5	100	0,97	100	1,5	100	1,9	100	4,7	100
0,1—0,5	51	92	54	94	52	97	51	99	53	98	49	98	52	95
0,6—1,0	17	41	16	40	22	45	26	48	27	45	28	49	21	43
1,1—1,5	11	23	9,7	24	10	23	10	22	9,8	18	12	21	9,9	21
1,6—2,0	5,3	12	5,0	15	5,8	13	5,2	11	2,3	8,0	5,0	9,2	4,6	12
2,1—2,5	4,2	7,1	5,5	9,7	2,2	7,0	1,9	5,8	2,0	5,7	2,3	4,2	3,0	7,0
2,6—3,0	1,8	2,9	2,1	4,2	3,3	4,8	2,1	3,9	0,83	3,7	1,1	1,9	2,0	3,0
3,1—3,5	0,65	1,1	1,5	2,1	0,83	1,5	1,1	1,8	1,3	2,8	0,16	0,81	0,96	2,0
3,6—4,0	0,48	0,48	0,49	0,64	0,50	0,66	0,49	0,65	1,3	1,5	0,32	0,65	0,71	0,99
4,1—4,5	—	—	—	—	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,32	0,32	0,16	0,27
4,6—5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,11
5,1—5,5	—	—	0,16	0,16	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,069
5,6—6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,014	0,014
Период волн $\bar{\tau}$ с:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
1,0—2,0	8,7	100	5,5	100	7,5	100	8,9	100	8,3	100	7,7	100	10	100
2,1—3,0	43	95	41	94	42	93	48	91	56	92	43	92	43	90
3,1—4,0	38	52	37	53	37	55	33	43	27	36	42	49	33	47
4,1—5,0	12	14	12	16	11	13	9,4	10	6,1	8,9	7,7	7,7	11	13
5,1—6,0	2,3	2,3	3,1	3,7	2,0	2,0	0,99	0,99	2,8	2,8	—	—	1,9	2,13
6,1—7,0	—	—	0,61	0,61	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	0,19
7,1—8,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Свиной остров, 1952—1971 гг.

Высота волн $h_3$ % м:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
0,1—0,5	29	100	26	100	29	100	34	100	31	100	41	100	36	100
0,6—1,0	28	70	30	74	29	61	28	66	36	69	27	59	28	64
1,1—1,5	20	42	21	44	16	42	14	38	16	35	16	31	16	36
1,6—2,0	14	22	11	23	12	26	11	24	7,0	19	6,3	15	9,4	20
2,1—2,5	4,9	7,6	6,3	11	7,3	14	6,8	13	5,2	12	4,0	8,4	5,2	10
2,6—3,0	2,7	3,4	2,9	4,9	4,2	6,6	3,1	5,8	4,5	6,6	2,3	4,4	3,0	5,0
3,1—3,5	0,43	0,75	1,5	2,0	2,1	2,4	1,0	2,7	1,8	2,1	1,7	2,1	1,6	2,0
3,6—4,0	0,21	0,32	0,52	0,52	0,1	0,31	0,94	0,94	0,19	0,29	0,39	0,39	0,35	0,43
4,1—4,5	0,11	0,11	—	—	—	—	—	—	0,096	0,096	0,097	0,097	0,078	0,078
Период волн $\bar{\tau}$ с:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
1,0—2,0	1,7	100	0,24	100	2,7	100	0,50	100	0,35	100	1,5	100	0,91	100
2,1—3,0	7,0	98	5,7	99	7,2	97	6,8	99	7,0	99	10	98	7,2	99
3,1—4,0	30	91	28	94	24	90	22	93	21	93	24	88	25	92
4,1—5,0	41	62	45	66	42	66	41	70	39	71	37	65	41	67
5,1—6,0	18	20	18	21	22	24	24	29	25	32	24	27	22	26
6,1—7,0	2,0	2,0	2,8	2,8	2,1	2,1	5,1	5,2	6,2	6,6	3,0	3,5	3,8	4,0
7,1—8,0	—	—	—	—	—	—	0,12	0,12	0,35	0,35	0,49	0,49	0,17	0,18
8,1—9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,011	0,01

Челекен, глубина моря 6,5 м, 1962—1982 гг.

Высота волн $h_3$ % м:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
0,1—0,5	44	100	53	100	58	100	65	100	66	100	65	100	60	100
0,6—1,0	38	56	28	47	25	42	18	35	19	36	20	34	25	40
1,1—1,5	13	18	11	17	10	17	10	17	8,9	15,7	8,2	15	9,9	16
1,6—2,0	3,4	4,4	4,9	6,6	4,3	6,7	4,0	6,6	3,9	6,7	3,7	6,3	3,8	6,0
2,1—2,5	0,55	0,98	9,3	1,8	1,8	2,3	1,5	2,6	1,7	2,8	1,6	2,6	1,4	2,2
2,6—3,0	0,42	0,42	0,76	0,88	0,52	0,56	0,91	1,1	0,72	1,0	0,86	0,98	0,59	0,76
3,1—3,5	—	—	0,13	0,13	0,043	0,043	0,16	0,21	0,21	0,3	0,08	0,12	0,15	0,17
3,6—4,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,085	0,085	0,04	0,041	0,041	0,021
4,1—4,5	—	—	—	—	—	—	0,041	0,041	—	—	—	—	0,007	0,007
Период волн $\bar{\tau}$ с:	VII		VIII		IX		X		XI		XII		Год	
	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F	P	F
1,0—2,0	11	100	13	100	14	100	19	100	24	100	22	100	17,4	100
2,1—3,0	36	89	38	87	39	86	34	81	32	76	32	78	35	82
3,1—4,0	30	53	31	49	27	47	26	47	23	44	21,7	46	27	48
4,1—5,0	18	22	14	18	14	20	12	21	13,5	21	15	25	15	21
5,1—6,0	4,3	4,4	4,2	4,5	5,0	5	7,5	8,7	6,6	7,7	7,1	9,3	5,5	6,3
6,1—7,0	0,075	0,075	0,31	0,31	0,33	0,33	1,03	1,1	0,6	1,02	1,5	2,2	0,66	0,77
7,1—8,0	—	—	—	—	—	—	0,085	0,086	0,34	0,43	0,42	0,68	0,08	0,12
8,1—9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,085	0,085	0,25	0,25	0,03	0,034

Примечание. Значения обеспеченности приведены в точности до 2-й значащей цифры, т. е. с точностью, приемлемой для данной градации высот и периодов волн.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакаров М. И. Многолетние колебания испарения на Каспийском море.— Дис. . . канд. геогр. наук.— Баку: ИГ АН АзССР, 1964.— 357 с.
2. Аверкин М. С. Метеорология.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1951.— 381 с.
3. Агеноров В. К. О методе и возможностях исследования пространственно-временной изменчивости температуры и солёности вод открытого моря//Тр. ГОИН.— 1968.— Вып. 95.— С. 104—123.
4. Агеноров В. К. Пространственная дискретность глубоководных гидрологических наблюдений//Вопр. географии.— 1970.— № 84.— С. 151—173.
5. Агеноров В. К. Распределение глубоководных гидрологических станций в Мировом океане и современная освещённость его наблюдениями//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 100.— С. 71—87.
6. Алякин О. А. Общая гидрохимия.— Л.: Гидрометеоздат, 1948.— 208 с.
7. Аполлов Б. А. Водный баланс Каспийского моря и возможные его изменения//Тр. ЦИЭГМ.— 1935.— Вып. 2(44).— С. 11—18.
8. Аполлов Б. А. Защита нефтяных промыслов Апшерона от льда//Пути изучения гидрометеорологического режима и освоения акваторий нефтяных промыслов Каспийского моря.— Баку, 1956.— С. 88—89.
9. Аполлов Б. А., Алексеева К. И. Прогноз уровня Каспийского моря//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1959.— Т. 5.— С. 63—78.
10. Аполлов Б. А., Медовиков В. Основные гидрометеорологические характеристики устьев р. Волги по Бахтемирскому фарватеру.— М.: Центроморпроект, НК МФ, 1939.— 11 с.
11. Аполлов Б. А., Федорова Е. И. Исследование колебаний уровня Каспийского моря//Тр. ИОАН.— 1956.— Т. 15.— С. 72—228.
12. Архипова Е. Г. Об испарении на Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 021.— С. 3—20.
13. Архипова Е. Г. Термический режим Северного Каспия и его возможные изменения в связи с падением уровня//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 20.— С. 337—395.
14. Архипова Е. Г. Тепловой баланс Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 35.— С. 3—102.
15. Архипова Е. Г. Инструментальные погрешности измерения атмосферных осадков на Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 98.— С. 156—164.
16. Архипова Е. Г., Макарова Р. Е., Крюков В. В. Многолетние изменения испарения на Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 86—94.
17. Архипова Е. Г. Современный и перспективный водный и солевой баланс и возможные изменения гидрологического режима Каспийского моря//Тр. ВНИРО.— 1975.— Т. 108.— С. 18—26.
18. Архипова Е. Г., Ржеплинский Г. В. Прозрачность и цвет воды в Апшеронском районе Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1961.— Вып. 61.— С. 153—158.
19. Архипова Е. Г., Крюков В. В., Молошников В. Н. Возможные изменения уровня и других элементов гидрологического режима Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 115.— С. 5—19.
20. Архипова Е. Г., Любанский В. А., Резникова Л. П. Основные особенности температурного режима Каспийского моря и его районов//Тр. ГОИН.— 1958.— Вып. 43.— С. 53—100.
21. Атлас ветра и волн Северного Каспия/Под ред. Е. М. Копайгородского.— Ростов-на-Дону, 1964.— 58 с.
22. Атлас волнения и ветра Среднего и Южного Каспия/Под ред. Л. П. Тамбовцевой.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 92 с.
23. Атлас льдов Каспийского моря/Под ред. В. С. Назарова.— Л.: Гидрометеоздат, 1961.— 85 с.
24. Багров Н. А. Развитие ветрового нагона в замкнутом море//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геодезия.— 1946.— № 4.— С. 25—30.
25. Бадамшин Б. И. Некоторые новые данные о биологии каспийского тюленя во льдах//Рыбное хозяйство.— 1949.— № 3.— С. 39—44.
26. Бадамшин Б. И., Катунин Д. Н. Ледовый режим Северного Каспия и его влияние на жизнь и промысел тюленя//Тез. докл. Всесоюз. науч. совещ. по льдам южных морей.— М., 1970.— С. 11—12.
27. Байдин С. С., Линберг Ф. Н., Самойлов И. В. Гидрология дельты Волги.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— С. 283—290.
28. Барабаш А. К. Методика прогноза температуры воды и появления льда в прибрежной зоне северной части Каспийского моря//Сб. работ Астраханской ГМО.— 1970.— Вып. 1.— С. 103—111.
29. Басилашвили Ц. З. Статистический анализ переменных и выбор предикторов для прогностических (эмпирических) зависимостей//Аннотированный указатель алгоритмов и программ ВНИГМИ—МЦД.— Обнинск, 1977.— 13 с.
30. Басилашвили Ц. З., Плоткина И. Г. Определение многофакторных зависимостей с развертыванием уравнения, оценки их качества и расчет вероятностных прогнозов//Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета. Вып. 4.— Обнинск, 1985.— 21 с.
31. Бахмалов Ф. Г. Расчет циркуляции вод для некоторых типов штормовых ветров на Северном Каспии//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле.— 1968.— № 1.— С. 120—125.
32. Беева И. М., Кириллова Т. В., Строкина Л. А. Методика учета влияния облачности на суммарную радиацию над океаном при климатических расчетах//Тр. ГГО.— 1975.— Вып. 338.— С. 68—72.
33. Белинский Н. А. Опыт установления индекса циркуляции атмосферы//Тр. НИУ ГУГМС.— 1946.— Сер. 5, Вып. 14.— С. 3—130.
34. Белинский Н. А., Глаголева М. Г. Исследование возможности экстраполяции полей аномалий цикло- и антициклонической деятельности//Тр. ЦИП.— 1959.— Вып. 91.— С. 3—17.
35. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозе колебаний уровня Каспийского моря//Тр. ЦИП.— 1946.— Вып. 37.— С. 3—21.
36. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Основные черты динамики вод Азовского моря и Керченского пролива//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 139.— С. 11—20.
37. Белов В. П., Филиппов Ю. Г. Динамика и вертикальная структура течений Азовского моря//Тр. ГОИН.— 1980.— Вып. 159.— С. 127—134.
38. Белов В. П., Филиппов Ю. Г., Шлыгин И. А. Расчет водообмена через Керченский пролив//Метеорология и гидрология.— 1978.— № 2.— С. 52—59.
39. Бенашвили И. А. Методика ледовых прогнозов для Каспийского моря//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 5, вып. 1.— С. 70—97.
40. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время//Проблемы физической географии.— 1934.— Т. 1, вып. 1.— С. 11—64.
41. Березкин В. А. Динамика моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1947.— 683 с.
42. Березкин В. А., Гершун А. А., Янишевский Ю. Д. Прозрачность и цвет морской воды.— Л.: Изд-во Военно-Морской Академии, 1940.— 124 с.
43. Березнер А. С. Территориальное перераспределение речного стока европейской части РСФСР.— Л.: Гидрометеоздат, 1985.
44. Блинов Л. К. О поступлении морских солей в атмосферу и о значении ветра в солевом балансе Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1950.— Вып. 15 (27).— С. 67—112.
45. Блинов Л. К. О выносе солей с поверхности Каспийского моря в атмосферу//Колебания уровня Каспийского моря. Т. 2.— М., 1954.— С. 127—134.
46. Богородский В. В., Гаврилов В. П. Лед, физические свойства, современные методы гляциологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 384 с.
47. Богословский Б. Б. Озероведение.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960.— 334 с.

48. Брегман Г. Р. Колебания уровня Каспийского моря//Исследование морей СССР.— 1936.— Вып. 24.— С. 13—85.
49. Брегман Г. Р., Михалевский А. И. Водный баланс Каспийского моря в связи с Большой Волгой//Изд. АН АзССР. Сер. физ.-хим.— 1935.— Т. 19.— С. 7—138.
50. Бруевич С. В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия//Тр. по комплексному изучению Каспийского моря АН СССР. Вып. 4.— М.: Л., 1937.— 352 с.
51. Бруевич С. В. Изменение климата и уровня Каспийского моря за последнее тысячелетие по химическим данным//Тр. ГОИН.— 1948.— Вып. 4(16).— С. 23—69.
52. Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Осадкообразование в Каспийском море//Тр. ИОАН.— 1949.— Т. 3.— С. 119—156.
53. Бруевич С. В., Иванов К. И. Гидрохимия западной части Северного Каспия по работам 1934 г./Тр. I Всекаспийской науч. рыбохоз. конф. Т. 3.— М., 1938.
54. Бруевич С. В., Федосов М. В. Гидрохимия восточной части Северного Каспия//Тр. I Всекаспийской науч. рыбохоз. конф. Т. 3.— М., 1938.
55. Брукс К., Карузерт Н. Применение статистических методов в метеорологии/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.— 416 с.
56. Будилова Е. В., Носов В. Н., Терехин А. Т. Моделирование течений Северного Каспия//Теоретическая экология.— М., 1987.— 200 с.
57. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеиздат, 1956.— 255 с.
58. Будыко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 280 с.
59. Бухарицын П. И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря//Водные ресурсы.— 1984.— № 6.— С. 115—123.
60. Бухарицын П. И. Особенности ледового режима и методы прогноза ледовых условий северной части Каспийского моря.— Автореф. дис... канд. геогр. наук.— Л.: Изд. ААНИИ, 1986.— 20 с.
61. Бухарицын П. И. Расчет и прогноз толщины наслоенного льда в судходных районах северо-западной части Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1986.— № 4.— С. 87—93.
62. Валединский В. В., Аполлов Б. А. Дельта р. Волги (по данным изысканий 1919—1925 гг.). Т. 1. Естественные условия//Тр. Отд. портов и Управл. внутр. водных путей (Тифлис).— 1930.— Вып. 5.— 661 с.
63. Валлер Ф. И. Некоторые черты ледового режима северной части Каспийского моря//Сб. работ Астраханской ГМО.— 1970.— Вып. 1.— С. 112—131.
64. Валлер Ф. И. Ледовые условия на севере Каспийского моря в очень суровую зиму 1968/69 г./Исследование льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 18—28.
65. Валлер Ф. И. Альbedo льда Северного Каспия//Метеорология и гидрология.— 1974.— № 11.— С. 93—95.
66. Валлер Ф. И. Ледовые условия на судходных трассах северной части Каспийского моря и их влияние на движение судов//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1977.— Вып. 50.— С. 94—104.
67. Валлер Ф. И. Прочность ледяного покрова Северного Каспия (по результатам работ зимой 1973-74 гг.)//Сб. работ Астраханской ГМО.— 1980.— Вып. 2.— С. 102—108.
68. Валлер Ф. И., Егоров И. Г. О преобладающем переносе вод Северного Каспия в навигационный и ледовый периоды//Сб. работ Астраханской ГМО.— 1980.— Вып. 2.— С. 73—92.
69. Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика//Пер. с нем.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
70. Вапняр М. У. Некоторые предварительные результаты экспериментального исследования трансформации волн на мелководье//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 28—36.
71. Вапняр М. У., Керимов А. А. Изменение относительных высот волн в прибрежной зоне в зависимости от глубины моря и среднего периода волны//Тр. ЗакНИГМИ.— 1975.— Вып. 31(37).— С. 117—128.
72. Вапняр М. У., Татлыева З. И. О характере многолетнего распределения высот волн на Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1989.— Вып. 188.— С. 132—137.
73. Вапняр М. У., Керимов А. А., Тамбовцева Л. П. Об исследовании режима ветрового волнения на Каспийском море//Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа.— Л., 1989.— 316 с.
74. Вентцель Е. С. Теория вероятностей.— М.: Наука, 1969.— 376 с.
75. Вероятностные характеристики волнения, методы их анализа и расчета/И. Н. Давидан, В. А. Рожков, Б. М. Андреев и др./Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 97.— С. 159—170.
76. Веселова Л. Е. Гидрометеорологические условия выноса плавучих льдов вдоль западного побережья Среднего Каспия к району Апшерона//Пути изучения гидрометеорологического режима и освоения акваторий нефтяных промыслов Каспийского моря.— Баку, 1956.— С. 90—94.
77. Веселова Л. Е. Ледяной покров Каспийского моря, условия его образования и развития//Тр. ГОИН.— 1956.— Вып. 024.— С. 56—147.
78. Веселова Л. Е., Ганиев Н. А. Дрейф льда у западного побережья Среднего Каспия//Тр. ЗакНИГМИ.— 1981.— Вып. 78(84).— С. 41—58.
79. Веселова Л. Е., Цуриков В. Л. Плотность льдов Каспийского моря//Тр. ЗакНИГМИ.— 1977.— Вып. 70(76).— С. 65—82.
80. Веселова Л. Е., Валлер Ф. И., Цуриков В. Л. О прочности на изгиб льдов Северного Каспия//Тр. ЗакНИГМИ.— 1981.— Вып. 78(84).— С. 59—71.
81. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные.— Л.: Транспорт. Ленингр. отд-ние, 1974.— 359 с.
82. Визе В. Ю. Колебания солнечной деятельности и ледовитости Арктических морей.— М.; Л.: Изд-во ГУСМП, 1945.— 6 с.
83. Виленский Я. Г., Глуховский Б. Х. Экспериментальное исследование процесса морского ветрового волнения//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 36.— С. 9—62.
84. Винецкая Н. И. Сезонные колебания солёности Северного Каспия в 1950 г./Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 23.
85. Винецкая Н. И. Изменение уровня Каспийского моря и режим солёности его северной части за последнее двадцатилетие//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1959.— Т. 5.— С. 118—124.
86. Винецкая Н. И. Солёность вод Северного Каспия//Тр. ВНИРО.— 1959.— Т. 38.— С. 26—51.
87. Винецкая Н. И. Многолетние и сезонные изменения гидрохимического режима Северного Каспия до зарегулирования стока Волги//Тр. КаспНИРХ.— 1957.— Т. 18.— С. 4—90.
88. Виноградов Л. Г. Многолетние изменения северокаспийского бентоса//Тр. ВНИРО.— 1959.— Т. 38.— С. 241—276.
89. Виноградов Л. Г., Яблонская Е. А. Промыслы рыбохозяйственной мелиорации Каспийского моря//Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последнее десятилетие.— М., 1965.— 258 с.
90. Вительс Л. А. Месячные, сезонные и годовые характеристики барикоциркуляционного режима европейского естественного синоптического района, 1900—1964 гг.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 128 с.
91. Вительс Л. А., Касоглебова С. В. Месячные, сезонные и годовые характеристики барикоциркуляционного режима европейского естественного синоптического района в 1965—1970 гг./Тр. ГГО.— 1974.— Вып. 136.— С. 179—198.
92. Владимирцев Ю. А. Зимняя вертикальная циркуляция в Черном море//Вопр. географии.— 1963.— № 62.— С. 126—130.
93. Влияние облачности на суммарную радиацию, поступающую на поверхность океана/Г. В. Гирдюк, Б. Н. Егоров, Т. В. Кириллова, Л. В. Несина//Тр. ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 109—117.
94. Воейков А. И. Климаты земного шара и в особенности России//Избр. соч. Т. 1.— М.; Л., 1948.— 750 с.
95. Галеркин Л. И. О физических основах прогноза сезонных колебаний уровня Японского моря//Тр. ИОАН.— 1960.— Т. 37.— С. 73—91.
96. Галеркин Л. И. О расчете водного баланса по уровню//Океанология.— 1962.— Т. 2, вып. 5.— С. 783—788.
97. Гамбец Е. И. Статистика экстремальных значений.— М.: Мир, 1965.
98. Георгиевский В. Ю. Расчеты и прогнозы изменений уровня Каспийского моря под влиянием естественных климатических факторов и хозяйственной деятельности//Тр. ГГИ.— 1978.— Т. 255.— С. 94—112.
99. Георгиевский В. Ю. Водный баланс Каспийского моря по данным наблюдений//Тр. Ленингр. гидрометеоролог. ин-та.— 1982.— Вып. 79.— С. 129—136.
100. Георгиевский В. Ю., Моисеенко А. И., Квициадзе В. В. Оценки антропогенных изменений внутригодового распределения стока Верхней Волги//Тр. ГГИ.— 1986.— Т. 315.— С. 61—68.

101. Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 107.— 151 с.
102. Герман В. Х. Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 103.
103. Герман В. Х., Довгопол Н. П. Расчет максимальных уровней низкой обеспеченности на примере Каспийского и Аральского морей//Тр. ГОИН.— 1967.— Вып. 80.— С. 17—29.
104. Герштанский Н. Д. Некоторые особенности рельефа водной поверхности при нагонах и сгонах в отмельных районах моря (на примере Северного Каспия)//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 104.— С. 82—95.
105. Герштанский Н. Д. Особенности сгонно-нагонных колебаний уровня воды на устьевом взморье Волги//Тр. ГОИН.— 1973.— Вып. 116.— С. 131—145.
106. Гетман И. Ф. Расчет сгонно-нагонных колебаний уровня в Северном Каспии//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1973.— Вып. 127.— С. 16—23.
107. Гетман И. Ф. Метод расчета ветровых течений в Северном Каспии//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1976.— Вып. 164.— С. 61—76.
108. Гидрологические условия в районе кромки льда в Каспийском море/А. Н. Косарев, В. А. Иванов, С. М. Перминов, В. Н. Ширяев//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 99—112.
109. Гидрологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Балтийское море. Вып. 2. Рижский залив.— Л.: Гидрометеиздат, 1985.— 80 с.
110. Гидрологический справочник морей СССР. Т. II. Каспийское море. Вып. 1.— Л.: ЦУЕГМС, 1935.— 186 с.
111. Гидрологический справочник морей СССР. Т. II. Каспийское море. Вып. 2.— Л.: ЦУЕГМС, 1935.
112. Гидрология устьевой области Куры.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— С. 324.
113. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 2. Каспийское море.— Л.: Гидрометеиздат, 1986.— 268 с.
114. Гирдюк Г. В., Малевский-Малевич С. П. Методика расчета эффективного излучения поверхности океана//Тр. ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 124—132.
115. Гирдюк Г. В., Малевский-Малевич С. П. Методика расчета эффективного излучения поверхности океана с учетом яркости облаков//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 10.— С. 44—52.
116. Гирс А. А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря//Изв. АН СССР. Сер. геол.-геогр.— 1957.— № 1.— С. 102—108.
117. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 280 с.
118. Глаголева М. Г. Дрейф льда в прибрежных районах//Тр. ЦИП.— 1950.— Вып. 17.— С. 159—166.
119. Глаголева М. Г. Аналитическое представление распределения гидрометеорологических элементов с помощью естественных ортогональных составляющих//Тр. ЦИП.— 1965.— Вып. 142.— С. 33—39.
120. Глебова М. Я. Направление метелевых ветров на Европейской территории СССР//Тр. ГГО.— 1958.— Вып. 85.— С. 73—80.
121. Глуховский Б. Х. Исследование морского ветрового волнения.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 282 с.
122. Гольцберг И. А. Метеорологическая эффективность продуваемых лесных полос разной конструкции//Тр. ГГО.— 1954.— Вып. 44(106).— С. 4—23.
123. Гоптарев Н. П. Схема расчета характеристик турбулентности приземного слоя атмосферы//Тр. ГОИН.— 1965.— Вып. 84.— С. 171—181.
124. Гоптарев Н. П. Некоторые приемы расчета нестационарного водного баланса замкнутых и полузакмнутых морей//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 115.— С. 61—70.
125. Гоптарев Н. П., Панин Г. Н. Влияние температуры стратификации привидного слоя атмосферы на скорость испарения//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 89.— С. 148—155.
126. Гоптарев Н. П., Шлыгин И. А. Проблема Каспийского моря.— М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1978.— 12 с.
127. Горбунов Ю. А., Гудкович З. М., Николаева А. Л. Методические указания по расчету режимных характеристик дрейфа льда в шельфовой зоне морей СССР.— Л.: Изд. ААНИИ, 1977.— 39 с.
128. Горский Н. Н. Течения Северного Каспия.— Сталинград, 1936.
129. Горский Н. Н. 37 дней на дрейфующих льдах Каспия.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953.— 184 с.
130. Гробштейн С. Р. Перспективы развития морских нефтепромыслов на Каспии в 1956—1960 гг. в связи с падением уровня моря и ледоходом//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1959.— Т. 5.— С. 295—299.
131. Грузинская Е. П., Скриптунов Н. А. Водный баланс восточной части Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1986.— Вып. 179.— С. 105—115.
132. Гудкович З. М. Рекомендации по расчету максимальных скоростей дрейфа льда в шельфовой зоне моря.— Л.: Изд. ААНИИ, 1984.— 51 с.
133. Гудков-Кученков М. П. Исключительная зима в Кизил-Агачском заливе//Метеорологический вестник.— 1926.— № 4.— С. 112.
134. Гutowский А. Относы льда в северо-восточной части Каспийского моря//Русское судоходство.— 1901.— № 231—235.— С. 43—47.
135. Гюль К. К. Ледовый режим Каспийского моря//Тр. ИГ АН АзССР.— 1955.— Т. 5.— С. 72—95.
136. Гюль К. К. Состояние изученности ледового режима Каспийского моря и перспективы его дальнейшего изучения//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 7—18.
137. Гюль К. К., Ганиев Н. А. Некоторые данные о солёности и плотности льда Каспийского моря//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 29—30.
138. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— С. 251—260.
139. Давыдов В. К. Испарение с поверхности Каспийского моря//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 8, вып. 1.— С. 124—154.
140. Джафарова Н. А. Сильные ветры на Среднем Каспии и их прогнозирование.— Дис. канд. геогр. наук.— Баку: ИГ АН АзССР, 1973.— 180 с.
141. Диагностические расчеты течений в Каспийском море/А. С. Саркисян, Б. Р. Зарипов, А. Н. Косарев, Д. Г. Ржелпийский//Изв. АН СССР. Сер. ФАО.— 1976.— Т. 12, № 10.— С. 1106—1111.
142. Добровольский А. Д., Завриев В. Г., Косарев А. Н. Цвет и прозрачность как признаки речных вод в море//Океанология.— 1964.— Т. 1, вып. 4.— С. 626—629.
143. Дорофеев С. В., Фрейман С. Ю. Каспийский тюлень и его промысел во льдах//Тр. Науч. ин-та рыбного хозяйства.— 1928.— Т. 3, вып. 3.— 120 с.
144. Дуда Р., Харт И. Распознавание образов и анализ оценки.— М.: Мир, 1976.
145. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Суммарная радиация над океаном в условиях безоблачного неба//Тр. ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 87—98.
146. Жирнов В. М. Изучение режима волнения Каспийского моря//Информ. сб., посвященный 40-летию установления Советской власти в Азербайджане.— Баку, 1960.— С. 96—101.
147. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 8, вып. 1.— С. 167—175.
148. Зайков Б. Д. Сток воды из Каспийского моря в залив Кара-Богаз-Гол//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 8, вып. 1.— С. 155—160.
149. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня//Тр. НИУ ГУГМС.— 1946.— Сер. 4, вып. 38.— С. 5—50.
150. Зайцев Г. Н. Колебания солёности Северного Каспия в 1935—1943 гг. и причины их возникновения//Метеорология и гидрология.— 1946.— № 4.— С. 71—77.
151. Зайцев Г. Н. Возможные изменения гидрологического режима северной части Каспийского моря в связи с падением уровня моря//Тр. ГОИН.— 1953.— Вып. 12.— С. 53—77.
152. Зайцев Г. Н. Некоторые закономерности многолетних изменений уровня и солёности северной части Каспийского моря//Океанология.— 1965.— Т. 5, вып. 2.— С. 276—285.
153. Зайцев Г. Н., Федосов М. В. Вертикальное перемешивание и формирование гидрохимического режима верхнего слоя воды Среднего и Южного Каспия//Тр. ВНИРО.— 1959.— Т. 38, вып. 1.— С. 134—141.

154. Залогин Б. С. Зимняя вертикальная циркуляция в Карском море//Вопр. географии.— 1963.— № 62.— С. 131—135.
155. Зарипов Б. Р., Косарев А. Н. Статистические характеристики течений Каспийского моря//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1973.— № 4.— С. 67—72.
156. Зарипов Б. Р., Иванова В. А., Косарев А. Н. О статистических характеристиках течений в Южном Каспии//Комплексные исследования Каспийского моря.— 1976.— Вып. 5.— С. 224—227.
157. Затучная Б. М. Особенности солевого состава вод северной части Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 101.— С. 74—79.
158. Захаров П. С. Пыльные бури.— Л.: Гидрометеоздат, 1965.— 163 с.
159. Зекцер И. С., Месхетели А. В. О подземной составляющей водного баланса Каспийского моря//Изв. ВГО.— 1972.— Т. 104, вып. 2.— С. 88—94.
160. Зекцер И. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В. Подземный водообмен суши и моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 205 с.
161. Зенин В. А. Метод водного нивелирования//Тр. ГОИН.— 1961.— Вып. 61.— С. 66—115.
162. Зотов С. Изыскания на Каспийском море (Указатель портовых изысканий, произведенных в Ледовитом океане, Белом, Балтийском, Черном, Азовском и Каспийском морях и Восточном океане)//Тр. Отд. торговых портов (СПб).— Вып. 31.— 96 с.
163. Зубов Н. Н. Некоторые свойства морского льда.— М.: Изд-во Гидромет. комитета СССР и РСФСР, 1932.— 44 с.
164. Зубов Н. Н. Динамическая океанология.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1947.— 430 с.
165. Иванов Г. С. Система массовых морских гидрологических наблюдений и тенденции ее развития//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 105.— С. 4—12.
166. Иванов Г. С., Овсянников А. Н. Изменчивость морских гидрологических элементов и расчет дискретности наблюдений//Метеорология и гидрология.— 1973.— № 11.— С. 54—59.
167. Иванов К. И. О зависимости между цветностью и соленостью и между прозрачностью и глубиной в северной части Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1939.— № 7.— С. 70—73.
168. Иванов К. И. О зависимости между прозрачностью и содержанием взвешенных веществ//Тр. ГОИН.— 1948.— Вып. 10(22).— С. 117—129.
169. Иванов К. И. Расчет изменения средней солености Каспийского моря в связи с изъятием части речного стока//Тр. ГОИН.— 1953.— Вып. 12.— С. 34—52.
170. Иванов К. И. Расчет изменения солености Каспийского моря в связи с изъятием части речного стока//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 20.— С. 276—336.
171. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей.— М.: Пищепромиздат, 1961.— 216 с.
172. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 240 с.
173. Изменчивость океанографических полей и глобальные наблюдения в океане.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1974.— 134 с.— (Тр. ГОИН. Вып. 119).
174. Измерение истинных уклонов и синхронные измерения высот, периодов и скоростей волн/В. Е. Быкова, И. В. Киреев, Л. Ф. Монахов, А. В. Свечников//Тр. ГОИН.— 1973.— Вып. 117.— С. 17—25.
175. Иконникова Л. Н. Расчет волн Каспийского моря и ветра над ним//Тр. ГОИН.— 1960.— Вып. 50.— С. 54—144.
176. Истошин Ю. В. Океанография.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 304 с.
177. Кабатченко И. М. Опыт освещения климатических особенностей ветровых волн на примере Черного моря.— М., 1982.— 10 с.— Деп. во ВНИИГМИ—МЦД.
178. Кан С. И. Метод прогноза уровня северной части Каспийского моря//Тр. ЦИП.— 1948.— Вып. 3(30).— С. 3—50.
179. Кан С. И. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений на Каспийском море//Тр. ЦИП.— 1958.— Вып. 76.— С. 64—70.
180. Кан С. И. Долгосрочные ледовые прогнозы для южных морей//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 46—51.
181. Кан С. И. Долгосрочный прогноз экстремальной ледовитости Каспийского моря//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1975.— Вып. 161.— С. 101—107.
182. Кан С. И., Тютнев Я. А. Температурное поле океана и предсказание ледовых явлений на морях//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1971.— Вып. 83.— С. 87—94.
183. Каракаш А. И. Метод предсказаний краткосрочных изменений уровня во внутренних морях СССР//Метеорология и гидрология.— 1939.— № 3.— С. 78—82.
184. Каракаш А. И. Ледовые прогнозы на неарктических морях СССР//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1969.— Вып. 51.— С. 101—119.
185. Каракаш Е. С. Прогнозы ледовитости Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 67.— С. 118—131.
186. Каракаш Е. С. Об изменчивости положения кромки льда в Северном Каспии и возможность ее предсказания//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 76.— С. 80—103.
187. Каракаш Е. С. О возможности прогнозирования распространения льдов у западных берегов Среднего Каспия//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 71.— С. 96—99.
188. Каспийское море. Уровень/Е. Г. Архипова, Н. Д. Герштанский, Н. А. Скриптунов, Н. Д. Фомина//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 108.— С. 98—104.
189. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия/Под ред. С. С. Байдина, А. Н. Косарева.— М.: Наука, 1986.— 262 с.
190. Каспийское море/Под ред. А. Д. Добровольского, А. Н. Косарева, О. К. Леонтьева.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969.— 263 с.
191. Каталог уровневых наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Каспийском море.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1964.— 131 с.
192. Катунин Д. Н. Режим солености северной части Каспийского моря в современных условиях//Тр. КаспНИРХ.— 1967.— Т. 23.
193. Катунин Д. Н. Многолетнее распределение солености в северной части Каспийского моря//Тр. КаспНИРХ.— 1971.— Т. 26.— С. 54—66.
194. Катунин Д. Н. Режим солености Северного Каспия после зарегулирования волжского стока//Тр. ВНИРО.— 1972.— Т. 89.— С. 106—122.
195. Катунин Д. Н. Некоторые особенности формирования режима солености Северного Каспия//Тр. ВНИРО.— 1974.— Т. 98.— С. 59—69.
196. Катунин Д. Н. Изменение режима солености Северного Каспия после зарегулирования волжского стока//Тр. ВНИРО.— 1975.— Т. 108.— С. 27—32.
197. Катунин Д. Н. Формирование режима солености вод Северного Каспия в современных условиях и его возможные изменения в перспективе.— Автореф. дис. канд. геогр. наук.— Краснодар: Кубанский ун-т, 1975.— 24 с.
198. Катунин Д. Н., Косарев А. Н. Соленость и биогенные вещества в Северном Каспии//Водные ресурсы.— 1981.— № 1.— С. 77—88.
199. Катунин Д. Н., Хрипунов И. А. Многолетнее распределение температуры, солености и прозрачности вод Северного Каспия.— М.: Пищевая промышленность, 1976.— 231 с.
200. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеоздат, 1960.— 270 с.
201. Керимов А. А., Вапняр М. У. К вопросу о затухании ветровых волн с глубиной//Морское волнение и его воздействие на гидротехнические сооружения.— Баку, 1965.— С. 43—49.
202. Керимов А. А., Клевцова Н. Д. Изучение гидрометеорологич. Каспийского моря//Юбилейный информац. сборник Азерб. УГМС.— Баку, 1971.
203. Керимов А. А., Клевцова Н. Д. Аномалия температуры воды и внутренние волны в Среднем Каспии//Тр. ЗакНИГМИ.— 1977.— Вып. 70(76).— С. 53—64.
204. Клевцова Н. Д. К вопросу зависимости между скоростями ветра и течениями//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1966.— Вып. 2.— С. 19—26.
205. Клевцова Н. Д. Поверхностные течения в Средней и Южной частях Каспийского моря при различных полях ветра//Океанология.— 1966.— Т. 6, вып. 1.— С. 82—88.
206. Клевцова Н. Д. Гидрометеорологическая изученность Каспийского моря//Юбилейный информац. сборник Азерб. УГМС.— Баку, 1967.— С. 46—50.
207. Клевцова Н. Д. Режим течений у восточного побережья Среднего и Южного Каспия//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 44—49.



208. Клевцова Н. Д. Течения у западного побережья Среднего и Южного Каспия//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1968.— Вып. 4.— С. 153—159.
209. Клевцова Н. Д. Некоторые сведения о прибрежных течениях в районе Самурского взморья//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1971.— Вып. 6.
210. Клевцова Н. Д., Валлер Ф. И. Учет ледовых условий при гидрометеорологическом обеспечении зимних плаваний в Каспийском море. Пособие.— Л.: Изд. ААНИИ, 1979.— 131 с.
211. Клевцова Н. Д., Мышкин В. Т. Течения в районе будущего взморья р. Терек//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1969.— Вып. 5.— С. 27—34.
212. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Каспийском море в 1914—1915 гг.//Тр. Касп. эксп. 1914—1915 гг. Т. 1.— Петербург, 1921.— 943 с.
213. Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод (в приложении к промысловому делу).— М.; Л.: ВНИРО, 1938.— 513 с.
214. Ковалевский С. А. Лик Каспия (Палеогеография моря в четвертичное время)//Тр. геол.-развед. конторы "Азнефит.— 1933.— Вып. 2.— 130 с.
215. Колесников А. Г. К вычислению годового хода температуры воды в южных морях//Тр. МГИ АН УССР.— 1953.— Т. 3.— С. 106—127.
216. Компаниец Ю. И. Течения и водообмен между западной и восточной частями Северного Каспия//Тр. ВНИРО.— 1974.— Т. 101.— С. 22—31.
217. Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей/Под ред. В. С. Самойленко.— Л.: Гидрометеоздат, 1963.— 179 с.
218. Коплан-Дикс И. С. Основы статистической обработки и картирования океанографических данных.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 129 с.
219. Коровин В. П., Галкин Г. Студеное Черное море//Наука и жизнь.— 1983.— № 1.— С. 84—85.
220. Косарев А. Н. Водные массы Каспийского моря//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1962.— № 5.— С. 45—51.
221. Косарев А. Н. Многолетняя изменчивость гидрологических характеристик в глубинных слоях Каспийского моря//Океанология.— 1963.— Т. 3, вып. 1.— С. 49—59.
222. Косарев А. Н. Особенности вертикальной циркуляции в Каспийском море//Вопр. географии.— 1963.— № 62.— С. 118—125.
223. Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.— 272 с.
224. Косарев А. Н., Липунов В. Н. О вертикальных движениях вод в Каспийском море.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1972.— № 1.— С. 83—94.
225. Косарев А. Н., Пармузина Т. А. Об изменчивости составляющих теплового баланса Каспийского моря//Комплексные исследования Каспийского моря.— 1979.— Вып. 6.— С. 93—100.
226. Косарев А. Н., Цыганов В. Ф. Некоторые статистические характеристики колебаний уровня Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1972.— Вып. 2.— С. 49—56.
227. Косарев А. Н., Иванов В. А., Ширяев В. Н. О связи гидрологических условий с ледовой обстановкой в Северном Каспии в феврале 1971 г.//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 113—124.
228. Кошеленко И. В. О вероятностном подходе к прогнозу тумана//Тр. УкрНИГМИ.— 1972.— Вып. 113.— С. 19—32.
229. Кошечкин Б. И. Следы деятельности подвижки льдов на поверхности дна мелководных участков Северного Каспия//Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР.— 1958.— Т. 6.— С. 227—234.
230. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Ч. 1. Каспийское море.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 412 с.
231. Кравец Л. М. Ледовые условия на Каспийском море во время суровых зим и их влияние на работу флота//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1977.— Вып. 55.— С. 136—137.
232. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О колебаниях уровня замкнутых водоемов//Метеорология и гидрология.— 1964.— № 7.— С. 32—36.
233. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. Я. Колебания уровня Каспийского моря.— М.: Наука, 1975.— 159 с.
234. Крылов Ю. М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн.— Л.: Гидрометеоздат, 1966.— 235 с.
235. Куделин Б. И. Подземный сток в Каспийском море//Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР.— 1948.— Т. 3.— С. 164—171.
236. Кудрявая К. И., Серяков Е. И., Скриптунова Л. И. Морские гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоздат, 1974.— 310 с.
237. Кухлинг Х. Справочник по физике/Пер. с нем.— М.: Мир, 1982.— 520 с.
238. Лавров В. В. Деформация и прочность льда.— Л.: Гидрометеоздат, 1969.— 206 с.
239. Лагутин Б. Л. Повторяемость преобладающих направлений течений в Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 21.— С. 21—28.
240. Ларин Д. А., Панин Г. Н. Влияние корреляции между метеорологическими параметрами на результаты расчета интегрального испарения и теплообмена Каспийского моря//Водные ресурсы.— 1985.— № 5.— С. 68—75.
241. Лебедев А. Н. Продолжительность гроз на ограниченных участках территории//Тр. ГГО.— 1957.— Вып. 85.— С. 112—121.
242. Лебединцев А. А. Некоторые данные по химии Каспийского моря//Зап. по гидрографии.— 1901.— Вып. 23.— С. 256—307.
243. Леднев В. А. Течения Северного и Среднего Каспия.— М.: Морской транспорт, 1943.— 97 с.
244. Ленц Э. Об изменениях уровня Каспийского моря//Журнал М-ва внутр. дел.— 1836.— Т. 20, № 26.— С. 93—100.
245. Леонов А. К. Каспийское море//Региональная океанография. Т. 1.— Л., 1960.— С. 464—622.
246. Лесников Л. А., Матвеева Р. П. О характере влияния волжского стока на зоопланктон Северного Каспия//Труды ВНИРО.— 1959.— Т. 38.— С. 176—203.
247. Леухина Г. Н. Гололедно-изморозевые явления и обледенение проводов в Средней Азии//Тр. САРНИГМИ.— 1972.— Вып. 7.— 139 с.
248. Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений.— М.: Физматгиз, 1958.— 334 с.
249. Логвинов К. Т., Бабиченко В. Н., Кулаковская М. Ю. Опасные явления погоды на Украине.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 235 с.
250. Лукьянов В. В. Гидрометеорологические условия экстремальной ледовитости Каспийского моря.— Автореф. дис. канд. геогр. наук.— М.: ИОАН, 1959.— 18 с.
251. Лукьянов В. В. О возможности предсказания некоторых характеристик зимы на Каспийском море//Тр. ИОАН.— 1960.— Т. 37.— С. 92—100.
252. Лукьянова Л. В. О физико-химических свойствах льда Каспийского моря//Изв. АН АЗССР. Сер. геол.-геогр. наук.— 1962.— № 3.— С. 137—146.
253. Лукьянова Л. В. Льды Каспийского моря и их физико-механические свойства.— Автореф. дис. канд. геогр. наук.— Баку: ИГ АН АЗССР, 1964.— 22 с.
254. Лукьянова Л. В. Соленость и плотность каспийских льдов//Гидрометеорология Азербайджана и Каспийского моря.— Баку, 1965.— С. 187—201.
255. Лукьянова Л. В. Прочностные характеристики каспийского льда//Тр. Азерб. геогр. об-ва.— 1966.— Т. 3.— С. 207—213.
256. Мадат-заде А. А. Основные типы атмосферных процессов, обуславливающих поле ветра на Каспийском море//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1959.— Т. 5.— С. 140—145.
257. Мадат-заде А. А. Синоптические условия зимы 1946-47 г. и режим ледового покрова на Северном Каспии//Тр. ИГ АН АЗССР.— 1953.— Т. 3.— С. 144—164.
258. Мадат-заде А. А. Синоптико-климатическое районирование Каспийского моря//Тр. ИГ АН АЗССР.— 1954.— Т. 4.— С. 5—64.
259. Мадат-заде А. А., Джабарова М. А. О макроциркуляционных процессах, обуславливающих экстремально холодные зимы на Каспии, и методике их предсказания//Изв. АН АЗССР. Сер. наук о Земле.— 1974.— № 3.— С. 36—44.
260. Макаров С. О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей.— СПб, 1885.— 147 с.
261. Макарова Р. Е. Плотностные изменения уровня Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 115.— С. 20—25.



262. Макова В. И. Коэффициент трения и параметр шероховатости морской поверхности при больших скоростях ветра//Тр. ГОИН.— 1968.— Вып. 93.— С. 173—190.
263. Малиновский Н. В. Приливы на Каспийском море//Метеорологический вестник.— 1926.— Вып. 5.— С. 116—117.
264. Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 296 с.
265. Мамедов Б. А. Льды Каспия.— Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук.— Баку: ИГ АН АзССР, 1960.— 66 с.
266. Мамедов Б. А. Определение фактического давления льда на вертикальные и наклонные сваи//Исследование льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 92—95.
267. Мамедов И. Г. Сгонно-нагонные явления у Азербайджанского побережья Каспийского моря//Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр.— 1964.— № 6.— С. 79—83.
268. Матушевский Г. В. Исследование полей ветровых волн глубокого моря вблизи островов и в проливах//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 75.— С. 53—68.
269. Матушевский Г. В. Новый тип режимных функций распределения параметров ветровых волн//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 3.— С. 66—72.
270. Мерцалова Н. Б. Применение статистических методов при составлении океанографических пособий//Тр. ГОИН.— 1968.— Вып. 95.— С. 5—64.
271. Месхетели А. В. Условия формирования и количественная оценка подземного стока в Каспийском море//Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1975.— Т. 50, вып. 5.— С. 137 с.
272. Методическое письмо по расчету пределов прочности льда/Под ред. В. В. Богородского.— Л.: Изд. ААНИИ, 1983.— 49 с.
273. Мирзоев М. А. Имена на картах Каспия.— Баку: Аз. Гос. изд-во, 1988.
274. Михалевский А. И. Водный баланс Каспийского моря//Зап. по гидрографии.— 1925.— Т. 50.— С. 181—189.
275. Михалевский А. И. Исключительная зима 1924—25 г. в Азербайджане//Метеорологический вестник.— 1925.— № 3.— С. 75—76.
276. Михалевский А. И. Схемы течений Каспийского моря//Зап. по гидрографии.— 1931.— Т. 66.— С. 46—54.
277. Михалевский А. И. Испарение с поверхности Каспийского моря и общий баланс моря//Тр. АН АзССР. Сер. геогр.— 1939.— Т. 1(58).— С. 3—20.
278. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
279. Мусина А. А., Микей Н. И. Хлорный коэффициент для воды Каспийского моря//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 5, вып. 2.
280. Мышкин В. Т. Гидрологические условия на Тереко-Сулакском взморье в период летней съемки 1967 г.//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 29—43.
281. Нагдалиев Б. А. Влияние ледовой обстановки зимы 1968—69 г. на работу транспортного флота Каспийского моря//Тез. докл. Всесоюз. совещ. по льдам южных морей.— М., 1970.— С. 27—31.
282. Назаров В. С., Овсянников А. Н., Спидченко А. Н. К гидрометеорологическому обоснованию регулярных океанографических наблюдений в Мировом океане//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 105.— С. 13—35.
283. Николаев Н. Г. Осадки на поверхности Каспийского моря//Тр. НИУ ГУГМС.— 1941.— Сер. 8, вып. 1.— С. 66—91.
284. Новый метод анализа и расчета элементов ветровых волн/Г. В. Ржеплинский, Ю. М. Крылов, Г. В. Матушевский и др.//Труды ГОИН.— 1968.— Вып. 93.— С. 5—52.
285. Норина А. М. О солености вод северной части Каспийского моря за период с 1935 по 1951 г.//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 021.— С. 29—39.
286. О возможности использования карт барической топографии АТ<sub>500</sub> для долгосрочных ледовых прогнозов на неарктических морях/С. И. Кан, Я. А. Тютнев, И. Л. Лахтин, Е. Н. Щеголева.//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1967.— Вып. 3.— С. 86—91.
287. Овсянко С. Н. О применении метода частиц в ячейках для численного моделирования дрейфа льда//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1978.— Вып. 200.— С. 64—69.
288. Овсянко С. Н. Численная модель ветрового дрейфа льда в Каспийском море//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1978.— Вып. 194.— С. 53—58.
289. Овсянко С. Н., Эфроимсон В. О. К теории дрейфа тающего льда//Докл. АН СССР.— 1979.— Т. 246, 5.— С. 1066—1070.
290. Океанографические таблицы для Каспийского, Аральского и Азовского морей.— М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1964.— 140 с.
291. Океанографические таблицы для Каспийского моря.— М.: Изд-во Гидрограф. управления ВМС, 1949.— 56 с.
292. Океанографические таблицы/Под ред. Н. Н. Зубова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 408 с.
293. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии/Под ред. А. Д. Джураева, С. Г. Чанышевой, О. И. Субботиной.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 335 с.
294. Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала. Ч. 1/Под ред. С. Д. Кошинского.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 383 с.
295. Орадовский С. Г., Филонов А. Е. Некоторые данные по химии льдов и подледных вод Северного Каспия//Тр. ВНИРО.— 1972.— Т. 25, вып. 1.— С. 74—79.
296. Основные гидрометеорологические сведения о морях СССР. Т. 2. Каспийское море. Вып. 1. Гидрологические данные прибрежной полосы моря (Водный кадастр).— М.; Л.: Гидрометеоиздат, 1940.— 284 с.
297. Панин Г. Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря.— М.: Наука, 1987.— 88 с.
298. Панфилова С. Г. О соотношении между сезонной и межгодовой изменчивостью гидрологических элементов//Океанология.— 1971.— Т. 11, Вып. 4.— С. 588—597.
299. Пармузина Т. А. Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости температуры поверхности Каспийского моря//Тр. НИИАК.— 1971.— Вып. 76.— С. 74—89.
300. Пастух В. П., Анапольская Л. Е. Некоторые особенности годового хода туманов на территории СССР//Тр. ГГО.— 1960.— Вып. 113.— С. 3—5.
301. Пахомова А. С., Затучная В. М. Гидрохимия Каспийского моря.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 343 с.
302. Пахомова А. С., Косарев А. Н. Гидрохимические условия и генезис аномально холодных вод у восточного побережья Среднего Каспия//Исследования по теоретической и прикладной химии морей.— М., 1972.— С. 73—82.
303. Первозванский А. А. Поиск.— М.: Наука, 1970.— 263 с.
304. Перминов С. М., Чечель И. И. Исследование течений, горизонтальной циркуляции вод и водообмена между восточной и западной частями Северного Каспия//Гидрофизика Северного Каспия.— М., 1985.— С. 25—50.
305. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника.— Л.: Морской транспорт, 1963.— 345 с.
306. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 242 с.
307. Победоносцев С. Б. Вертикальные движения побережий морей Европейской части СССР//Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет.— М., 1982.— С. 93—101.
308. Полукаров Г. В. О сейшах в Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1960.— Вып. 50.— С. 45—53.
309. Пономаренко Г. П. К вопросу об испарении в Каспийском море//Тр. ИОАН.— 1949.— Т. 3.— С. 74—89.
310. Попков Д. П., Тамбовцев Л. П. Гидрометеорологическая изученность Каспийского моря//Информ. сб. посвященный 40-летию установления Советской власти в Азербайджане.— Баку. 1960.— С. 5—18.
311. Потайчук С. И. Некоторые закономерности гидрологического режима Каспийского моря//Тр. ВНИРО.— 1965.— Т. 57.— С. 113—130.
312. Потайчук С. И. О подземном стоке воды в Каспийское море//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 98.— С. 165—173.
313. Потайчук С. И. Температура воды и лед//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 108.— С. 111—125, 153—160.
314. Потайчук С. И. Многолетние изменения гидрометеорологического режима Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 95—123.
315. Потайчук С. И. Изменение температурного режима Северного Каспия при падении и повышении уровня моря//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 139.— С. 65—71.
316. Прахов В. П. Влияние анизотропности морского волнения на спектр огибающей радиосигнала СВЧ диапазона, отраженного от моря//Тр. ГОИН.— 1977.— Вып. 136.— С. 22—25.
317. Приходько Г. Ф. Причина образования адвективных и фронтальных туманов//Метеорология и гидрология.— 1952.— № 11.— С. 40—43.
318. Прозрачность атмосферы над океаном и суммы возможной радиации/Г. В. Гирдюк, Б. Н. Егоров, Т. В. Ки-

- риллова, Л. А. Строкина//Тр. ГГО.— 1973.— Вып. 297.— С. 99—108.
319. Психрометрические таблицы.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 269 с.
320. Пушин Н. Н. Каспийское море. Гидрографическое описание и руководство для плавания, изданное в 1877 г., пополненное в 1908 г.— СПб: Типо-литография Пентковского, 1908.— 305 с.
321. Рабинович А. Б. Свободные колебания жидкости в прямоугольном водоеме//Водные ресурсы.— 1976.— № 1.— С. 121—128.
322. Рабинович А. Б. Расчет сейш Каспийского моря//Вестник Моск. ун-та. Сер. геогр.— 1973.— № 4.— С. 116—121.
323. Разумовский Н. И. Некоторые данные о ледяном покрове и об условиях плавания во льдах Каспийского моря//Изв. ЦГМБ.— 1925.— Вып. 4.— С. 175—178.
324. Разумовский Н. И. Дрейф дебаркадера «Вера»//Изв. ЦГМБ.— 1929.— Вып. 8.— С. 257—259.
325. Разумовский Н. И. Состояние льда в северной части Каспийского моря зимой 1927-28 г.//Изв. ЦГМБ.— 1930.— Вып. 9.— С. 42—66.
326. Расчет изменения солёности Каспийского моря в связи с изъятием части речного стока//Иванов К. И. и др.//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 20.— С. 276—336.
327. Расчет режима морского ветрового волнения. Методические указания//Тр. ГОИН.— 1979.— Вып. 42.— 96 с.
328. Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем. Методические указания.— Л.: Изд. ГГО, 1981.— 56 с.
329. Рейфман Р. Л. Радиационный баланс Южного Каспия.— Дис. ... канд. геогр. наук.— Баку: АН АзССР, 1965.
330. Рейфман Р. Л. Радиационный баланс Каспийского моря.— Баку: Изд-во АН АзССР, 1974.— 295 с.
331. Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана.— Л.: Изд-во ГГО и МФ АНИИ, 1982.— 92 с.
332. Ремизова С. С. Новый метод определения величины испарения с поверхности Каспийского моря//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря.— Баку, 1963.— С. 75—78.
333. Ремизова С. С. Новый метод определения водного баланса Каспийского моря//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря.— Баку, 1963.— С. 70—75.
334. Ремизова С. С. Расчет колебаний уровня Каспийского моря в зависимости от температуры и солёности его вод//Океанология.— 1966.— Т. 6, вып. 5.— С. 794—798.
335. Ремизова С. С. Водный баланс//Каспийское море.— М., 1969.— С. 107—138.
336. Ржеплинский Г. В. Опыт применения теории для расчета горизонтальной циркуляции в море или водохранилище//Метеорология и гидрология.— 1953.— № 8.— С. 42—46.
337. Ржеплинский Г. В. Течения и водообмен в Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1955.— Вып. 020.— С. 337—396.
338. Рогозов А. Предварительные итоги исследований каспийского тюленя и его промысла//Бюл. Всекаспийской рыбохозяйственной экспедиции.— 1932.— № 5—6.— С. 139—173.
339. Родионов С. Н. Современные изменения климата Каспийского моря.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1989.— 123 с.
340. Роль речного стока и водообмена в формировании солёности Северного Каспия//Е. Г. Архипова, Д. Н. Катунин, В. В. Крюков, Ю. А. Хвацкая//Тр. ГОИН.— 1975.— Вып. 125.— С. 125—144.
341. Романов Н. Н. Пыльные бури в Средней Азии//Тр. ТашГУ.— 1960.— Вып. 174.— С. 192—198.
342. Романов Н. Н., Ляпина О. А., Прибылова И. А. О пыльных бурях в районе Газли в сентябре 1964 г.//Тр. ГГО.— 1966.— Вып. 189.— С. 160—162.
343. Рудовиц Л. О. О величине испарения на Каспийском море//Метеорологический вестник.— 1927.— № 2.— С. 1—20.
344. Руководство по гидрометеорологическому обеспечению морских отраслей народного хозяйства.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 69 с.
345. Руководство по морским гидрохимическим исследованиям.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1969.— 255 с.
346. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1959.— 255 с.
347. Руководство по расчету параметров ветровых волн.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1969.— 136 с.
348. Рутковская В. А. К вопросу о сверхдолгосрочном прогнозировании уровня Каспийского моря с учетом солнечного фактора//Тр. ИОАН СССР.— 1960.— Т. 37.— С. 65—72.
349. Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря.— Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук.— М.: МГУ, 1977.— 62 с.
350. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства морских и пресноводных водоемов.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963.— 541 с.
351. Савушкина Е. П. Об аномалии температуры воды в средней части Каспийского моря//Материалы науч.-техн. конф. по спец. гидрометеорологическому обслуживанию нар. хоз-ва (г. Баку, 28—29/XI 1966 г.).— Баку, 1967.— С. 59—67.
352. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1959.— 144 с.
353. Самойленко В. С. Комплексные гидрометеорологические атласы Каспийского и Аральского морей.— Л.: Гидрометеоздат, 1963.— 179 с.
354. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 181 с.
355. Саруханян З. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 166 с.
356. Саускан Е. М. Метод уточнения весенних ледовых прогнозов для южных морей//Тр. ЦИП.— 1948.— Вып. 3(30).— С. 62—73.
357. Саускан Е. М. Метод долгосрочного прогноза весенних ледовых явлений на южных морях СССР//Тр. ЦИП.— 1950.— Вып. 017.— С. 27—39.
358. Симонов А. И. Гидрология и гидрохимия устьевое взморья.— М.: Гидрометеоздат. Моск. отд-ние, 1969.— 130 с.
359. Симонов А. И. Современный и перспективный водный и солевой баланс и возможные изменения гидрологического и гидрохимического режимов южных морей СССР (Азовского, Каспийского и Аральского)//Метеорология и гидрология.— 1971.— № 6.— С. 92—101.
360. Симонов А. И., Родионов Н. А., Затучная Б. М. Расчет будущей солёности Азовского моря и Северного Каспия//Метеорология и гидрология.— 1966.— № 4.— С. 19—25.
361. Скриптунов Н. А. Некоторые черты ледового режима устьевое взморья Волги//Тр. ГОИН.— 1960.— Вып. 49.— С. 86—97.
362. Скриптунов Н. А. Изменение солёности воды в юго-западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 66.— С. 80—94.
363. Скриптунов Н. А. Течения на Мангышлакском пороге Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 78.— С. 7—21.
364. Скриптунов Н. А. К расчету максимальных сгонно-нагонных колебаний уровня Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1967.— Вып. 80.— С. 46—61.
365. Скриптунов Н. А. Об оценке случайной выборки наблюдений над течениями на устьевое взморье и в прибрежной зоне моря//Тр. ГОИН.— 1967.— Вып. 89.— С. 72—80.
366. Скриптунов Н. А. Сезонная изменчивость уровня Каспийского моря//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 88.— С. 95—106.
367. Скриптунов Н. А. Статистический анализ стационарных наблюдений над течениями в Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 98.— С. 182—190.
368. Скриптунов Н. А. Изменения солёности воды в западной части взморья Волги после зарегулирования стока реки//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 104.— С. 96—108.
369. Скриптунов Н. А. Особенности тепловых процессов на отмеле устьевое взморье со свалом глубин (на примере взморья Волги)//Тр. ГОИН.— 1971.— Вып. 104.— С. 131—148.
370. Скриптунов Н. А. Течения в западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1974.— Вып. 118.— С. 83—101.
371. Скриптунов Н. А. Схемы течений Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1984.— Вып. 172.— С. 32—47.
372. Скриптунов Н. А. Водообмен между западной и восточными частями Северного Каспия, обусловленный ветром//Тр. ГОИН.— 1986.— Вып. 179.— С. 120—138.
373. Скриптунов Н. А. Многолетние изменения течений в западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1986.— Вып. 168.— С. 36—49.

374. Скриптунов Н. А., Ахметов С. К. Течения на устьевом взморье р. Урал//Тр. КазНИИ.— 1987.— Вып. 97.— С. 50—55.
375. Скриптунов Н. А., Герштанский Н. Д. Некоторые черты современной прибрежной зоны восточной части Северного Каспия//Сб. работ Астраханской ГМО.— 1970.— Вып. 1.— С. 132—163.
376. Скриптунов Н. А., Демиденко Н. А. Временная изменчивость мутности воды на устьевом взморье Волги//Тр. ГОИН.— 1986.— Вып. 179.— С. 90—105.
377. Смирнова К. И. Изменчивость элементов водного баланса Каспийского моря//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1968.— Вып. 34.— С. 26—33.
378. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 123 с. (Тр. Гидрометцентра СССР. Вып. 94).
379. Смирнова К. И. Режим современного и прогноз будущего уровня Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1974.— № 1.— С. 50—62.
380. Смирнова К. И., Шереметевская О. И. Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня моря//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1967.— Вып. 3.— С. 49—74.
381. Смирнов Н. А. О зимнем тюленьем промысле на Каспийском море (предварительный отчет).— СПб: Изд-во Департамента земледелия, 1907.— С. 3—4.
382. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР.— М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1972.— 236 с.— (Тр. ГОИН. Вып. 108).
383. Соскин И. М. Многолетние колебания гидрологических характеристик Балтийского, Баренцева и Каспийского морей и солнечная активность//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1960.— Т. 7.— С. 3—22.
384. Спидченко А. Н. О приливах на Каспийском море//Метеорология и гидрология.— 1973.— № 5.— С. 98—100.
385. Справочник основных гидрологических характеристик морей и устьев рек СССР.— Ч. 1. Основные гидрологические характеристики. Т. 2. Каспийское море. Вып. 1. Северная часть.— Ростов-на-Дону: Изд-во Северокавказского УГМС, 1971.— С. 122—203.
386. Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек СССР. Ч. 1. Основные гидрологические характеристики. Т. 2. Каспийское море. Вып. 2. Средняя и южная часть.— Баку: Изд-во УГМС АзССР, 1971.— С. 219—239.
387. Справочник по климату Черного моря/Под ред. А. Н. Сорокиной.— М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1974.— 406 с.
388. Справочник по климату СССР. Ч. I—V. Вып. 13.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 84 с.
389. Справочник по климату СССР. Ч. I—V. Вып. 15.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 218 с.
390. Справочник по климату СССР. Ч. I—V. Вып. 18.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 118 с.
391. Справочник по климату СССР. Ч. I—V. Вып. 30.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.— 64 с.
392. Степанов В. Н. Гидрологическая изученность Мирового океана//Вопр. географии.— 1963.— № 62.— С. 11—26.
393. Стехновский Д. И. Барическое поле земного шара.— М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1962.— 145 с.
394. Струйский Н. Н. Связь между действующим ветром и поверхностным течением//Зап. по гидрографии.— 1930.— Т. 63.— С. 17—32.
395. Тамбовцева Л. П. К вопросу о температурной аномалии на Каспийском море//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1966.— Вып. 2.— С. 107—112.
396. Тамбовцева Л. П. Режим волнения в открытой части Среднего и Южного Каспия//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1966.— Вып. 2.— С. 28—33.
397. Тамбовцева Л. П. Прогноз волнения по типовым полям ветра и волн для глубоководных акваторий Среднего и Южного Каспия//Тр. ЗакНИИ.— 1981.— Вып. 78(84).— С. 3—10.
398. Тамбовцева Л. П., Керимов А. А. Основные черты сезонного распределения температуры воды в открытой части Среднего и Южного Каспия//Тр. ЗакНИГМИ.— 1970.— Вып. 45(51).— С. 228—241.
399. Танасийчук Н. П. Влияние гидростроительства на запасы и распределение полупроходных рыб Северного Каспия//Колебания уровня Каспийского моря. Т. 2.— М., 1954.— С. 42—48.
400. Танасийчук Н. П. Бережь и умножать рыбные богатства Волго-Каспия.— Астрахань: Волга, 1958.— С. 31—37.
401. Татлыева З. И. Закономерности распределения штормовых ветров на восточном побережье Каспийского моря//Сб. докл. II Всесоюз. конф. молодых ученых Гидрометслужбы СССР.— М., 1977.— С. 158—162.
402. Татлыева З. И. О ветровых условиях над Средним и Южным Каспием при ветрах южных направлений на Челекене//Тр. ЗакНИИ.— 1981.— Вып. 78(84).— С. 24—30.
403. Татлыева З. И. Экстремальные штормы и опасный вынос льда на Каспийском море.— Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— М.: ГОИН, 1988.— 23 с.
404. Терзиев Ф. С., Гоптарев Н. П. Залив Кара-Богаз-Гол и проблема Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 2.— С. 62—68.
405. Терзиев Ф. С., Гоптарев Н. П., Бортник В. Н. Проблема залива Кара-Богаз-Гол//Водные ресурсы.— 1986.— № 2.— С. 64—71.
406. Течения Каспийского моря (руководство для мореплавателей).— Баку, 1929.
407. Течения Каспийского моря (руководство для мореплавателей).— Баку, 1942.— 73 с.
408. Тимофеев Н. А. Об основных факторах, определяющих изменение солености восточной части Северного Каспия, и возможности ее прогнозирования//Тр. ВНИРО.— 1968.— Вып. 2.— С. 18—25.
409. Тимофеев Н. А. Об изменчивости солености восточной части Северного Каспия и возможности ее прогнозирования//Тр. ВНИРО.— 1972.— Т. 75, вып. 1.— С. 144—151.
410. Тютнев Я. А. К методике краткосрочных прогнозов замерзания прибрежных районов морей//Тр. ЦИП.— 1949.— Вып. 14(41).— С. 17—26.
411. Тютнев Я. А. Метод краткосрочных прогнозов появления льда на морях//Тр. ЦИП.— 1948.— Вып. 3(30).— С. 51—61.
412. Уланов Х. К. Аномалии температуры воды в восточной части Среднего Каспия//Изв. АН АзССР. Сер. геол. геогр.— 1960.— № 4.— С. 79—92.
413. Уланов Х. К. Сезонное распределение температуры и солености в Среднем и Южном Каспии по материалам синхронных гидрологических съемок 1958—1959 гг.//Тр. ИГ АН АзССР.— 1963.— Т. 2.— С. 93—114.
414. Уланов Х. К. Сток из Каспийского моря в залив Кара-Богаз-Гол//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря.— Баку, 1963.— С. 91—94.
415. Уланов Х. К. Термика и циркуляция вод средней и южной частей Каспийского моря и их связь с водным балансом.— Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— М.: МГУ, 1967.— 44 с.
416. Учет ледовых условий при гидрометеорологическом обеспечении зимних плаваний в Каспийском море (пособие)/Под ред. П. А. Гордиенко.— Л.: Изд. ААНИИ, 1979.— 132 с.
417. Фатуллаев Ф. Г. Ледовая обстановка на Каспийском море зимой 1968-69 г. и морские перевозки//Тез. докл. науч.-техн. конф. «Вопросы гидрометеорологии Каспийского моря и устьев рек».— Баку, 1970.— С. 9—13.
418. Федоров П. В. Трансгрессия и регрессия Каспийского моря в четвертичном периоде и проблема долгосрочных предсказаний его уровня//Свердловские прогнозы уровня Каспийского моря.— М., 1957.— С. 64—67.
419. Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины//Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1952.— Т. 27, вып. 3.— С. 48—62.
420. Федосов М. В. Взвешенное вещество в Северном Каспии//Метеорология и гидрология.— 1949.— № 3.— С. 83—94.
421. Федосов М. В. Особенности основных периодов солевого режима Северного Каспия за последнюю четверть века//Тр. ВНИРО.— Т. 38, вып. 1.— 1959.— С. 10—13.
422. Фомина Н. Д. О непериодических колебаниях уровня в районе Апшеронского архипелага//Материалы науч.-техн. конф. по гидрометеорологическому обслуживанию Азербайджана и Каспийского моря.— Баку, 1967.— С. 38—40.
423. Фомина Н. Д. Характеристика сгонно-нагонных уровней у западного побережья Каспийского моря//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 30—34.
424. Фомина Н. Д. О связи ветра и уровня в районе Среднего и Южного Каспия//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1968.— Вып. 4.— С. 61—67.
425. Фомина Н. Д. Об ошибках методов расчета сгонно-нагонных изменений уровня//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1971.— Вып. 6.— С. 36—40.
426. Фомин Л. М., Ямпольский А. Д. О вертикальной структуре инерционных движений в море//Океанология.— 1975.— Т. 15, вып. 1.— С. 75—81.

427. Халилов А. И., Тамбовцева Л. П. Берегообразующая роль волнения при сгонно-нагонных изменениях уровня моря на примере Каспия//Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле.—1969.— № 1.— С. 61—68.
428. Харчилава Ф. Т. Обильные осадки в Азербайджане//Тр. Закавказского государственного университета.—1969.— Вып. 34(40).— С. 97—119.
429. Хатчинсон Д. Лимнология/Пер. с англ.— М.: Прогресс, 1963.
430. Хвацкая Ю. А. Современный и перспективный водный и солевой баланс Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1978.— Вып. 125.
431. Хрусталева Ю. Д. Влияние геологических процессов на изменение глубины и морфологии дна Северного Каспия//Водные ресурсы.— 1976.— № 1.— С. 129—133.
432. Цицарев А. Н. Особенности дрейфовых течений на акватории взморья р. Куры//Сб. работ Бакинской ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 50—57.
433. Цицарев А. Н. Распределение мутности, прозрачности и солености на взморье р. Куры как показатель смешения речных и морских вод//Сб. работ Бакинский ГМО.— 1967.— Вып. 3.— С. 109—122.
434. Цуриков В. Л. К вопросу о влиянии плотности льда на его прочность//Тр. ГОИН.— 1947.— Вып. 2(14).— С. 89—106.
435. Цуриков В. Л., Веселова Л. Е. О динамической твердости льда Каспийского моря//Исследования льдов южных морей СССР.— М., 1973.— С. 68—81.
436. Черепанов Н. В. Основные результаты исследования структуры морских льдов//Проблемы Арктики и Антарктики.— 1972.— Вып. 41.
437. Черепанов Н. В. Классификация льдов природных водоемов//Тр. АН ИГиГ.— 1976.— Т. 331.— С. 77—99.
438. Черниговский Н. Т., Марсунова М. С. Климат Советской Арктики (радиационный режим).— Л.: Гидрометеоздат, 1965.— 198 с.
439. Чиракадзе Г. И. Схема гололедного районирования Закавказья//Тр. Закавказского государственного университета.— 1959.— Вып. 4.— С. 124—152.
440. Шереметевская О. И. Температура и соленость воды в Северном Каспии//Тр. ЦИП.— 1958.— Вып. 76.— С. 50—63.
441. Шереметевская О. И. Расчет распределения температуры воды и определения положения кромки льда в осенний период в Северном Каспии//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1961.— Т. 11.— С. 150—157.
442. Шереметевская О. И. Прогнозы неперiodических изменений уровня Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1964.— № 9.— С. 33—36.
443. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 79 с.
444. Шкудова Г. Я. Расчет стационарных течений Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1979.— Вып. 115.— С. 26—40.
445. Шлямин Б. А. Каспийское море.— М.: Географиз, 1954.— 128 с.
446. Шлямин Б. А. О прогнозировании ледовых условий на Каспийском море и возможности их регулирования//Тр. Океанографической комиссии АН СССР.— 1959.— Т. 5.— С. 214—219.
447. Шлямин Б. А. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря//Изв. ВГО.— 1962.— Т. 94, вып. 1.— С. 26—33.
448. Шнитников А. В. Закономерные колебания уровня Каспия в связи с изменчивостью общей увлажненности материков Северного полушария//Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря.— М., 1957.— С. 23—47.
449. Шнитников А. В. Современные колебания уровня Каспия с точки зрения текущих колебаний климата и уровня режима Каспия за послевалдайское время//Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме Каспийского моря.— Баку, 1963.— С. 13—15.
450. Шпиндлер И. Д., Андрусов А. И. Физико-географический очерк Каспийского моря//Материалы для изучения производительных сил России.— Петроград, 1916.— С. 8—9.
451. Штокман В. Б. Результаты изучения стационарных течений у западных берегов Среднего Каспия//Метеорология и гидрология.— 1937.— № 4, 5.— С. 154—160.
452. Штокман В. Б. О циркуляции вод, возбуждаемой ветром в глубоководных частях Каспийского моря//Метеорология и гидрология.— 1947.— № 2.— С. 42—50.
453. Шулейкин В. В. Физика моря.— М.: Наука, 1968.— 1083 с.
454. Щербак С. Я. Температура воды на поверхности средней и южной частей Каспийского моря.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.— 95 с.
455. Яковлева Л. П. Синоптико-климатический способ прогноза дождей с суточным количеством 30 мм и более//Тр. Гидрометцентра СССР.— 1971.— Вып. 76.— С. 116—121.

Монографический справочник

ПРОЕКТ «МОРЯ»

Гидрометеорология и гидрохимия морей

Том VI

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Выпуск 1. Гидрометеорологические условия

Редакторы: А. С. Чапчикова, О. М. Федотова. Художественный редактор Б. А. Бураков.  
Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор О. В. Андреева.

Н/К

Сдано в набор 07.05.92. Подписано в печать 27.10.92. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>. Бумага офсетная.  
Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 45,0. Кр.-отт. 45,52. Уч.-изд. л. 55,98.  
Тираж 700 экз. Индекс ОЛ—82. Заказ № 104. Гидрометеоздат.  
199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Ордена Трудового Красного Знамени ГП «Техническая книга» типография № 8 Мининформ-  
печати РФ. 190000, г. Санкт-Петербург, Прачечный пер., д. 6.