

САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

В. М. ПИЩАЛЬНИК, А. В. ЛЕОНОВ,  
В. С. АРХИПКИН, В. А. МЕЛКИЙ

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
УСЛОВИЙ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ  
ЭКОСИСТЕМЫ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА**

*Монография*

Южно-Сахалинск  
2011

УДК 519.8:574.5(571.642)(035.3)  
ББК 26.221в6(2Рос-4Сах)  
П 36

Серия «Монографии ученых  
Сахалинского государственного университета»

Печатается по решению учебно-методического совета  
Сахалинского государственного университета, 2010 г.

П 36 Пищальник, В. М. Математическое моделирование условий функционирования экосистемы Татарского пролива: монография / В. М. Пищальник, А. В. Леонов, В. С. Архипкин, В. А. Мелкий. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2011. – 104 с.

ISBN 978-5-88811-352-3

В настоящем издании результаты математического моделирования динамики компонентов морской экосистемы Татарского пролива представлены как единое функциональное целое биотических экологических компонентов и абиотических источников вещества и энергии. В результате анализа расчетных данных выявлены новые черты циркуляции вод пролива (в том числе и для зимнего периода), впервые проанализирован режим переноса биогенных веществ через внешние границы Татарского пролива и внутри его (через границы выделенных трех районов), а также выполнена оценка внутрigoдовой динамики концентраций и внешних и внутренних потоков нефтяных углеводородов, биомасс нефтеокисляющих бактерий и показателей их окислительной активности.

Издание предназначено для научных и практических работников, аспирантов и студентов, занимающихся изучением состава природных вод, условий переноса и биотрансформации их компонентов.

Рецензенты: профессор, доктор технических наук Петухов В. И.;  
кандидат технических наук Зенкин О. В.

УДК 519.8:574.5(571.642)(035.3)  
ББК 26.221в6(2Рос-4Сах)

Научное издание

Владимир Михайлович ПИЩАЛЬНИК, Александр Васильевич ЛЕОНОВ,  
Виктор Семенович АРХИПКИН, Вячеслав Анатольевич МЕЛКИЙ

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
УСЛОВИЙ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

Монография

Корректор М. Г. Рязанова  
Верстка Е. Ю. Иосько

Подписано в печать 20.10.2011. Бумага «Sveto Copy»  
Гарнитура «Minion Pro». Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>  
Тираж 500 экз. Объем 13 усл. п. л. Заказ № 551-11

Издательство Сахалинского государственного университета  
693008, Южно-Сахалинск, ул. Ленина, 290, каб. 32  
Тел. (4242) 45-23-16, факс (4242) 45-23-17  
E-mail: polygraph@sakhgu.sakhalin.ru



9 785888 113523

© Сахалинский государственный университет, 2011  
© Пищальник В. М., 2011  
© Леонов А. В., 2011  
© Архипкин В. С., 2011  
© Мелкий В. А., 2011

## СОДЕРЖАНИЕ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ .....	5
ВВЕДЕНИЕ .....	6
<b>ГЛАВА 1. МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ</b>	
1.1. Материалы наблюдений и методика исследований .....	8
1.1.1. О районировании акватории Татарского пролива.....	14
1.2. Восстановление термохалинных полей.....	15
1.2.1. Динамика годового хода .....	15
1.2.2. Пространственное распределение по сезонам.....	20
1.3. Анализ результатов моделирования сезонной циркуляции вод .....	26
1.3.1. Стратификация водных потоков .....	26
1.3.2. Горизонтальная циркуляция вод .....	30
1.3.3. Вертикальная циркуляция вод.....	34
1.4. Водобмен через северную границу Татарского пролива .....	34
1.5. Верификация результатов моделирования циркуляции вод.....	39
<b>ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 1 .....</b>	<b>40</b>

## ГЛАВА 2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И БИОМАСС МИКРООРГАНИЗМОВ

2.1. Входные данные для расчетов на CNPSi-модели .....	44
2.2. Анализ результатов моделирования динамики биогенных веществ и биомасс микроорганизмов .....	48
2.2.1. Расчетная внутрigoдовая динамика концентраций биогенных веществ и растворенного в воде кислорода.....	48

2.2.2. Расчетная динамика биомасс гетеротрофных бактерий ( $B_1$ ), фитопланктона ( $F_1, F_2, F_3$ ), зоопланктона ( $Z_1, Z_2$ ) и показателей их активности.....	51
2.2.3. Внутренние потоки биогенных веществ, определяемые активностью микроорганизмов.....	56
2.2.4. Анализ оцененных значений биопродуктивности микроорганизмов.....	58
2.3. Оценка адекватности CNPSi-модели .....	61
<b>ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 2</b> .....	63

### ГЛАВА 3. ОЦЕНКА ПЕРЕНОСА БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

3.1. Характеристика переноса биогенных веществ через внешние границы пролива .....	65
3.2. Характеристика переноса биогенных веществ через внутренние границы районов 1–3 .....	69
3.3. «Чистый» (результатирующий) горизонтальный перенос биогенных веществ.....	71
3.4. Вертикальный перенос биогенных веществ .....	72
<b>ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 3</b> .....	74

### ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКОЙ СРЕДЫ НЕФТЯНЫМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ И ИХ БИОТРАНСФОРМАЦИИ

4.1. Краткая характеристика входных данных для расчетов.....	76
4.1.1. Оценка поступления нефтяных углеводородов в районы 1–3 .....	78
4.2. Результаты моделирования динамики нефтяных углеводородов и биомасс бактерий $B_2$ .....	80
<b>ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 4</b> .....	92
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> ...	94
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	98

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

**БОМ** – океаническая модель Бергенского университета  
**БВ** – биогенные вещества  
**БП** – биопродуктивность  
 $B_1$  – гетеротрофные бактерии  
 $B_2$  – НУ-окисляющие бактерии  
**ГМС** – гидрометеорологическая станция  
**ЗВ** – загрязняющие вещества  
**НУ** – нефтяные углеводороды  
**ПНУ** – потребление нефтяных углеводородов бактериями  $B_2$   
**ТП** – термохалинные поля  
 $T_w$  – температура воды, °С  
 $S_w$  – соленость воды, ‰ (промилле)  
 $F_1, F_2, F_3$  – доминирующие группы фитопланктона: диатомовые, перидиниевые и зеленые водоросли  
 $Z_1$  – растительноядный зоопланктон  
 $Z_2$  – хищный зоопланктон  
**DOC, DON, DOSi и DOP** – растворенные органические формы углерода (C), азота (N), кремния (Si) и фосфора (P)  
**DIP, DISi** – растворенные неорганические формы фосфора и кремния  
 $NH_4, NO_2, NO_3$  – растворенные минеральные формы азота  
**PD, ND и SiD** – взвешенные компоненты детрита, содержащие фосфор, азот и кремний  
 $O_2$  – растворенный в воде кислород  
 $N_2$  – растворенный в воде азот

## ВВЕДЕНИЕ

Татарский пролив омывает западное побережье о. Сахалин и вместе с Амурским лиманом отделяет остров от азиатского материка. Наибольшая длина пролива по меридиану составляет 340 миль, ширина по параллели – 169 (на юге) и 21.5 мили (на севере). Северная граница пролива практически совпадает с изобатой 10 м и проходит по линии от м. Южный ( $51^{\circ} 41' \text{ с.ш.}, 141^{\circ} 07' \text{ в.д.}$ ), расположенного на побережье материка до м. Тык ( $51^{\circ} 45' \text{ с.ш.}, 141^{\circ} 40' \text{ в.д.}$ ), находящегося на о. Сахалин. Южная граница проходит по линии, соединяющей м. Белкина ( $45^{\circ} 49' \text{ с.ш.}, 137^{\circ} 41' \text{ в.д.}$ ) на материковом побережье и м. Кузнецова ( $46^{\circ} 03' \text{ с.ш.}, 141^{\circ} 55' \text{ в.д.}$ ) на юго-западной оконечности п-ва Крильон на Сахалине. Гидрологический режим пролива определяется главным образом водообменом с соседними акваториями – с Охотским и Японским морями.

Развитие нефтегазовых проектов на шельфе о. Сахалин в последнее десятилетие инициировало исследования современного состояния морской среды и естественной (потенциальной) устойчивости ее к масштабным антропогенным воздействиям [Патин, 2001; Проект «Моря СССР», 2003, 2004; Данченков, 2003; Леонов, Пищальник, 2005 а, б; Дальневосточные моря, 2007 а, б; Лучин, 2007; Трусенкова, 2007; Леонов и др., 2010; Пищальник и др., 2010]. Прежде всего такие исследования необходимы для разработки стратегических планов борьбы с возможными аварийными разливами нефти. В настоящее время на шельфе Татарского пролива добыча нефти не осуществляется, но активно производится ее транспортировка. Через прилегающую акваторию пролива Невельского проложена вторая нитка нефтепровода с острова на материк, а с декабря 2006 г. из порта Де-Кастри осуществляется отгрузка нефти, которая далее перевозится супертанкерами в страны Азиатско-Тихоокеанского региона. Поскольку транспорт нефти осуществляется круглогодично, то необходимо представлять особенности сезонной перестройки гидрологических и гидрохимических полей и процессов трансформации органических веществ в водах пролива. Особенно важно иметь оценку состояния морской среды в зимний период, когда инструментальные наблюдения из-за наличия ледяного покрова крайне ограничены.

В этой связи математическое моделирование является тем инструментом исследования, с помощью которого можно вполне объективно ответить на поставленные вопросы. В данной работе результаты математического моделирования динамики компонентов морской экосистемы Татарского пролива представлены как единое функциональное целое биотических экологических компонентов и абиотических источников вещества и энергии. В методологическом плане данное исследование не имеет аналогов, так как для системного анализа в нем впервые использовано три электронных инструмента: для восстановления годового хода параметров морской среды на стандартных горизонтах на сети океанографических станций в фиксированных географических координатах была применена ГИС «Сахалинский шельф»; далее с помощью адаптированной версии океанической модели Бергенского университета (БОМ) было восстановлено пространственно-временное распределение температуры ( $T_w$ ) и

солености ( $S_w$ ) морской воды, выполнены расчеты циркуляции водных масс и оценены параметры водообмена как внутри самого пролива, так и объемы вод, поступающие из соседних акваторий; и, наконец, на основе гидроэкологической CNPSi-модели была выполнена оценка внутригодовой динамики концентраций соединений биогенных элементов, биомасс, биогидрохимической активности и биопродуктивности микроорганизмов (гетеротрофные бактерии, три группы фито- и две группы зоопланктона), участвующих в трансформации биогенных веществ (БВ), а также их внутренних потоков, определяемых активностью микроорганизмов и внешней нагрузкой на морскую экосистему. Вычисления циркуляции вод производились на суперкомпьютере «Ломоносов» в вычислительном центре МГУ.

В результате анализа расчетных данных выявлены новые черты циркуляции вод пролива и его термохалинных полей (в том числе и для зимнего периода), впервые проанализирован режим переноса БВ через внешние границы Татарского пролива и внутри него (через границы выделенных трех районов), и также впервые выполнена оценка годовой динамики концентраций и величин внутренних потоков нефтяных углеводородов (НУ), биомасс НУ-окисляющих бактерий и показателей их окислительной активности.

## ГЛАВА 1

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ

#### 1.1. МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения особенностей функционирования экосистемы Татарского пролива впервые комплексно использовались три электронных инструмента: ГИС «Сахалинский шельф» и адаптированная к акваториям сахалинского шельфа океаническая модель Бергенского университета (БОМ) – для исследования океанографического режима и гидроэкологическая CNPSi-модель – для моделирования трансформации органических веществ под воздействием факторов: абиотических (температура, освещенность, адвекция) и биотических (бактерии – гетеротрофные и НУ-окисляющие, а также фито- и зоопланктон) факторов. Краткая характеристика этих инструментов представлена ниже.

ГИС «Сахалинский шельф» была разработана на основе данных океанографических наблюдений на 18359 станциях в шельфовой зоне о. Сахалин, выполненных на стандартных разрезах в 1948–1994 гг. Она включает «Базу данных по гидрологии, гидрохимии и химическому загрязнению вод сахалинского шельфа» [Свидетельство..., 1993а] и «Комплект прикладных программ для подготовки и графического представления гидролого-гидрохимических характеристик сахалинского шельфа» [Свидетельство..., 1993б]. В базе данных имеется > 200 тыс. натуральных наблюдений за состоянием морской среды на шельфе Сахалина и в прилегающих акваториях [Пищальник, Бобков, 2008].

ГИС позволяет оперативно работать как с исторической, так и с новой океанографической информацией, полученной в шельфовой зоне острова (строить карты, разрезы, графики изменения во времени и вертикального распределения параметров морской среды, усреднять информацию по пространству и времени, получать статистические характеристики, рассчитывать аномальные значения параметров и выполнять другие вычислительные операции). Все это дает возможность тестировать модели в режиме реального времени и адаптировать их к любому набору условий морской среды обитания в нормальные, теплые или холодные годы.

ГИС существенно упрощает самую трудоемкую часть работы по подготовке входных данных для моделирования и делает сам процесс моделирования более оперативным и информационно ёмким. В данном исследовании ГИС применялась для восстановления годового хода термохалинных характеристик на стандартных сетке и горизонтах океанографических станций, а также для оценки изменений во времени значений параметров состояния водной среды [Пищальник, Бобков, 2008].

Исходными данными для моделирования океанографического режима и состояния морской среды Татарского пролива послужили материалы судовых наблюдений, выполненных на сети стандартных океанографических разрезов. Первые наблюдения на стандартных разрезах начали выполняться с конца 1940-х гг. С середины 1950-х до конца 1980-х гг. эти наблюдения производились с регулярностью от 2–3 до 6–8 раз в год. К середине 1990-х гг. практически все регулярные судовые океанографические наблюдения в проливе были свернуты и в последнее десятилетие они выполнялись лишь фрагментарно. По имеющимся оценкам [Пищальник, Климов, 1991], всего за указанный период на акватории Татарского пролива было выполнено > 22 тыс. глубоководных станций, из них ~7 тыс. – на стандартных разрезах.

При создании базы данных для ГИС «Сахалинский шельф» предпочтение было отдано наблюдениям, выполненным на стандартных разрезах. Данные наблюдений в фиксированных точках, в отличие от фрагментарно распределенной во времени и в пространстве океанографической информации, имеют следующие принципиальные отличия – это комплексный характер производства наблюдений и стандартная технология их выполнения. Соблюдение первого условия позволяет применять к ним многовариантный контроль качества исходной информации. Второе условие обеспечивает сравнимость информации, полученной в разные годы. Кроме того, эти данные имеют еще одно достоинство: наблюдения в точках со строго фиксированными координатами в дальнейшем в значительной мере упрощают математическую часть задачи при выборе метода их обработки и формулировании условий интерполяции данных в узлах регулярной сетки.

За логическую единицу информации была принята стандартная глубоководная станция, на которой были произведены наблюдения за вертикальным распределением одного или нескольких параметров морской среды на стандартных горизонтах. Ряд станций, расположенных на прямой линии и выполненных в единичный промежуток времени (не более 1 сут), объединялись в гидрологический разрез. Поскольку наблюдения на большинстве разрезов выполнялись в течение 1 сут, то для всех станций на разрезе принималась единая средняя дата. Это значительно упрощало временной контроль информации и позволяло исключать случайное попадание станций из других съемок. Таким образом, с определенным допущением можно считать, что на стандартном разрезе было получено вертикальное распределение параметра на определенную дату (сутки) без учета колебаний, обусловленных приливными явлениями.

Восстановление среднемесячных полей термохалинных параметров (ТП) в Татарском проливе выполнялось в два этапа: на основе статистических методов и численной БОМ. На первом этапе статистическими методами рассчитывался годовой ход осредненных ТП на каждом стандартном горизонте на всех океанографических станциях стандартной гидрологической сети. С этой целью выборочные совокупности глубоководных данных по отдельным элементам за различные годы упорядочивались по календарным датам в формате ММДД и к ним применялась операция осреднения параметров со скользящим окном [Пищальник, Бобков, 2008].

Для получения достоверных оценок ширина окна должна быть такой, чтобы наблюдения, составляющие выборку, можно было считать однородными по среднему значению параметра и дисперсии. Наиболее полно таким условиям для наших данных отвечает календарный месяц. Сдвиг окна производился с шагом в 1 сут. На каждом шаге осреднения вычислялось среднее значение элемента на среднюю дату с отбраковкой средних значений, отстоящих друг от друга на временной шкале ближе 5 сут. Между полученными значениями строился сплайн, и проводилось табулирование с заданной дискретностью.

Полученные таким образом средние значения параметров использовались для построения графиков годового хода элементов на каждой станции для всех стандартных горизонтов. По этим графикам делались предварительные оценки характерных особенностей годового хода параметров, анализировались (отбраковывались) данные, выходящие за внешние барьеры, и перепроверялись выходящие за внутренние, выбирались пределы изменений параметров для последующей фильтрации данных.

Окончательный расчет режимных характеристик выполнялся по откорректированным рядам. Оценка центра проводилась в зависимости от количества наблюдений  $N$  в окне: по медиане при  $5 \leq N \leq 10$ , по трехсрединному значению при  $10 \leq N \leq 40$  и по среднему арифметическому при  $N \geq 40$ , после чего выполнялось табулирование средних значений параметров.

Отсутствие инструментальных наблюдений не позволило восстановить средние значения  $T_w$  и  $S_w$  в январе–феврале к северу от  $50^\circ$  с.ш. и в декабре–марте к северу от  $51^\circ$  с.ш. Интенсивный осенний заток вод из Амурского лимана в Татарский пролив обычно происходит в конце октября–начале ноября. Причиной его является блокирование теплых и распресненных вод в мелководном Сахалинском заливе Восточно-Сахалинским течением в результате его осенней интенсификации [Пищальник и др., 2003]. Мощность затора настолько велика, что это вызывает понижение  $S_w$  в Татарском проливе в среднем на 3–5 и 10 ‰ к северу от  $50^\circ$  и  $51^\circ$  с.ш. соответственно. При таком размахе колебаний значений  $S_w$  корректное восстановление ТП севернее  $50^\circ$  с.ш. не представляется возможным.

На всех станциях Татарского пролива к югу от  $50^\circ$  с.ш. для каждого месяца были вычислены значения  $T_w$  и  $S_w$ . По этим данным на втором этапе с помощью численной океанической модели БОМ были восстановлены ежемесячные поля плотности и рассчитана трехмерная циркуляция вод. Такой подход позволил корректно анализировать внутригодовой ход ТП и впервые построить карты пространственного распределения ТП для полного годового цикла на акватории пролива между  $48^\circ$  и  $50^\circ$  с.ш. [Пищальник и др., 2009].

**Океаническая модель Бергенского университета** – трехмерная, нестационарная, нелинейная численная модель. Она учитывает силу вращения Земли, бароклинность, горизонтальные и вертикальные вязкость и диффузию, рассчитывает внутреннюю (бароклинную) и внешнюю (баротропную) моды движения водных масс. В качестве граничных условий на поверхности моря задаются атмосферное давление, ветровое напряжение, потоки тепла и соли. Влияние приливов можно учитывать через заданные колебания уровня воды на жидких границах. Эти приливные колебания уровня воды вычисляются по сумме соответствующих гармоник. Модель приспособлена и для учета влияния речного стока.

Ниже приводится краткое описание БОМ [Berntsen, 2004]. Независимые переменные  $x$ ,  $y$ ,  $z$  и  $t$  преобразуем к переменным  $x^*$ ,  $y^*$ ,  $\sigma$  и  $t^*$ , где

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t.$$

Здесь  $\eta$  – возвышение уровенной поверхности,  $H$  – глубина моря,  $t$  – время. Ось  $x$  направлена на восток, ось  $y$  – на север, ось  $\sigma$  – вверх от невозмущенной поверхности моря,  $\sigma$  изменяется от 0 на  $z = \eta$  до  $-1$  на  $z = -H(x, y)$ .

Введем переменную  $D = H + \eta$  (полная глубина моря). Тогда уравнение неразрывности в системе  $\sigma$ -координат можно записать следующим образом (звездочки опускаем):

$$\frac{\partial(uD)}{\partial x} + \frac{\partial(vD)}{\partial y} + \frac{\partial\omega}{\partial\sigma} + \frac{\partial\eta}{\partial t} = 0.$$

Вертикальная скорость  $w$  связана с новой вертикальной скоростью  $\omega$  таким образом:

$$w = \omega + u \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + (1 + \sigma) \frac{\partial \eta}{\partial t}.$$

Уравнения импульса по осям  $x$  и  $y$  в форме потока выглядят так:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(uD)}{\partial t} + \frac{\partial(u^2D)}{\partial x} + \frac{\partial(uvD)}{\partial y} + \frac{\partial(u\omega)}{\partial\sigma} - fvD + \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial x} + gD \frac{\partial\eta}{\partial x} = \\ \frac{\partial}{\partial\sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial\sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial\rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial\rho}{\partial\sigma} \right) d\sigma + DF_x, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(vD)}{\partial t} + \frac{\partial(uvD)}{\partial x} + \frac{\partial(v^2D)}{\partial y} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial\sigma} + fuD + \frac{D}{\rho_0} \frac{\partial P_{atm}}{\partial y} + gD \frac{\partial\eta}{\partial y} = \\ \frac{\partial}{\partial\sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial\sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left( \frac{\partial\rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial\rho}{\partial\sigma} \right) d\sigma + DF_y. \end{aligned}$$

Здесь  $DF_x$  и  $DF_y$  – горизонтальная турбулентная вязкость по осям  $x$  и  $y$  соответственно:

$$DF_{x,y} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_M \frac{\partial(uD, vD)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_M \frac{\partial(uD, vD)}{\partial y} \right).$$

Уравнения сохранения тепла и соли в форме потока записываются в системе  $\sigma$ -координат так:

$$\frac{\partial(TD)}{\partial t} + \frac{\partial(TuD)}{\partial x} + \frac{\partial(TvD)}{\partial y} + \frac{\partial(T\omega)}{\partial\sigma} = \frac{\partial}{\partial\sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial\sigma} \right) + DF_T,$$

$$\frac{\partial(SD)}{\partial t} + \frac{\partial(SuD)}{\partial x} + \frac{\partial(SvD)}{\partial y} + \frac{\partial(S\omega)}{\partial\sigma} = \frac{\partial}{\partial\sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial\sigma} \right) + DF_S.$$

Здесь  $DF_T$  и  $DF_S$  – горизонтальная турбулентная диффузия по осям  $x$  и  $y$  соответственно:

$$DF_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x} \left( DA_H \frac{\partial(T, S)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( DA_H \frac{\partial(T, S)}{\partial y} \right).$$

Коэффициенты горизонтальной вязкости  $A_M$  и горизонтальной диффузии  $A_H$  вычисляются либо по формуле Смагоринского:

$$(A_M, A_H) = (C_M, C_H) \Delta x \Delta y \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}},$$

либо задаются постоянными в пространстве и времени. При всех расчетах течений была использована схема Смагоринского.

Плотность морской воды  $\rho$  вычислялась по уравнению состояния УС-80 [Архипкин, Добролюбов, 2005].

Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости  $K_M$  и вертикальной турбулентной диффузии  $K_H$  определялись по замкнутой турбулентной схеме [Davies, Xing, 1995]. Из-за краткости описания модели эта схема здесь не приводится.

Перейдем к граничным условиям в системе  $\sigma$ -координат. На поверхности ( $\sigma = 0$ ) и на дне ( $\sigma = -1$ ) новая вертикальная скорость  $\omega$  равна нулю. При наличии ветра и потоков тепла и соли на поверхности имеем:

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial u}{\partial\sigma}, \frac{\partial v}{\partial\sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{0x}, \tau_{0y}),$$

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial T}{\partial\sigma}, \frac{\partial S}{\partial\sigma} \right) = (\dot{T}_0, \dot{S}_0).$$

На дне  $\sigma = -1$  задаются трение и отсутствие потоков тепла и соли:

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \frac{1}{\rho_0} (\tau_{bx}, \tau_{by}),$$

$$\frac{K_M}{D} \left( \frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0.$$

Здесь  $\tau_{bx}, \tau_{by}$  – придонное трение, вычисляемое по формуле:

$$\bar{\tau}_b = \rho_0 C_D |\bar{u}_b| \bar{u}_b$$

$$C_D = \max \left[ 0.0025, \frac{\kappa^2}{\left( \ln \left( \frac{z_b}{z_0} \right) \right)^2} \right],$$

где  $\kappa$  – константа Кармана (0.4),  $z_b$  – расстояние до ближайшего расчетного уровня от дна (в системе  $\sigma$ -координат  $z_b = (1 + \sigma_{kb-1})H$ , где  $\sigma_{kb-1}$  – предпоследний  $\sigma$ -уровень),  $z_0$  – параметр придонной шероховатости. В отсутствие какой-либо информации об этом параметре принимаем  $z_0 = 0.01$  м [Weatherly, Martin, 1978].

Уравнения, описывающие динамику прибрежных вод, содержат быстро движущиеся баротропные гравитационные волны и более медленные внутренние гравитационные волны. В связи с этим для вычислительной экономии целесообразно разделить вертикально интегрированные уравнения (внешняя мода) от уравнений, имеющих вертикальную структуру (внутренняя мода). Разделение мод выглядит таким образом:

$$[U(x, y, \sigma), V(x, y, \sigma)] = [U_A(x, y) + U_B(x, y, \sigma), V_A(x, y) + V_B(x, y, \sigma)],$$

где

$$[U_A(x, y), V_A(x, y)] = \left[ \int_{-1}^0 U(x, y, \sigma) d\sigma, \int_{-1}^0 V(x, y, \sigma) d\sigma \right].$$

Представленная модель решается численно. Горизонтальная конечно-разностная схема разнесена, и используется С-сетка Аракавы.

Исходными данными для восстановления термохалинных полей для каждой станции на всех стандартных горизонтах (от поверхности до дна) послужили рассчитанные статистическими методами среднемесячные многолетние значения  $T_w$  и  $S_w$ , которые затем использовались для восстановления этих параметров в узлах регулярной сетки с помощью численного моделирования в  $\sigma$ -координатах. При моделировании атмосферное давление, ветровое напряжение и потоки тепла и солей не задавались. На жидких границах для скоростей течений,  $T_w$  и  $S_w$  было выбрано условие Неймана. Шаг по оси  $x$  – 10 км, а по оси  $y$  – 40 км. По вертикали от поверхности до дна задавались 32  $\sigma$ -горизонта.

Применение математических океанических моделей для восстановления океанографических полей позволяет избежать их рассогласования. Основное преимущество такого подхода заключается в том, что  $T_w$  и  $S_w$ , на стандартных океанографических станциях сохраняются постоянными в течение всего времени моделирования. В узлах регулярной сетки, не совпадающих с положением станций, значения параметров начинают вычисляться с учетом заданных значений на этих станциях и рассчитанной на данном этапе циркуляции вод с учетом релье-

фа дна и конфигурации бассейна. Расчет прекращается при выходе значений уровня моря и течений на стационарный режим во всех узлах регулярной сетки. Конечным результатом расчетов являлись согласованные термохалинные поля в узлах регулярной сетки на стандартных горизонтах от поверхности до дна, на основе которых были вычислены значения характеристик на средних океанографических станциях [Мамаев и др., 1994], циркуляция вод и переносы водных масс через границы выделенных районов внутри пролива, а также через его внешние границы [Пищальник и др., 2009]. Эти расчетные данные параметров переноса водных масс в дальнейшем служили входными параметрами для описания водообмена между выделенными районами в гидроэкологической CNPSi-модели.

**Гидроэкологическая CNPSi-модель** включает разнообразный спектр органических и минеральных соединений органических элементов (C, N, P, Si), в частности растворенные органические формы C (DOC), N (DON), Si (DOSi) и P (DOP), растворенные минеральные формы P (DIP), Si (DISi) и N-аммоний ( $\text{NH}_4$ ), нитриты ( $\text{NO}_2$ ) и нитраты ( $\text{NO}_3$ ), взвешенные компоненты детрита, содержащие P (PD), N (ND) и Si (SiD), и растворенные в воде газы –  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$ . Из компонентов загрязнения морской среды в модели учитываются НУ [Леонов, 2008]. Модель воспроизводит биотрансформацию БВ при участии гетеротрофных бактерий  $B_1$  и НУ-окисляющих бактерий  $B_2$ , а также трех групп фитопланктона  $F_1, F_2$  и  $F_3$  и зоопланктона – растительного  $Z_1$  и хищного  $Z_2$ . Доминирующими группами фитопланктона в водах Татарского пролива, как и в Охотском море, приняты диатомовые  $F_1$ , перидиниевые  $F_2$  и зеленые  $F_3$  водоросли [Проект «Моря СССР», 2003, 2004].

Биомасса  $B_1$  вычисляется в единицах C ( $B_{1C}$ ), N ( $B_{1N}$ ), P ( $B_{1P}$ ) и Si ( $B_{1Si}$ ); НУ-окисляющих бактерий – в единицах C ( $B_{2C}$ ); фитопланктона  $F_1$  и зоопланктона  $Z_1$  – в единицах Si ( $F_{1Si}, Z_{1Si}$ ), N ( $F_{1N}, Z_{1N}$ ) и P ( $F_{1P}, Z_{1P}$ ), фитопланктона  $F_2$  и  $F_3$ , а также зоопланктона  $Z_2$  – в единицах N ( $F_{2N}, F_{3N}, Z_{2N}$ ) и P ( $F_{2P}, F_{3P}, Z_{2P}$ ). Полное описание уравнений модели и пример ее применения для изучения условий трансформации биогенных веществ (БВ) и НУ в заливе Анива (Охотское море) приведено в работе [Леонов, 2008]. Данная модель применялась для исследования Охотского моря и его акваторий [Леонов, Сапожников, 1997; Пищальник, Леонов, 2003], а также Каспийского [Леонов, Чичерина, 2004] и Белого [Леонов и др., 2005] морей.

Пространственный (горизонтальный и вертикальный) перенос БВ учитывается в CNPSi-модели при расчете скоростей изменения их концентраций и обозначен  $TR(i, j, k)$  [Леонов, 2008]. Он включает перенос БВ в рассматриваемые акватории из внешних источников – с водами притоков или из прилегающих к изучаемому водоему водных объектов ( $TRIN$ ), при вертикальном водообмене с нижележащим слоем ( $TRUP$ ), перенос БВ из соседних районов ( $TRSEC$ ) и потери БВ при выносе водными массами через внешние границы изучаемой экосистемы ( $TROUT$ ):

$$TR(i, j, k) = fl(k) \times [TR(i, j, k) + TRUP(i, j, k) + TRSEC(i, j, k) + TROUT(i, j, k)].$$

Расчет составляющих переноса проводится в CNPSi-модели по следующим уравнениям:

$$TRIN(k) = QWIN(i, j) \times CIN(k, i) / V(i, j),$$

$$TRUP(k) = \text{abs}(QWUP(i)) \times (CM(k, i, 3-j) - Y(k)) / V(i, j),$$

$$TRSEC(k, i) = (QW(i, j) \times CM(k, j) - QW(i, j) \times Y(k)) / V(i, j),$$

$$TROUT(k) = -QWOUT(i, j) \times Y(k) / V(i, j).$$

Здесь  $i, j, k$  – счетчики модели для выделенных районов в экосистеме, рассматриваемых слоев и компонентов модели соответственно;  $QWIN(i, j), QWOUT(i, j)$  – значения водообмена (расходы воды) на внешних границах экосистемы для расчета соответственно поступления и выноса БВ,  $\text{км}^3/\text{мес}$ ;  $QWUP(i, j)$  – составляющая вертикального переноса БВ,  $\text{км}^3/\text{мес}$ ;  $QW(i, j)$  – расходы воды на границах между отдельными районами внутри экосистемы,  $\text{км}^3/\text{мес}$ ;  $Y(k)$  –

мгновенные концентрации БВ в соответствующих районах изучаемого водоема в рассматриваемом слое воды, мг Элемента/л;  $CM(k, 3-j)$  – мгновенные концентрации БВ в соответствующих районах в верхнем (или нижнем) слое столба воды, мг Элемента/л, для расчета количеств БВ, участвующих в переносе по вертикали;  $CIN(k, i)$  – концентрации компонентов в водах внешних источников (притоки, смежные внешние акватории), мг Элемента/л;  $V(i, j)$  – объем вод в рассматриваемых районах и слоях, км<sup>3</sup>;  $fl(k)$  – управляющие параметры для описания переноса БВ, безразмерные.

Значения переносов БВ вычисляются на каждом временном шаге при решении уравнений модели, затем они суммируются и сохраняются в специальном файле расчетных параметров. По результатам расчетов значения переносов БВ могут быть представлены для каждого района, слоя, месяца и в целом для всего расчетного года [Леонов, 2008].

Помимо ТП в качестве входных данных в модель дополнительно вводились значения концентраций БВ по слоям на начало календарного года, вычисленные с помощью ГИС «Сахалинский шельф».

### 1.1.1. О районировании акватории Татарского пролива

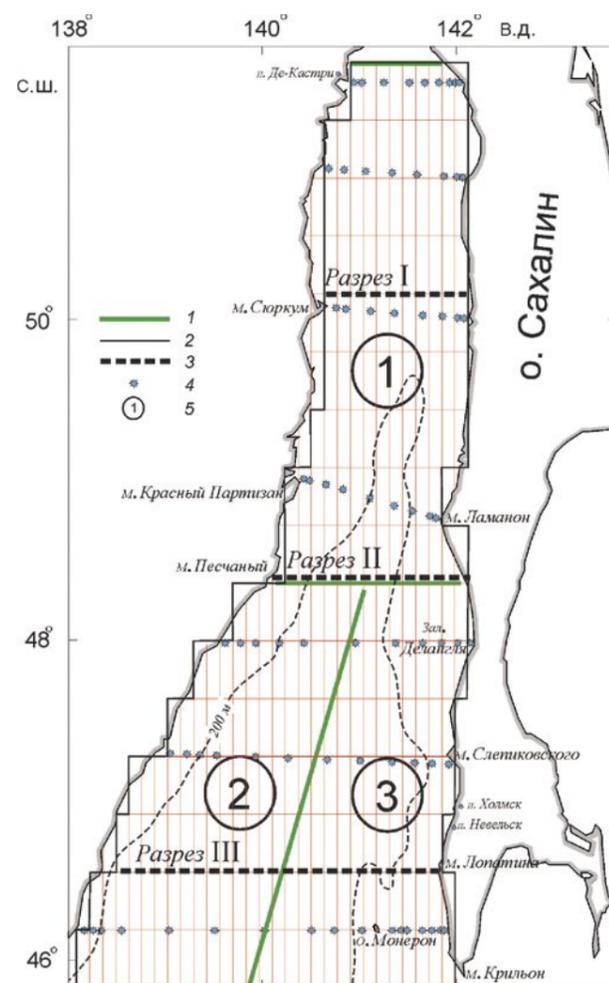


Рис. 1.1. Районирование акватории Татарского пролива.

1 – границы районов; 2 – границы расчетной сетки; 3 – разрезы; 4 – стандартная океанографическая станция; 5 – номер района

Районирование исследуемых акваторий по природной изменчивости океанографических параметров проводится в зависимости от задач, стоящих перед исследователями, и предполагает выделение пространственно-временных областей, в пределах которых эти параметры могут считаться статистически однородными. Широкий круг задач предопределяет наличие множества приемов и способов районирования. Подразделение всей исследуемой акватории на более мелкие участки позволяет корректнее отвечать на поставленные перед исследователями вопросы (рис. 1.1).

Качество оценок климатической составляющей модели океанографических данных, их достоверность в значительной степени зависят от размеров минимальных пространственных ячеек «квадратов», в пределах которых производится это обобщение. При этом объективно проявляются две тенденции: с одной стороны, стремление уменьшить размеры, чтобы уловить все детали пространственных изменений, а с другой стороны – увеличить, чтобы иметь возможно большее количество наблюдений в каждом квадрате для получения устойчивой статистики. Поэтому перед исследователями всегда возникает проблема выбора оптимальных пространственных масштабов для обобщения многолетней информации.

Методические принципы выбора шага расчетной сетки и районирования прилега-

ющих к о. Сахалин акваторий по природной изменчивости океанографических параметров подробно изложены в работах [Пищальник, 2004; Пищальник, Бобков, 2008]. На основе этих принципов и с учетом современных представлений о гидрологическом режиме на данном этапе исследований шаг расчетной сетки для восстановления ТП в Татарском проливе был выбран 10x40 км, а расчетные данные обобщались для трех районов: 1 – северного, 2 – юго-западного и 3 – юго-восточного (рис. 1.1). Динамику годового хода температуры и солености воды целесообразно анализировать с использованием методологического приема построения средних океанографических станций [Мамаев и др., 1994] для выделенных районов. При этом достаточно полное представление о годовом ходе ТП можно получить уже при оценке величин и сроков наступления экстремумов с анализом факторов, их обуславливающих.

Вопрос о выделении гидрологических сезонов подробно обсуждался в работах [Пищальник, 2004; Пищальник, Бобков, 2008]. В настоящем исследовании анализ условий функционирования экосистемы Татарского пролива проводился на основе моделирования годового хода параметров с месячной дискретностью, но с целью экономии объема издания иллюстрации их пространственно-временного распределения представлены только для сезонов: зима (26 февраля), весна (26 июня), лето (26 августа) и осень (26 ноября).

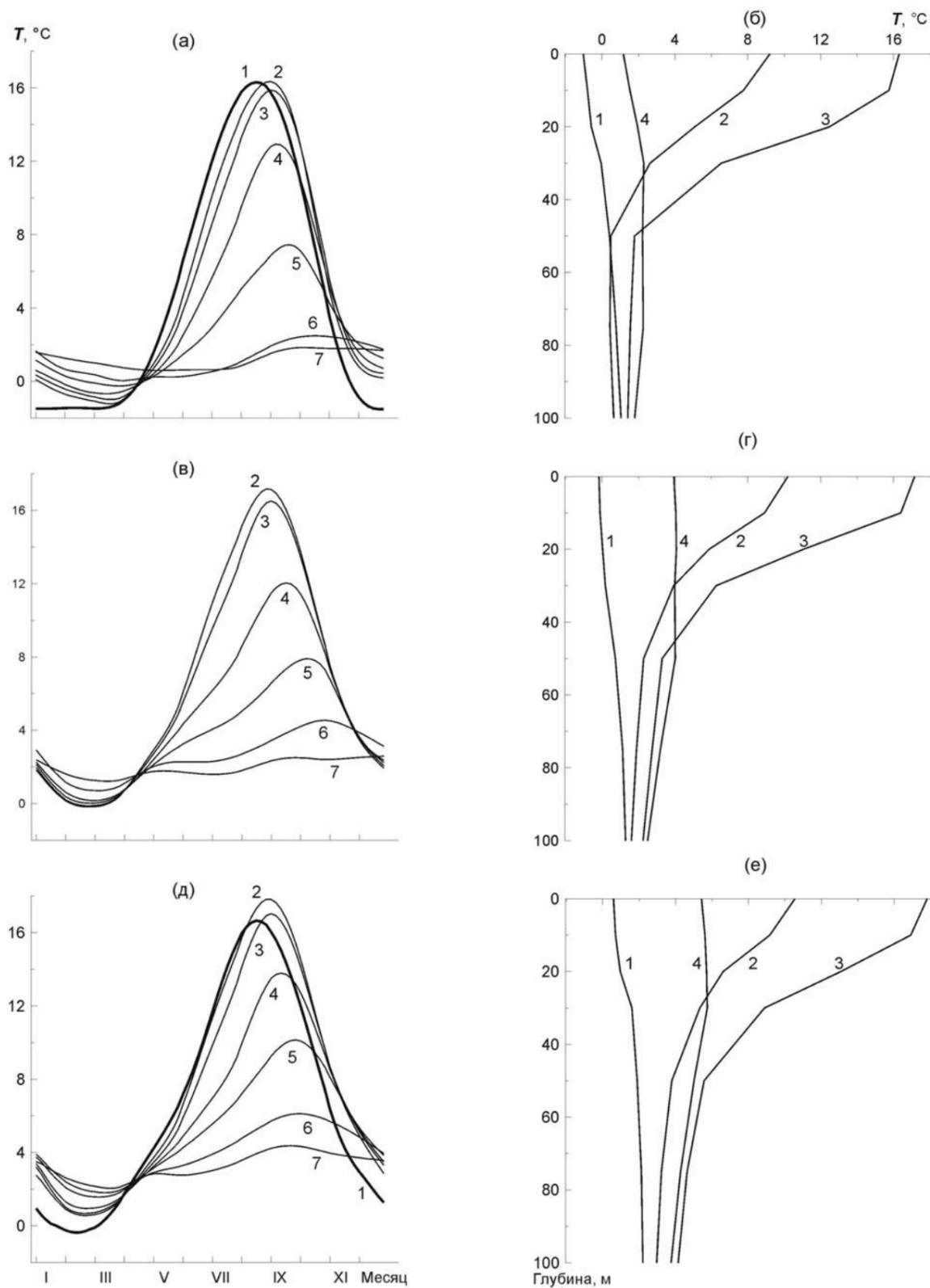
## 1.2. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ

### 1.2.1. Динамика годового хода

**Температура воды  $T_w$ .** Для замерзающих морей сроки начала и конца зимнего сезона принято определять по датам перехода  $T_w$  через 0 °С в поверхностном слое в сторону ее понижения и повышения соответственно. В северной части Татарского пролива (рис. 1.2 а) продолжительность периода с отрицательными значениями  $T_w$  изменяется от 69 сут в открытом море до 159 сут у побережья (по данным береговых гидрометеорологических станций (ГМС)). В мористой юго-западной части пролива (рис. 1.2 в) он в четыре раза меньше и составляет всего 15–16 сут, а в юго-восточной части пролива (рис. 1.2 д) средняя многолетняя  $T_w$  на поверхности вообще не опускается < 0.5 °С (табл. 1.1). В прибрежных районах Сахалина в южной части Татарского пролива продолжительность периода с отрицательными  $T_w$  ~60 сут (на ГМС Холмск измерение  $T_w$  проводилось в закрытом ковше при существенно ограниченном водообмене). У побережья материка в зоне холодного Приморского течения период с отрицательными значениями  $T_w$  в два раза продолжительнее (~110–120 сут) [Покудов, Власов, 1980].

Активный процесс прогрева поверхностных вод в зоне влияния Цусимского течения (рис. 1.2 д) начинается уже в конце февраля. На севере пролива начало этого процесса происходит в среднем на месяц позднее, но скорость прогрева вод здесь на 25 % выше, чем на юге. В результате максимум  $T_w$  на поверхности всей акватории пролива фиксируется практически одновременно с 29 августа по 1 сентября.

В прибрежной зоне максимальный прогрев вод при их интенсивном перемешивании на мелководье наступает на 12–14 сут раньше, чем в открытом море (рис. 1.2 а, д, кривая 1). В северной части пролива абсолютный максимум  $T_w$  в прибрежной и мористой части почти одинаков. Это свидетельствует о доминирующей роли в прогреве поверхностных вод в этом районе радиационного баланса. В районе 3 в открытой части моря величина максимума  $T_w$  выше, чем на отдельных участках у берега (рис. 1.2 а, д, кривые 2 и 1 соответственно), что служит доказательством постоянной адвекции тепла в этот район с северной ветвью Цусимского течения. Поэтому  $T_w$  здесь в поверхностном слое на 1–2 °С выше, чем в других районах [Пищальник и др., 2009].



**Рис. 1.2.** Годовой ход  $T_w$  на стандартных горизонтах (а, в, д) и ее вертикальное распределение (б, г, е) в верхнем 100-метровом слое на средних океанологических станциях. 1 – прибрежные ГМС (Александровск-Сахалинский и Холмск в районах 1 и 3 соответственно); 2–7 – стандартные горизонты 0, 10, 20, 30, 50 и 100 м соответственно. Здесь и на рис. 1.3 – 1.4 на рис. б, г, е – сезоны (зима, весна, лето и осень соответственно); районы 1 (а, б), 2 (в, г), 3 (д, е)

Таблица 1.1

Режимные характеристики средней многолетней  $T_w$  на поверхности для средних океанологических и на прибрежных гидрометеорологических станциях (в числителе – для минимума; в знаменателе – для максимума)

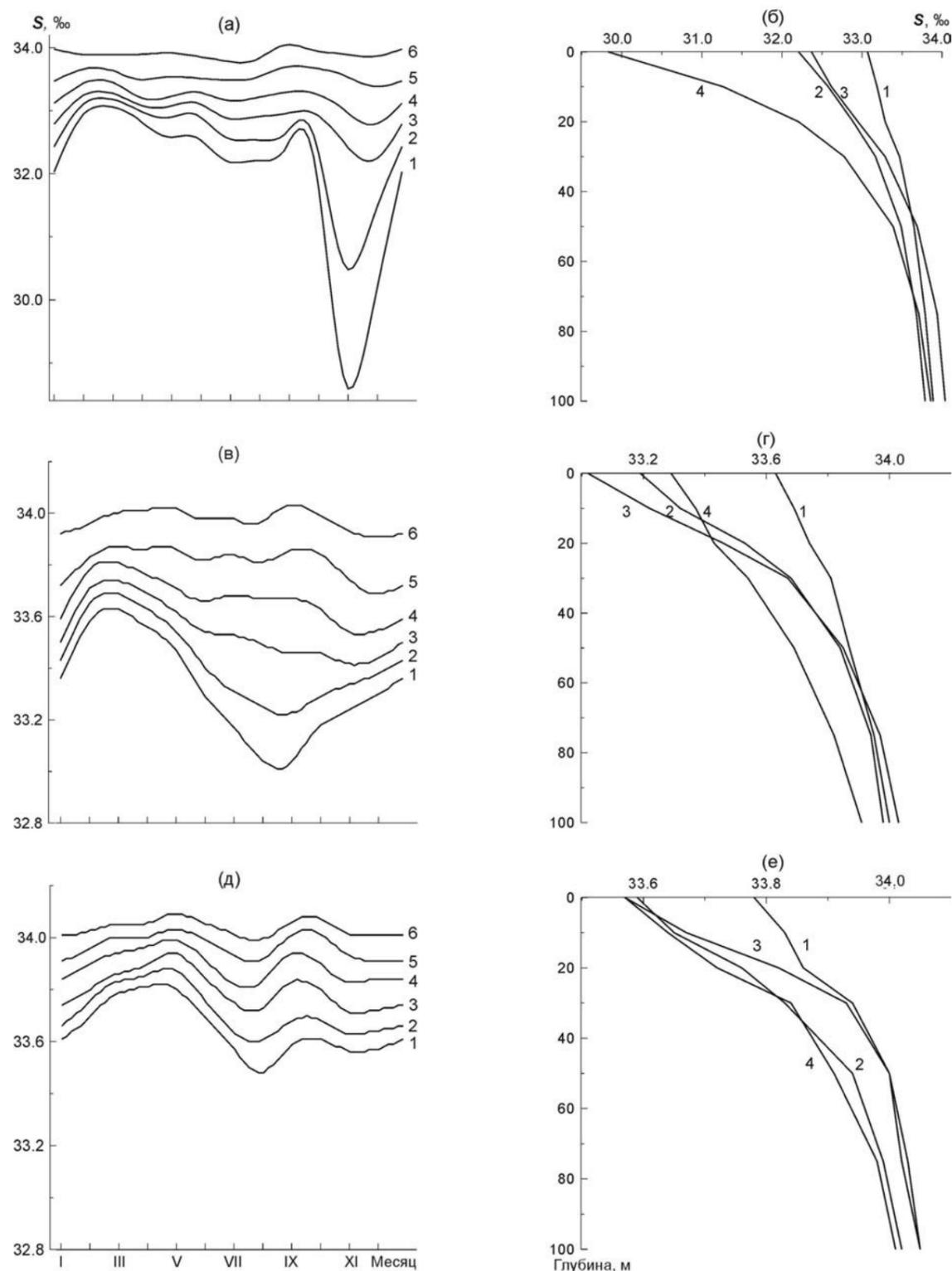
Район	Дата перехода $T_w$ через $0^\circ\text{C}$		Дата наступления экстремума	Экстремальные значения $T_w$ , $^\circ\text{C}$	Максимальная скорость прогрева, $^\circ\text{C}/\text{сут}$	Максимальная скорость охлаждения, $^\circ\text{C}/\text{сут}$
	В сторону понижения	В сторону повышения				
Район 1	06.02	04.16	<u>03.28</u> 08.29	<u>-1.2</u> 16.4	0.19	0.26
ГМС Александровск-Сахалинский	20.11	18.04	<u>12.15</u> 08.17	<u>-1.8</u> 16.3	0.22	0.25
Район 2	16.02	03.03	<u>02.26</u> 09.01	<u>-0.2</u> 17.2	0.16	0.20
Район 3	–	–	<u>03.02</u> 08.31	<u>0.5</u> 17.8	0.16	0.21
ГМС Холмск	29.12	03.03	<u>02.11</u> 08.15	<u>-0.4</u> 16.6	0.16	0.21

Значительна роль динамики вод в районах 2 и 3 в установлении гомотермии (1.5 и 2.5  $^\circ\text{C}$  соответственно) в первой половине апреля в верхнем 100-м слое. Осенью Приморское течение наиболее активно в верхнем 50-м слое, а Цусимское течение – на глубине 100 м, что отчетливо видно по уменьшению времени запаздывания наступления максимума  $T_w$ . Так, в районах 1 и 2 прогрев вод до глубины 50 м запаздывает соответственно на 45 и 60 сут, а в районе 3 – на 30 сут. В целом опускание нижней границы летней термической конвекции в Татарском проливе происходит со скоростью 83–167 см/сут (в 1.2–2.5 раза быстрее, чем в зал. Анива, где в течение года существует холодный подповерхностный слой с отрицательными  $T_w$ ) [Пищальник, Бобков, 2000].

Внутригодовой ход  $T_w$  на средних океанографических станциях показывает, что они имеют асимметрию относительно максимума. Это подтверждается расчетами (табл. 1.1) и означает, что процесс накопления тепла в поверхностных слоях идет медленнее, чем его отдача в атмосферу. Очевидно, что данный факт – характерная черта гидрологии дальневосточных морей. Впервые для отдельных районов Охотского моря (не подверженных интенсивному перемешиванию) он описан в работе Л. Е. Веселовой [Веселова, 1975].

Вертикальное распределение  $T_w$  по сезонам (рис. 1.2 б, г, е) подтверждает отмеченные выше особенности ее годового хода. Наиболее существенные колебания  $T_w$  проникают ~ до 50 м. В северной части пролива диапазон колебаний  $T_w$  в слое 50–100 м не выше 2  $^\circ\text{C}$ , в южной он в два раза больше за счет влияния вод, поступающих в результате процессов адвекции [Пищальник и др., 2009].

**Соленость воды  $S_w$ .** Годовой ход  $S_w$  в выделенных районах Татарского пролива подчеркивает те черты гидрологического режима, которые затушевываются при анализе  $T_w$  в результате радиационного прогрева поверхностных вод (рис. 1.3). Так, в годовом ходе  $S_w$  в северной части пролива отчетливо выделяются два основных экстремума: зимний максимум в феврале и осенний минимум в конце октября – начале ноября (рис. 1.3 а). Основной максимум  $S_w$  по времени практически совпадает с периодом максимальной ледовитости в первой половине февраля [Якунин, 1995]. Активное разрушение ледяного покрова в марте заметно понижает общее значение  $S_w$  в северной и юго-западной частях Татарского пролива, где в течение всего зимнего периода сосредоточивается, а затем и разрушается основная масса дрейфующего из северной части пролива и аккумулярованного в данном районе местного льда.



**Рис. 1.3.** Годовой ход  $S_w$  на стандартных горизонтах (а, в, д) и ее вертикальное распределение (б, г, е) в верхнем 100-метровом слое на средних океанологических станциях. 1–6 – стандартные горизонты 0, 10, 20, 30, 50 и 100 м соответственно

Осенний минимум  $S_w$  обусловлен сезонными колебаниями уровня воды Охотского моря [Пищальник и др., 2003]. В этот период значительно активизируются течения в его западной части, и холодное Восточно-Сахалинское течение блокирует теплые и распресненные воды в мелководном Сахалинском заливе. На фоне осеннего паводка в Амурском лимане значительно повышается уровень воды и происходит мощный сброс пресных вод в северную часть Татарского пролива. В октябре–ноябре средние значения  $S_w$  в поверхностном слое здесь уменьшаются на 4 ‰. Подобное резкое повышение уровня воды наблюдается и в мае во время ледохода в нижнем течении реки Амур, когда льдом забивается северный фарватер в Амурском лимане, над которым еще сохраняется припай. Но объем и продолжительность поступления пресных вод в пролив весной несравненно меньше, чем осенью. Поэтому это явление, с учетом замкнутости циркуляции вод в северной мелководной части пролива в летние месяцы, дает начало формированию только промежуточного минимума  $S_w$  в июне–августе. В сентябре кратковременный максимум  $S_w$  в поверхностных горизонтах обусловлен интенсивным испарением в период максимального прогрева вод.

На графиках годового хода  $S_w$  в южной части пролива (районы 2 и 3) видно, что в октябре–ноябре здесь нет опреснения морских вод за счет поступления амурских вод (рис. 1.3 в, д). Именно этот факт явился критерием для районирования пролива, что впоследствии нашло подтверждение и в характере пространственно-временного распределения других параметров [Пищальник и др., 2003].

Под влиянием зимнего муссона и общей циркуляции вод генеральный дрейф льда из районов его активной генерации на севере пролива осуществляется на юг и юго-восток, где в результате конвективного теплообмена с теплыми водами Цусимского течения он разрушается с различной интенсивностью. В мягкие и нормальные зимы основная масса льда традиционно сосредоточена вдоль побережья материка в более холодной юго-западной части пролива (район 2). В январе–марте  $T_w$  в поверхностных горизонтах здесь на 1–2 °С ниже, чем в районе 3. Поэтому зимний максимум  $S_w$  в верхнем 100-метровом слое так же четко выражен в феврале, как и в районе 1. В то же время в результате постоянного разрушения льда в течение всего ледового сезона в юго-восточной части пролива (район 3) формирования максимума  $S_w$  здесь не происходит. Наличие в годовом ходе максимума солености в апреле–мае обусловлено началом ежегодного цикла активизации Цусимского течения.

Летний минимум  $S_w$  в районе 3 по срокам совпадает с максимальным распреснением поверхностных вод в Японском море в целом, что обусловлено влиянием атмосферных осадков [Проект «Моря СССР», 2003]. В районе 2 он наступает на месяц позднее, что вполне логично объясняется особенностями циркуляции вод, т. к. основная масса вод, поступивших в юго-восточную часть пролива, только в среднем через месяц достигает его юго-западной части.

Таким образом, вертикальное распределение  $S_w$  по сезонам (рис. 1.3 б, г, е) существенно различается в отдельных районах. Зимой монотонное повышение солености воды от поверхности до дна можно наблюдать только в районе 1. В районах 2 и 3 в верхнем 20–30-метровом слое отчетливо прослеживается эффект опреснения морских вод, обусловленный таянием дрейфующего льда. Следует заметить, что поскольку в январе и феврале корректно восстановить годовой ход  $T_w$  и  $S_w$  в северной части Татарского пролива не представляется возможным, то средняя океанологическая станция района 1 в этот период характеризует только южную часть района (к югу 50° с.ш.). Весной в районах 1 и 2 общее понижение  $S_w$  происходит только в верхнем 50-метровом слое, а в районе 3 оно распространяется на всю глубину проникновения Цусимского течения (до 100 м). Летом повышение  $S_w$  в подповерхностных горизонтах в районе 3 обусловлено достижением максимальной интенсивности переноса вод в ядре течения на глубинах 50–75 м. В значительно меньшей степени этот эффект проявляется в районе 1 и едва выражен в районе 2. Характерное осеннее понижение  $S_w$  в верхнем 100-метровом слое проявляется во всех районах, и только в районе 2 на фоне эффекта весенне-летнего опреснения Лиманским течением оно выглядит как некоторое повышение  $S_w$  в слое 0–20 м. В то же время в нижележащих горизонтах понижение  $S_w$  в среднем достигает 0.2 ‰. Максимальные значения  $S_w$  во все сезоны наблюдаются в юго-восточной части пролива, куда с северной ветвью Цусимского течения осуществляется постоянный заток соленых субтропических вод.

### 1.2.2. Пространственное распределение по сезонам

**Температура воды  $T_w$ .** В пространственном распределении  $T_w$  отражены все отмеченные выше особенности ее годового хода и сезонного вертикального распределения.

**Зима.** Расчеты переноса вод показывают, что значительная часть тепла, поступающая с Цусимским течением в верхнем 100-м слое в юго-восточную часть пролива, в феврале-марте уходит в район 2. Оставшееся тепло расходуется на обогрев района 3. В результате интенсивного теплообмена с атмосферой  $T_w$  в поверхностных горизонтах понижается более интенсивно, поэтому очаг тепла формируется в подповерхностных горизонтах в антициклоническом круговороте, центр которого находится в районе  $48^\circ$  с.ш. Этот круговорот отчетливо прослеживается на картах интегральной циркуляции вод [Пищальник и др., 2009], но не выражен в поверхностных горизонтах. На поверхностных картах по большим градиентам  $T_w$  отчетливо выражена фронтальная зона в районе  $47^\circ$  с.ш. (рис. 1.4 а, 1.5 д).

**Весна.** Смена направления муссона в разных частях пролива происходит в основном в течение марта. После общего прогрева поверхностного слоя вод в мае-июне вдоль приморского берега начинает проявляться зона апвеллинга. Данное явление – результат развития экмановского переноса вод от берега в поверхностном слое, которое усиливается влиянием квазистационарных циклонических вихрей, образующихся вдоль побережья у выступающих мысов. Наиболее отчетливо апвеллинг вод выражен на участке побережья от  $50^\circ$  до  $48^\circ$  с.ш. Положение изотерм в проливе в целом приобретает характерные для периода максимального прогрева вод черты – генеральное направление их положения с юго-запада на северо-восток (рис. 1.4 б).

**Лето.** Значения  $T_w$  достигают своего максимума в августе (рис. 1.4 в, 1.5 е). Диапазон ее изменений на поверхности пролива в среднем составляет  $4^\circ\text{C}$  (от  $19.5^\circ\text{C}$  на юго-востоке до  $15.5^\circ\text{C}$  на северо-западе). Интенсивность Цусимского течения максимальна, и термический фронт также изменяет свое положение: теперь он ориентирован генеральным направлением от  $139^\circ$  в.д. в юго-западной части пролива на м. Ламанон. Данный факт подтверждается результатами обработки спутниковых данных [Никитин, Харченко, 2002; Никитин, Юрасов, 2007]. Постоянный заток теплых вод в восточную часть пролива, которые в «теплые» годы могут достигать  $50^\circ$  с.ш. [Никитин, Харченко, 2002]), делает восточную часть пролива в среднем на  $1-2^\circ\text{C}$  теплее, чем западную.

**Осень.** В связи с существенным изменением общей схемы циркуляции вод в проливе и понижением  $T_w$  зоны апвеллинга вод в западных частях районов 1 и 2 разрушаются [Пищальник и др., 2003]. Смена муссонной циркуляции и интенсификация потока вод южного направления в восточной части района 1 способствуют развитию апвеллинга вдоль побережья Сахалина, который наиболее ярко выражен в относительно короткий промежуток времени – в октябре и ноябре. Данный факт подтверждается результатами анализа сезонных колебаний уровня моря на основе спутниковой альтиметрии [Шевченко и др., 2007].

Характерной чертой пространственного распределения  $T_w$  для осеннего периода является наличие северного термического фронта в районе  $49^\circ$  с.ш., который наиболее отчетливо выражен в ноябре. Формируется он в результате поступления амурских вод и распространяется до глубин 20–30 м (рис. 1.3 а, б; 1.4 г, 1.5 е). Наличие фронта в этом районе подтверждают данные спутникового дистанционного зондирования [Никитин, 2006; Никитин, Юрасов, 2007]. В течение декабря он быстро перемещается в южном направлении и в конечном итоге сливается с фронтальной зоной, образованной потоком цусимских вод, которая к концу осени занимает свое обычное положение к северу от  $47^\circ$  с.ш. (рис. 1.4, 1.5). Таким образом, несмотря на то, что интенсивное поступление теплых вод в северную часть пролива происходит с апреля по октябрь, основное тепло в течение года всегда сосредоточено в юго-восточной части пролива.

**Соленость воды  $S_w$ .** В пространственном распределении максимальные значения  $S_w$ , так же как и  $T_w$ , во все сезоны наблюдаются в зоне влияния вод Цусимского течения в юго-восточной части пролива (рис. 1.6, 1.7). В течение года характер расположения изохалин в целом повторяет расположение изотерм, но в силу ряда объективных причин имеет и свои особенности.

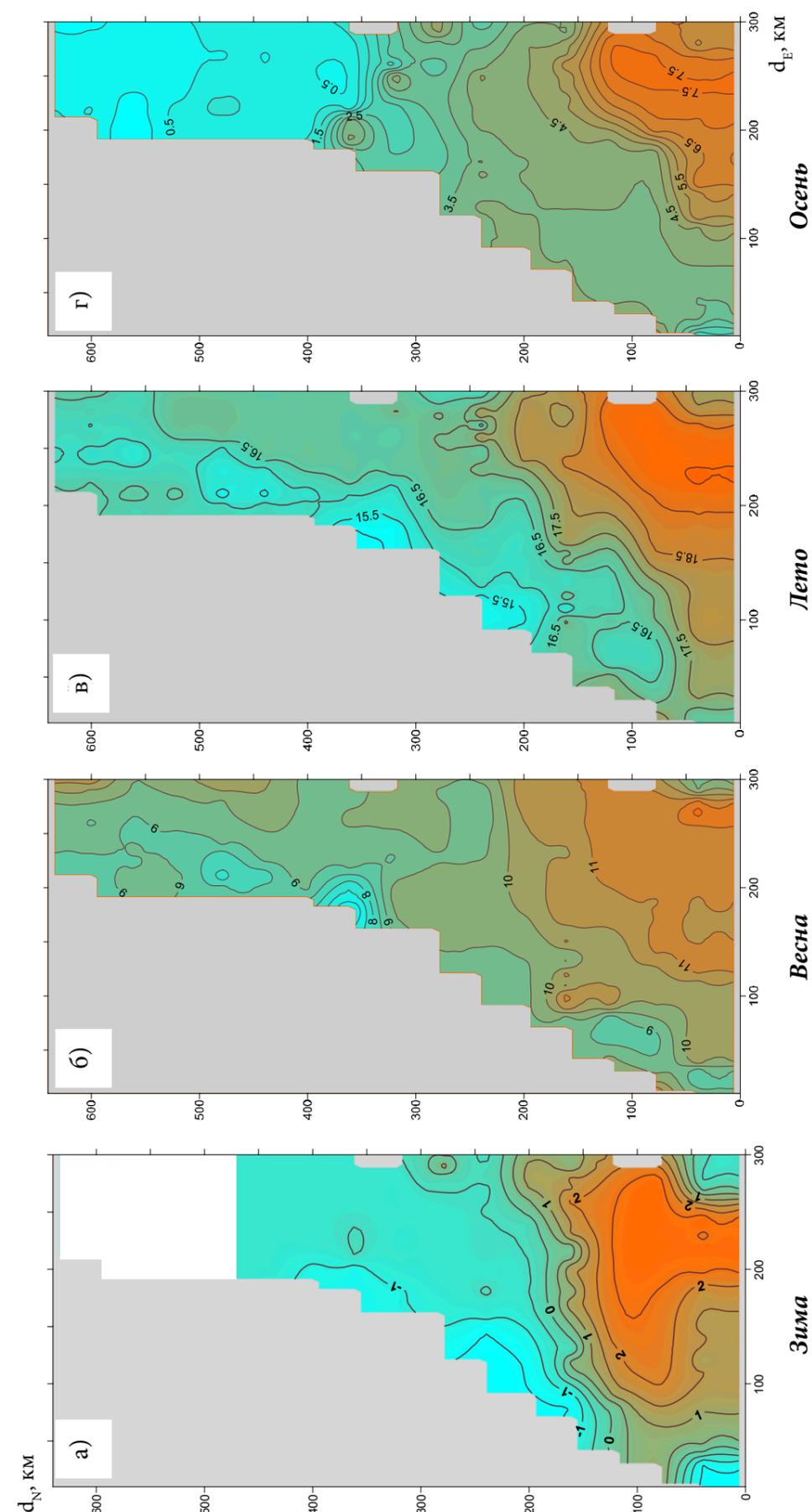


Рис. 1.4. Среднее многолетнее распределение  $T_w$  на поверхности в Татарском проливе по сезонам

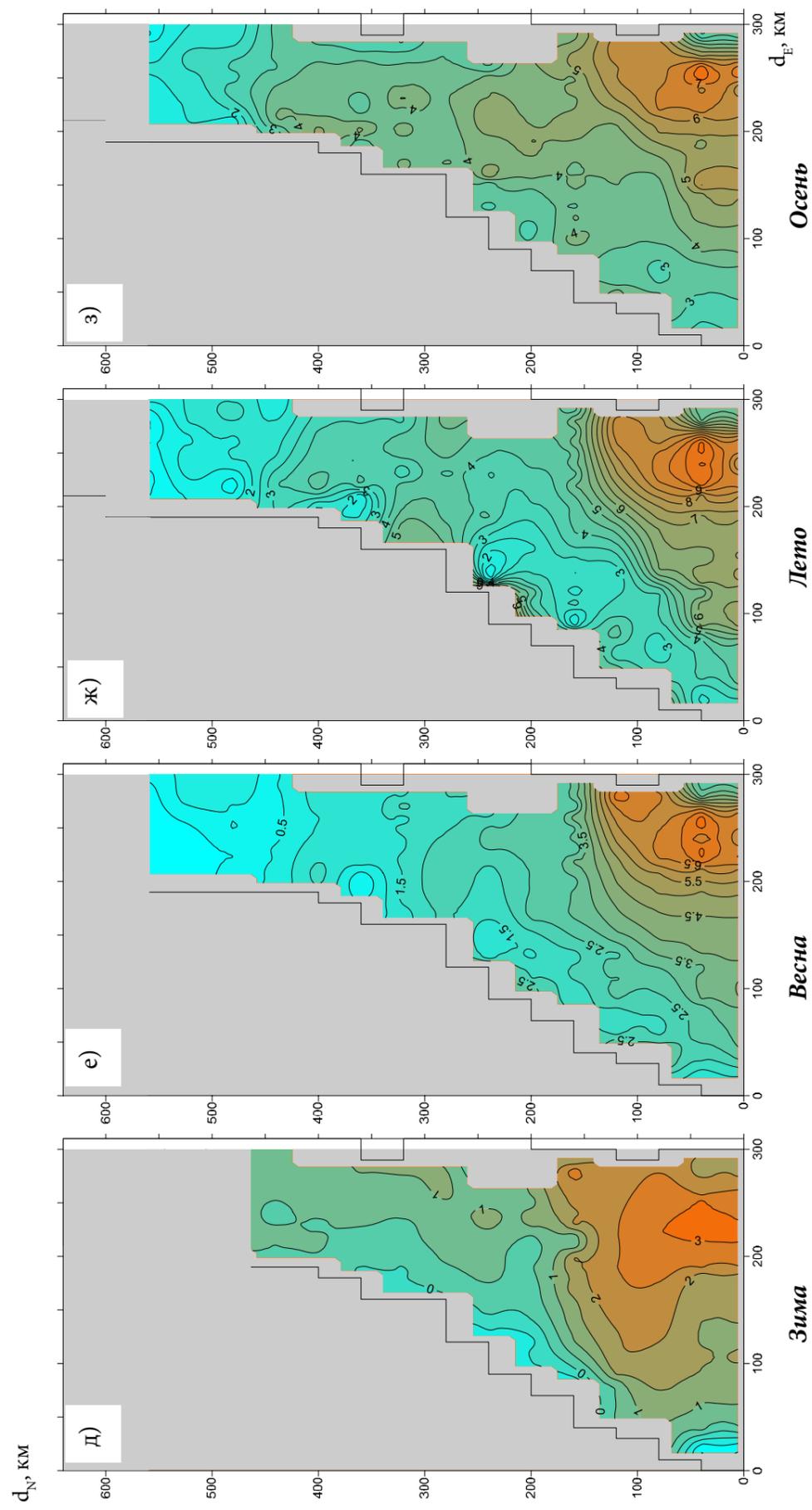


Рис. 1.5. Среднее многолетнее распределение  $T_w$  на горизонте 50 м в Татарском проливе по сезонам

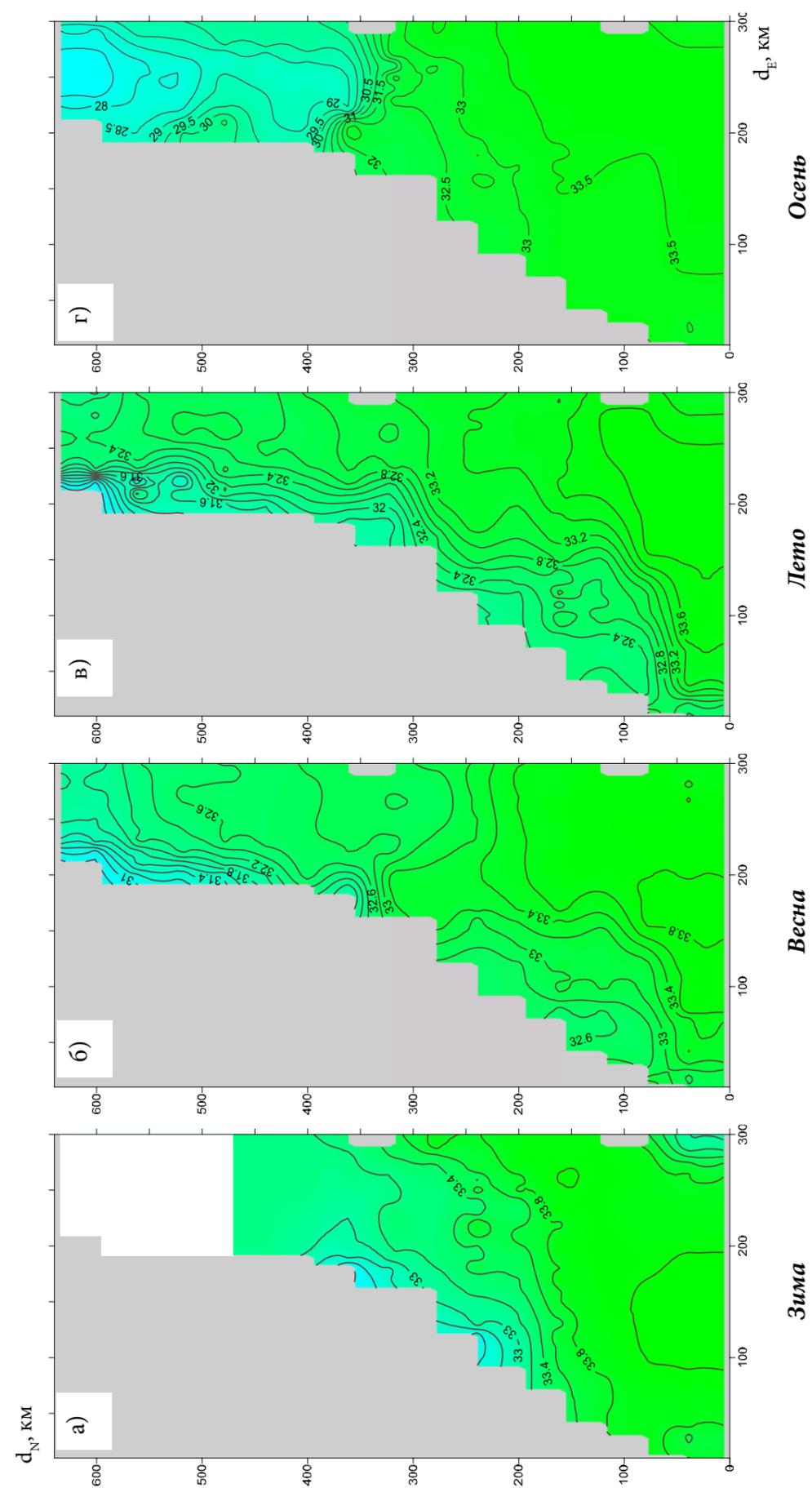


Рис. 1.6. Среднее многолетнее распределение  $S_w$  на поверхности в Татарском проливе по сезонам

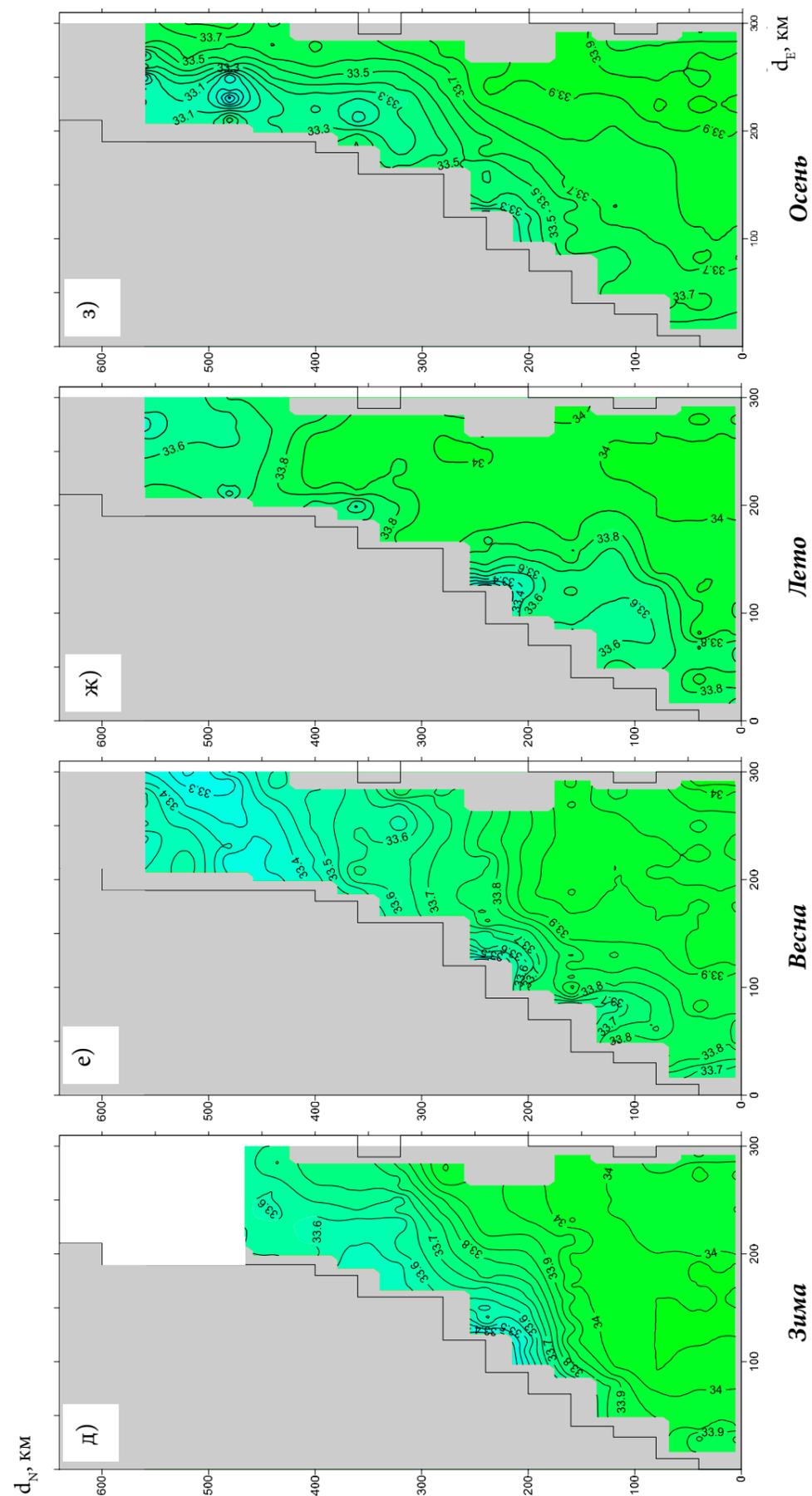


Рис. 1.7. Среднее многолетнее распределение  $S_w$  на горизонте 50 м в Татарском проливе по сезонам

*Зима.* В холодный период года максимальные значения  $S_w$  отмечаются во всей толще вод (рис. 1.6 а, 1.7 д). Данный факт свидетельствует о том, что в районах 2 и 3 доля пресной составляющей в процессе испарения намного выше, чем поступление опресненных вод в процессе таяния, хотя влияние последнего весьма заметно (рис. 1.3 е). По пониженным значениям  $S_w$  выделяется зона Приморского течения вдоль побережья материка, где собираются более пресные воды, поступающие из района 1. Также по пониженным значениям  $S_w$  прослеживается поступление охотоморских вод к западу от м. Крильон. В отличие от  $T_w$  этот процесс наиболее отчетливо выражен в подповерхностных горизонтах (рис. 1.7 д).

О существовании затoka охотоморских вод в Японское море было известно давно. В частности, струя вод, поступающая из Охотского моря и продвигающаяся далее на северо-северо-запад, была отмечена в 1955 г. на картах Е. К. Шелеговой [цит. по: Юрасов, Яричин, 1991]. Ю. В. Истошин [Истошин, 1959] показал, что в этом районе существует устойчивый поток вод на юг со скоростью, превышающей 50 см/с. Впоследствии при выполнении диагностических расчетов использовался достаточно крупный шаг расчетной сетки и о существовании этого потока вод просто забыли. Детальный анализ термохалинных характеристик с помощью ГИС «Сахалинский шельф» позволяет с уверенностью говорить о том, что заток охотоморских вод, достигающий м. Ламанон, осуществляется в течение всего года. Интенсивность его сильно колеблется: максимальное развитие он имеет в зимний период, когда Цусимское течение ослаблено.

*Весна.* Характер изменения  $S_w$  на поверхности пролива в безледный период наглядно иллюстрирует местоположение и конфигурация изогалины 33 ‰. После разрушения ледяного покрова и смены направления муссона наступает период активизации течения Шренка. Уже к концу апреля в поверхностных горизонтах к северу от 48° с.ш. по повышенным градиентам  $S_w$  начинает выделяться фронтальная зона, однако наибольшие градиенты  $S_w$  здесь наблюдаются в июне (рис. 1.6 б). Интенсивность поступления охотоморских вод в пролив заметно падает.

*Лето.* На фазе максимального развития Цусимского течения в июле отмеченная выше фронтальная зона разрушается. На рисунках 1.6 (в и г) хорошо видно, что соленые воды в среднем проникают до 50° с.ш. Изогалина 33 ‰ располагается с юго-запада на северо-восток (от 46° до 50° с.ш.), разделяя пролив на две приблизительно равные части: распресненную северо-западную и осолоненную юго-восточную. На графиках годового хода  $S_w$  видно, что промежуточный максимум  $S_w$  в сентябре распространяется по всему проливу в слое 50–100 м.

*Осень.* В начале октября к северу от 51° с.ш. в поверхностных горизонтах начинает формироваться фронтальная зона с большими горизонтальными градиентами  $S_w$  на границе поступающих из Амурского лимана распресненных вод. По нашим расчетам, средние значения  $S_w$  в слое 0–50 м по абсолютной величине значительно ниже (до 4 ‰) тех значений, что приводились ранее [Проект «Моря СССР», 2003]. В конце ноября эта фронтальная зона сливается с термическим фронтом в районе 49° с.ш. и далее уже как термохалинный фронт перемещается на юг до зимней границы потока цусимских вод к северу от 47° с.ш. [Пищальник и др., 2003; Пищальник, Бобков, 2008].

Детальный анализ пространственно-временных изменений  $S_w$ , выполненный с помощью двух электронных инструментов (ГИС «Сахалинский шельф» и БОМ), впервые позволил с высокой точностью оценить скорости распространения экстремумов  $S_w$  с глубиной в разных частях пролива. В частности, в юго-западной части Татарского пролива время наступления максимума  $S_w$  в подповерхностных горизонтах не запаздывает (что характерно для вертикального распределения  $S_w$  в Японском море), а проявляется в среднем на 10–15 сут раньше, чем на поверхности. Это явление вполне объяснимо тем фактом, что основная струя Цусимского течения тяготеет к горизонтам 50–100 м [Юрасов, Яричин, 1991].

По особенностям годового хода пространственно-временной изменчивости солености вод в Татарском проливе отчетливо выделяются зимний и летний типы циркуляции вод и, соответственно, два периода ее перестройки. Переход от зимнего типа к летнему происходит медленно с марта по май. Летний тип циркуляции существует с июня по сентябрь.

Осенняя перестройка в октябре происходит приблизительно в два раза быстрее, чем способствует вторжение в пролив амурских вод. Зимний тип циркуляции сохраняется с ноября по февраль. Смена типов циркуляции вод в Татарском проливе обусловлена общими колебаниями интенсивности Цусимского течения [Проект «Моря СССР», 2003] и атмосферной циркуляцией [Леонов, 1960].

### 1.3. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЗОННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

#### 1.3.1. Стратификация водных потоков

Прежде чем приступить к исследованию характера пространственно-временной изменчивости горизонтальной и вертикальной циркуляции вод, представляется целесообразным рассмотреть вертикальную стратификацию движения вод, которую можно выявить путем анализа изменения по глубине меридиональной составляющей скорости течений на широтных разрезах I, II и III (рис. 1.1). Первые данные о стратифицированном характере движения вод в Татарском проливе были получены на основе анализа результатов масштабных инструментальных наблюдений за течениями в шельфовой зоне в 1976–1978 гг. [Яричин, 1982]. Выполненные в последующие годы диагностические расчеты не позволили существенно уточнить эти сведения [Будаева, Харитонова, 1980; Будаева и др., 1981; Юрасов, Яричин, 1991; Holloway et al., 1995; Степанов, 1998; Пищальник и др., 2003; Звалинский и др., 2006; Трусенкова, 2007]. Расчеты динамическим методом по результатам отдельных съемок подтвердили двухслойную структуру течений только в летний период [Дьяков, 2006 а, б]. Предлагаемый в настоящей работе методический подход позволяет существенно детализовать пространственные границы явления и оценить его количественные характеристики [Пищальник и др., 2010]. Поскольку характер вертикальной стратификации движения вод в северной и южной частях Татарского пролива принципиально различен, то представляется целесообразным в первую очередь проанализировать движение вод на разрезах I и III и только после этого рассмотреть особенности движения вод на разрезе II, который расположен на границе районов.

На разрезе I в северной мелководной части Татарского пролива в середине зимы при наличии ледяного покрова и практически гомогенном распределении  $T_w$  и  $S_w$  с глубиной, т. е. при отсутствии стратификации (рис. 1.2 б, 1.3 б), во всей толще от поверхности до дна существует слабо выраженное движение вод антициклонической направленности с величинами меридиональной составляющей скорости течения  $\sim 0.1-0.2$  см/с (рис. 1.8 а).

С началом формирования вертикальной термохалинной стратификации вод и сменой направления муссона весной в поверхностном слое северной части пролива формируется преимущественно циклонический, а в глубинном – антициклонический круговороты вод. В этот период вдоль приморского берега на расстоянии до 30 км от него и до глубин 20 м отчетливо проявляется струя вод течения Шренка (рис. 1.8 б).

От весны к лету интенсивность течений в верхнем слое увеличивается более чем в 2 раза (меридиональные составляющие скоростей в течении Шренка возрастают с 1.0 до 2.2 см/с при одновременном увеличении ширины до 50 км и глубины до 30 м его основной струи). Летом поток вод северного направления близко подходит к берегу Сахалина и меридиональные составляющие скоростей в нем также возрастают с 0.4 до 0.8–0.9 см/с. Скорости течений в антициклоническом круговороте вод нижнего слоя в этот период практически не меняются (рис. 1.6 в).

В самом начале осени (в октябре) в крайнюю северную часть Татарского пролива начинают поступать большие объемы амурских вод, что приводит к коренной перестройке циркуляции – направления движения вод в верхнем и нижнем слоях меняются на

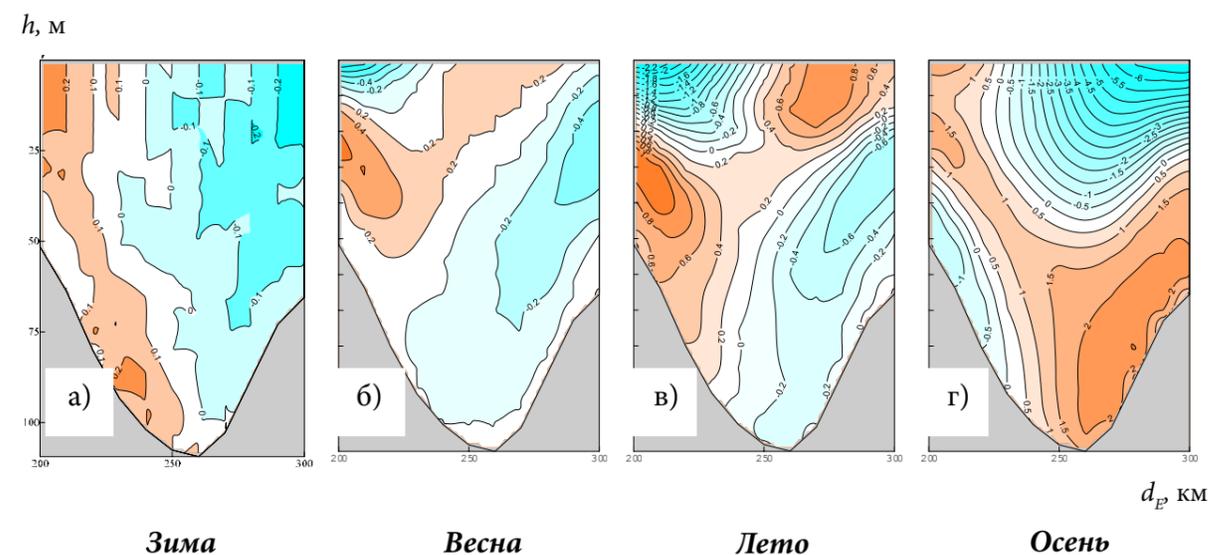


Рис. 1.8. Распределение меридиональной составляющей скорости течения (см/с) на разрезе I по сезонам. Здесь и на рис. 1.9 и 1.10 затемненные области – движение вод на юг

противоположные [Пищальник и др., 2003; Пищальник, Бобков, 2008]. В ноябре меридиональная составляющая скорости потока вод вдоль сахалинского берега на юг достигает наибольших значений в годовом ходе (6.5 см/с). Вдоль побережья материка наблюдается течение противоположного направления с меридиональными скоростями  $\sim 2.0$  см/с (рис. 1.8 г). Отток вод из верхнего слоя в северной части пролива компенсируется в нижнем – вдоль сахалинского берега поступают трансформированные воды Цусимского течения с наибольшими меридиональными составляющими скоростей течения (до 2.0 см/с), что изменяет в придонных горизонтах антициклоническое движение вод на циклоническое. Вместе с тем в верхнем слое развивается экмановский перенос и у сахалинского побережья возникает апвеллинг.

Осенний паводок реки Амур завершается в конце ноября – декабре с началом становления ледяного покрова. При этом поток амурских вод через пролив Невельского уменьшается  $\sim$  в 20 раз, что обуславливает резкое снижение интенсивности южного потока вод у сахалинского берега на поверхности и прекращение апвеллинга. На фоне сезонного уменьшения активности Цусимского течения снижается, а затем и полностью прекращается компенсирующий заток цусимских вод в придонных горизонтах в северную часть пролива. Следовательно, циклоническая циркуляция вод в придонных горизонтах в этот период активно не генерируется. В итоге зимой от поверхности до дна устанавливается слабая циркуляция вод антициклонической направленности, которая сохраняется до момента полного разрушения ледяного покрова и начала развития летнего муссона (конец марта – начало апреля).

В южной глубоководной части Татарского пролива ( $\sim$  до  $48^{\circ}30'$  с.ш.) схема движения вод имеет два существенных отличия. Во-первых, двухслойная система циркуляции вод отчетливо проявляется во все сезоны (рис. 1.9). Во-вторых, направление движения вод в слоях в течение года сохраняется неизменным: в деятельном слое циркуляция имеет циклоническую, а в нижнем – антициклоническую направленность. От месяца к месяцу отмечается только изменение интенсивности и конфигурации самих водных потоков.

В юго-восточной части пролива на разрезе III во все сезоны до глубин 200–250 м хорошо прослеживается струя вод Цусимского течения, продвигающаяся, как будет показано ниже, в северо-восточном направлении. Ширина потока минимальна в осенне-зимний период ( $\sim 120$  км) и максимальна весной и летом ( $\sim 170$  км). В теплый период наибольшая интенсивность потока приходится на поверхностные горизонты (0–100 м). Наибольшие значения меридиональных составляющих скоростей течений наблюдаются в августе, наи-

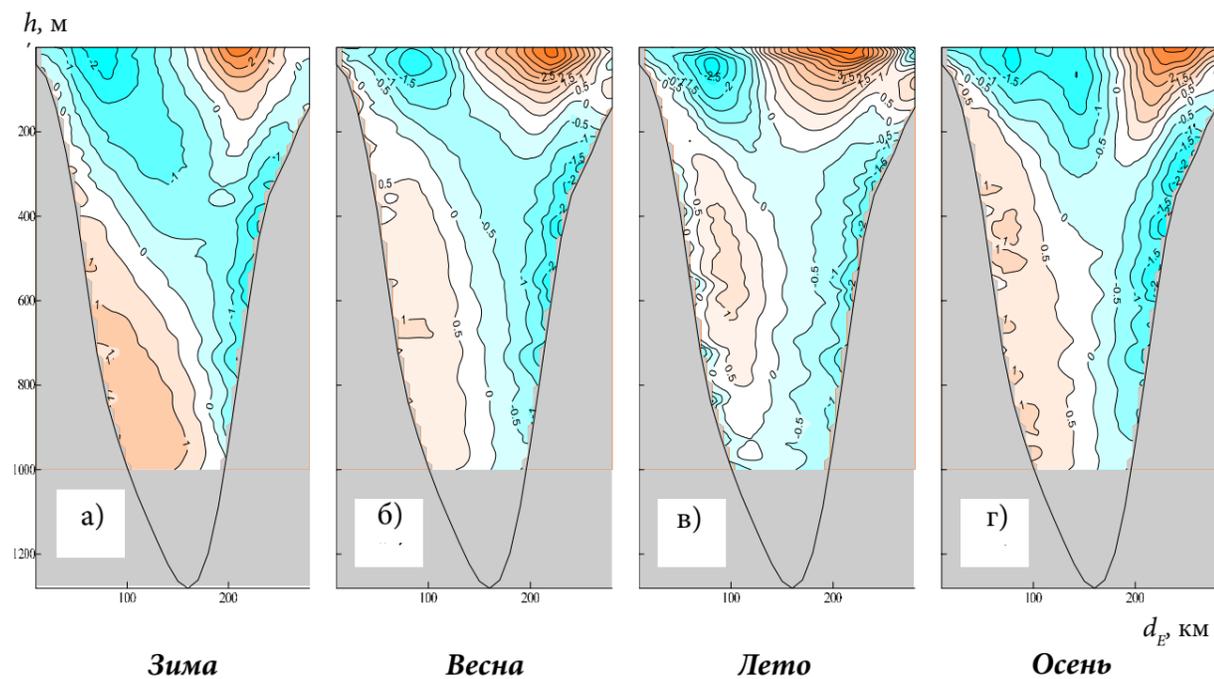


Рис. 1.9. Распределение меридиональной составляющей скорости течения (см/с) на разрезе III по сезонам

меньшие – в феврале (до 5.5 и 2.8 см/с соответственно). По мере увеличения интенсивности основного потока Цусимского течения в районе м. Слепиковского возрастают вертикальные скорости даунвеллинга и расход вод в струе, отклоняющейся вправо и формирующей хорошо выраженный вдольбереговой поток вод на юг. В мае он прослеживается сначала на глубинах 40–50 м, а в период своего максимального развития – во всем поверхностном слое. Ширина потока – ~15 км, а меридиональная составляющая скорости – >1.0 см/с.

В юго-западной части Татарского пролива на разрезе III в деятельном слое в течение года отчетливо прослеживается Приморское течение, основная струя которого проходит параллельно береговой черте на расстоянии 50–100 км. В теплый период года максимальные скорости потока фиксируются на горизонтах 50–150 м, а зимой он расположен ближе к поверхности (0–100 м). Скорость его изменяется синхронно с интенсивностью Цусимского течения: максимум меридиональной составляющей скорости течения (до 3.0 см/с) отмечается на 75 м в августе, минимум (2.2 см/с) – на поверхности в феврале.

В нижних слоях (с глубин 100–200 м и до дна) вдоль приморского берега отмечается устойчивый перенос вод на север, а вдоль сахалинского – на юг. Оба потока прижимаются к материковым склонам и имеют приблизительно равную скорость (меридиональная составляющая скорости течений 1–2 см/с), которая мало меняется от сезона к сезону (рис. 1.9). Максимум скоростей северного потока вод фиксируется на 500–800 м, южного – на 300–600 м.

На границе между мелководной и глубоководной частями пролива (разрез II) схема движения вод принципиально отличается от рассмотренных выше (рис. 1.10). В осенне-зимний период на разрезе II от поверхности до 50 м в прибрежных зонах и до 200 м в центре происходит преимущественный отток вод из северной части пролива в южную. В нижележащих слоях и вдоль сахалинского побережья от поверхности до дна происходит компенсационное поступление цусимских вод, отличающихся повышенной  $S_w$ . Максимальные скорости потока северного направления наблюдаются на глубинах > 100 м вдоль обоих склонов глубоководного желоба (значения меридиональной составляющей скорости составляют 1.4–1.6 см/с). В южном потоке вод наибольшая меридиональная составляющая скорости >2.5 см/с наблюдается на поверхности, а над границей островного шельфа формируются локальные циклонические вихри с подъемом вод в их центрах.

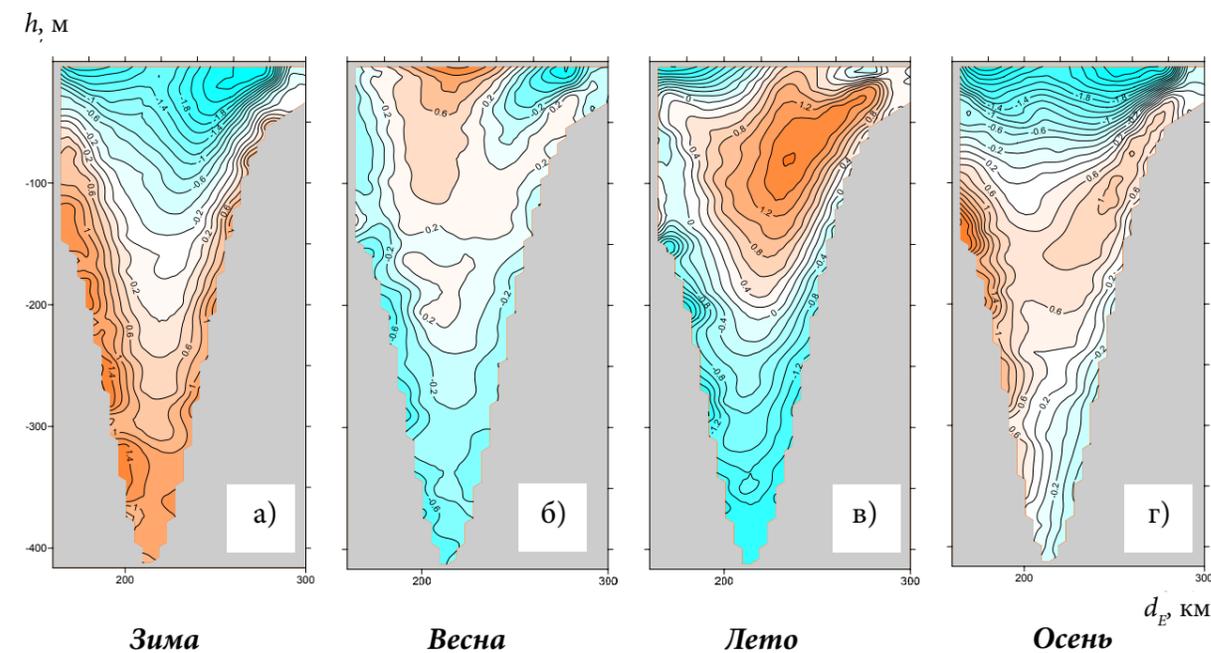


Рис. 1.10. Распределение меридиональной составляющей скорости течения (см/с) на разрезе II по сезонам

Весной и летом в придонных горизонтах наблюдается преимущественно отток вод из северной части пролива. Меридиональные составляющие скоростей своего максимума (до 1.4 см/с) достигают летом. В центральной части разреза II до глубин 200 м в этот период (рис. 1.10 а, б) преобладают течения северного направления, которые также максимально развиты летом (до 1.6 см/с).

В поверхностных горизонтах в районе залива Делангля устойчивый мезомасштабный антициклонический круговорот вод в верхнем слое весной формирует поток южного направления шириной до 40 км вдоль берега Сахалина, достигающий глубин ~50 м. От весны к лету, по мере увеличения скорости движения вод в северном направлении, этот круговорот разрушается. Летом вдоль приморского берега появляется поток вод южного направления (рис. 1.10 в).

На широтных разрезах к югу от 48° 30' с.ш. в деятельном слое устойчивого движения вод южного направления вдоль побережья Сахалина не наблюдается. Это означает, что в виде единого потока Западно-Сахалинское течение, выделяемое рядом авторов [Покудов, Тунеголовец, 1975; Будаева и др., 1981], вдоль западного побережья острова от м. Ламанон до м. Крильон не прослеживается. Оно проявляется на отдельных его участках в разные месяцы либо при формировании достаточно устойчивых мезомасштабных вихрей, например, как весной в заливе Делангля, либо в виде компенсационных потоков протяженностью 30–40 миль, отчетливо выделяемых южнее мысов Ламанон и Слепиковского.

Осенью формируется зимний тип циркуляции вод: на всем широтном разрезе II от поверхности до глубин 40–80 м происходит отток вод из северной части пролива с максимумом составляющей меридиональной скорости 2.8 см/с в поверхностном слое. Далее нижняя граница потока начинает постепенно заглубляться, достигая зимой горизонта 200 м, при одновременном уменьшении меридиональной составляющей скорости течения в поверхностных горизонтах до 2.5 см/с (рис. 1.10 а, г).

### 1.3.2. Горизонтальная циркуляция вод

*Северная мелководная часть пролива.* Комплексный анализ пространственно-временной изменчивости термохалинных параметров и расчетных схем горизонтальной циркуляции вод позволяет построить обобщенные схемы циркуляции вод для сезонов с учетом образования вихревых структур [Никитин и др., 2002; Никитин, Юрасов, 2008; Никитин и др., 2009] (рис. 1.11, 1.12). Результаты анализа показывают, что зимой во всей толще вод мелководной части пролива к северу от  $49^{\circ}30'$  с.ш. поддерживается слабая антициклоническая циркуляция вод, которая, как показано выше, начинает формироваться в октябре, а максимального развития достигает в ноябре (рис. 1.11 а, 1.12 д). К зиме значения меридиональной составляющей скорости снижаются в 20–50 раз, но уже в конце марта, судя по пониженным значениям  $S_w$  (в среднем на 1 ‰), вдоль приморского берега обнаруживается течение Шренка (ширина 20–30 км) [Пищальник и др., 2009]. По косвенным признакам (например, местоположение границы распространения амурских вод, четко фиксируемой при выполнении ледовых авиаразведок) можно предположить, что течение Шренка существует и под ледяным покровом в январе–феврале. В летний период опреснение вод в зоне течения Шренка поддерживается в результате контакта морских вод на северной периферии циклонического круговорота с речными водами, непосредственно поступающими через пролив Невельского в Татарский пролив.

В апреле в северной части пролива в поверхностном слое воды следуют на юг. В мае по мере развития летнего муссона севернее м. Сюркум начинает формироваться циклоническая циркуляция вод, обуславливающая подъем вод и сохраняющаяся в этом районе до начала осенней перестройки циркуляции вод (по сентябрь включительно).

Для весеннего периода также следует выделить серию мезомасштабных вихрей, формирующихся вблизи южной границы северного района. Это – сопряженные вихри противоположной направленности вращения к северо-западу от м. Ламанон и к северо-востоку от м. Красный Партизан. Определяющую роль в формировании вихря антициклонической направленности играет конфигурация береговой черты (выступающий в море м. Ламанон), а циклонических вихрей на противоположной стороне пролива – постоянная подпитка их глубинными водами, поступающими по глубоководному желобу. Такой характер циркуляции сохраняется здесь в течение всего теплого сезона (меняются только масштаб и интенсивность вихрей).

Формирование прибрежного апвеллинга вод в мае–сентябре на участках побережья между мысами Сюркум и Красный Партизан отмечалось и ранее [Будаева и др., 1981; Яричин, 1982; Юрасов, Яричин, 1991]. Этот апвеллинг также хорошо идентифицируется и на спутниковых картах поверхностной  $T_w$ . Причина его образования – летний муссон, который создает устойчивый вдольбереговой ветер. В северном полушарии он вызывает направленный от берега экмановский перенос вод в поверхностном слое и, как следствие, одностороннюю дивергенцию вод в узкой прибрежной зоне. Неразрывность потоков масс обеспечивает возникновение восходящих движений вод у берега и компенсационное течение к нему в промежуточных слоях. При наличии хорошо выраженной термической стратификации прибрежный апвеллинг, благодаря подъему глубинных вод, формирует аномально низкую  $T_w$  на поверхности моря [Архипкин, 1990].

В целом на поверхности района 1 весной средние скорости движения вод варьируются в пределах 2–7 см/с, при этом максимальные скорости, как и по результатам более ранних модельных расчетов [Будаева и др., 1981; Юрасов, Яричин, 1991], отмечаются в его крайней северной части. На горизонте 50 м (рис. 1.12 д, е) в безледный период движение вод относительно поверхностного слоя имеет противоположную направленность, а скорости течений уменьшаются до 1–4 см/с.

*Южная глубоководная часть пролива.* Основным фактор, формирующий во все сезоны года циркуляцию вод деятельного слоя в южной глубоководной части пролива, – постоянный заток цусимских вод западнее о. Монерон, перемещающийся преимущественно в

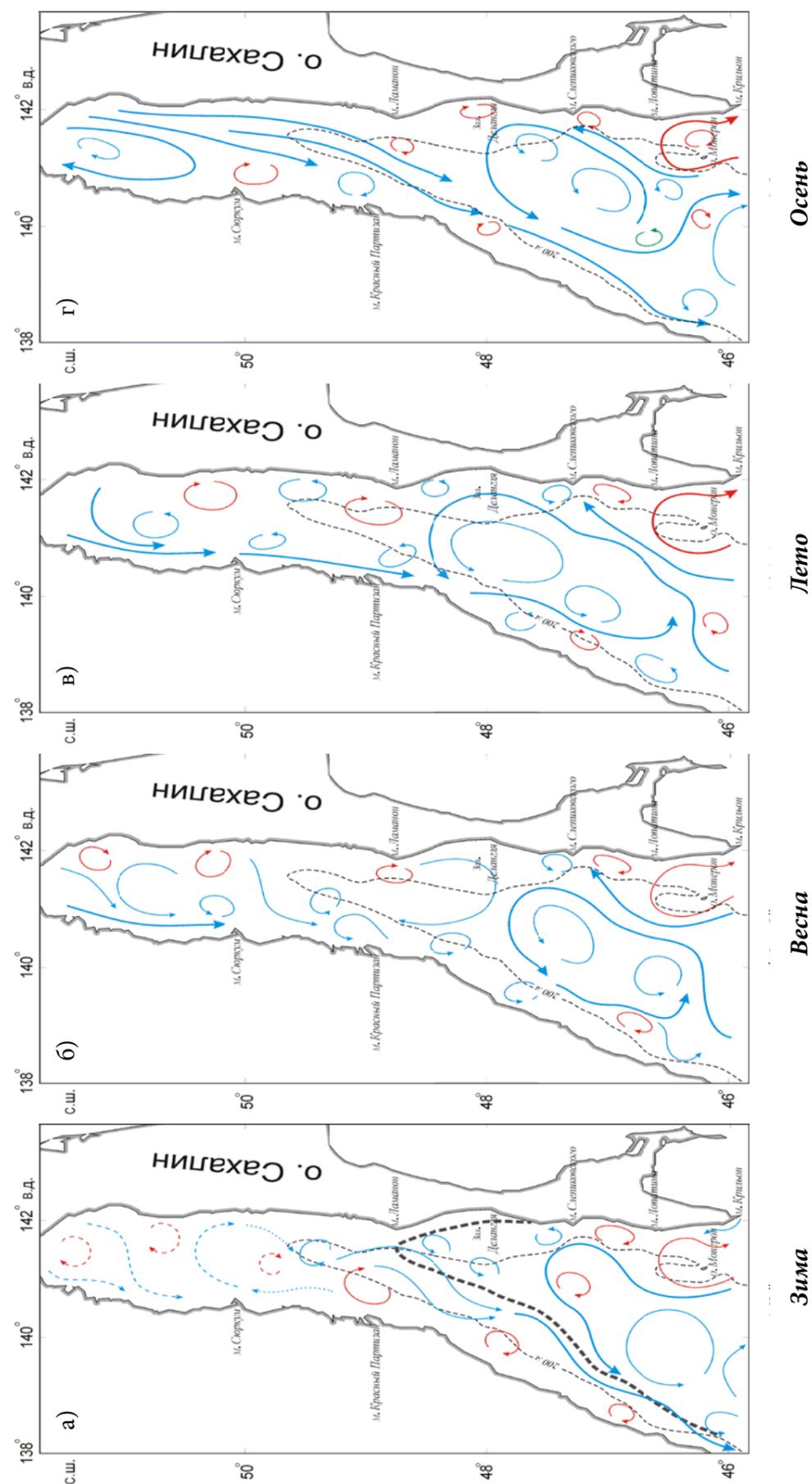


Рис. 1.11. Обобщенная схема циркуляции вод на поверхности Татарского пролива по сезонам. Жирный пунктир – среднемноголетнее положение кромки льда по Якунину (1995)

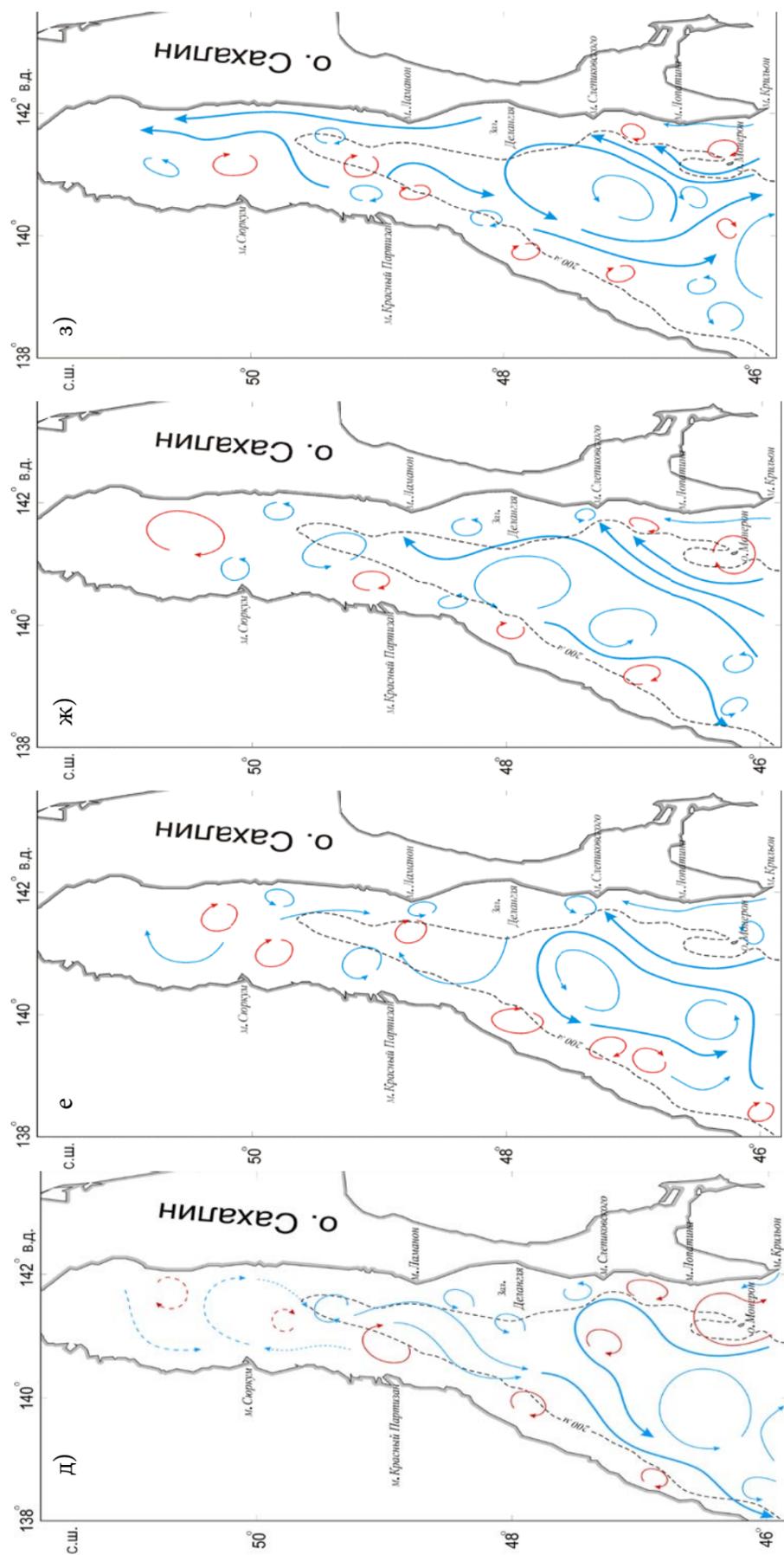


Рис. 1.12. Обобщенная схема циркуляции вод на горизонте 50 м Татарского пролива по сезонам

северо-восточном направлении. Восточная ветвь этого потока постоянно генерирует антициклонический вихрь вокруг о. Монерон с характерным диаметром 40–50 миль. Основная же часть этого потока у сахалинского побережья (в районе 47–48° с.ш.) поворачивает на запад и, достигая западного побережья, движется уже в юго-западном направлении как Приморское течение. В результате в верхнем слое южной части пролива формируется общий круговорот вод преимущественно циклонической направленности, центр которого меняет свое местоположение от сезона к сезону в зависимости от интенсивности входящей в пролив северной ветви Цусимского течения и преобладающего направления муссонных ветров.

Зимой на южной границе Татарского пролива ширина потока цусимских вод в поверхностном слое не превышает 50 км. На широте м. Лопатина он разделяется на три ветви (западную, центральную и восточную), в результате чего ширина потока здесь увеличивается более чем в 2 раза. Западный поток формирует в середине пролива циклонический вихрь диаметром 50–60 миль, центр которого находится практически на этой же широте. Основная струя центрального потока проходит на расстоянии ~30 миль от м. Слепиковского фактически строго на север и, омывая юго-западную часть мелководья, прилегающего к зал. Делангля, поворачивает на юго-запад на 47°30' с.ш. Наиболее слабый восточный поток достигает берегов о. Сахалин и поворачивает на юг, препятствуя развитию процессов льдообразования на участке побережья от м. Слепиковского до м. Лопатина, что позволяет отнести акватории расположенных здесь морских портов Холмск и Невельск к категории «незамерзающих» (рис. 1.11 а, 1.12 д).

Местоположение и конфигурация изотермы 0 °С в поверхностном слое в первом приближении повторяют среднее многолетнее положение кромки льда [Якунин, 1995]. Здесь следует заметить, что в силу специфических особенностей ледового режима в юго-восточной части Татарского пролива на кромке массива льда, постоянно дрейфующего под влиянием муссона и циркуляции вод в южном направлении, в течение всего зимнего сезона происходит активное таяние льда в результате постоянного контактного теплообмена с водами Цусимского течения. Поэтому по положению кромки льда, достаточно корректно определяемой в оперативном режиме по спутниковым снимкам, в первом приближении можно судить о границах распространения цусимских вод и оценивать интенсивность их потока для прогностических целей.

Весной и летом, в период максимальной активности летнего муссона, поступление вод в пролив в поверхностном слое происходит практически по всей его южной границе. Исключение составляют только узкие прибрежные зоны, где наблюдается отток вод из пролива. Центр общего циклонического круговорота вод весной смещается на 30 миль к северу, а летом, в период максимальной интенсивности цусимского потока, продвигается еще на 30–40 миль в северо-восточном направлении и располагается в центре пролива на 47°30' с.ш. Осенью, по мере интенсификации потока вод из северной части пролива и снижения активности потока цусимских вод, центр циклонического круговорота вод постепенно начинает смещаться в обратном направлении.

Значения расчетных скоростей течений на поверхности максимальны в августе (до 9–10 см/с). Весной наибольшие скорости отмечаются в районе м. Слепиковского (~7 см/с), а осенью – в северо-восточной части пролива (~9 см/с). Поступление охотоморских вод вдоль юго-западного побережья о. Сахалин в теплую половину года выражено значительно слабее, чем зимой, но в поверхностных горизонтах это прослеживается как по пространственному распределению  $T_w$ , так и  $S_w$  [Пищальник и др., 2009].

Пространственное распространение течений во все сезоны на горизонте 50 м (рис. 1.12 д, е) в целом подтверждает все отмеченные характерные особенности циркуляции вод: в южной части движение вод такое, как в поверхностных горизонтах, а в северной – в холодный период происходит смена направления движения вод в придонных слоях. Расчетные скорости течений варьируются от 3–4 в феврале до 5–6 см/с в августе [Пищальник и др., 2009].

### 1.3.3. Вертикальная циркуляция вод

Поскольку абсолютные значения вертикальных скоростей весьма малы, то для оценки вертикальных движений вод выбран горизонт 20 м, на котором менее всего заметно влияние искажающих факторов, действующих на поверхности (рис. 1.13).

На представленных картах хорошо выделяются области постоянного подъема вод, обусловленные изменениями рельефа дна в районе о. Монерон и к северу от него, а также в центральной части пролива на траверзе м. Ламанон, где заканчивается глубоководный желоб. Также постоянный подъем вод проявляется на участке побережья к югу от м. Песчаный (рис. 1.1), который не согласуется с картами распределения  $T_w$  и  $S_w$ . Вероятно, здесь искажающим фактором является струя вод Приморского течения. Отчетливо выделяется апвеллинг вдоль побережья материка к югу от м. Сюркум весной и летом (рис. 1.13 б, в).

Постоянное явление даунвеллинга отмечается в юго-западной части пролива, в центре квазистационарного циклонического круговорота на траверзе м. Слепиковского (район  $141^\circ$  в.д.) и в районе самого мыса. В теплый период года максимальные скорости опускания вод ( $>15 \times 10^{-3}$  см/с) наблюдаются в 10–15-мильной зоне непосредственно у м. Слепиковского. В результате уменьшения общей скорости потока цусимских вод в зимний период основной очаг опускания вод у юго-западного побережья Сахалина смещается на 10–15 миль южнее и скорости опускания вод здесь достигают минимума в годовом ходе (до  $5 \times 10^{-3}$  см/с) (рис. 1.13 а). Таким образом, данный район является местом, где струя цусимских вод опускается на более низкие горизонты. Как было показано выше, часть вод этой струи участвует в формировании Приморского течения, что подтверждается синхронностью изменения скоростей в обоих потоках. Данное явление объясняет отмеченный ранее факт расположения стержня Приморского течения на более низких горизонтах по сравнению с Цусимским [Юрасов, Яричин, 1991] и позволяет сделать вывод, что эти потоки генетически взаимосвязаны.

Следует также отметить зону подъема вод зимой вдоль юго-западного побережья п-ва Крильон (рис. 1.13 а). Поток охотоморских вод отчетливо проявляется от поверхности до дна по пространственному распределению всех анализируемых характеристик. Максимальное развитие его наблюдается в феврале, когда он занимает  $> 2/3$  площади пролива между островами Сахалин и Монерон и имеет характерные скорости 0.5–1.5 см/с.

### 1.4. ВОДООБМЕН ЧЕРЕЗ СЕВЕРНУЮ ГРАНИЦУ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

Корректный анализ условий функционирования экосистемы Татарского пролива невозможен без решения вопроса водообмена на внутренних (между выделенными районами) и внешних границах. И если в глубоководных районах вычисленные с помощью БОМ величины переносов не вызывают сомнения, то движение вод через северную мелководную границу, расположенную в непосредственной близости от пролива Невельского, требует к себе более пристального внимания. Это связано тем, что на перенос морских вод через северную границу Татарского пролива оказывает влияние гидрологический режим устьевой области реки Амур. Для объяснения отличий в оценках значений расходов воды при характеристике переноса через северную границу (табл. 1.2) рассмотрим особенности режима устьевой области Амура, в которой выделяют устьевой участок, подводную дельту и устьевое взморье. Верхняя граница устьевое участка (его протяженность  $\sim 250$  км) на реке определяется по дальности распространения приливной волны (ею служит створ в с. Мариинское), а нижняя граница проходит по створу м. Гиляк – м. Большой Чхиль (рис. 1.14).

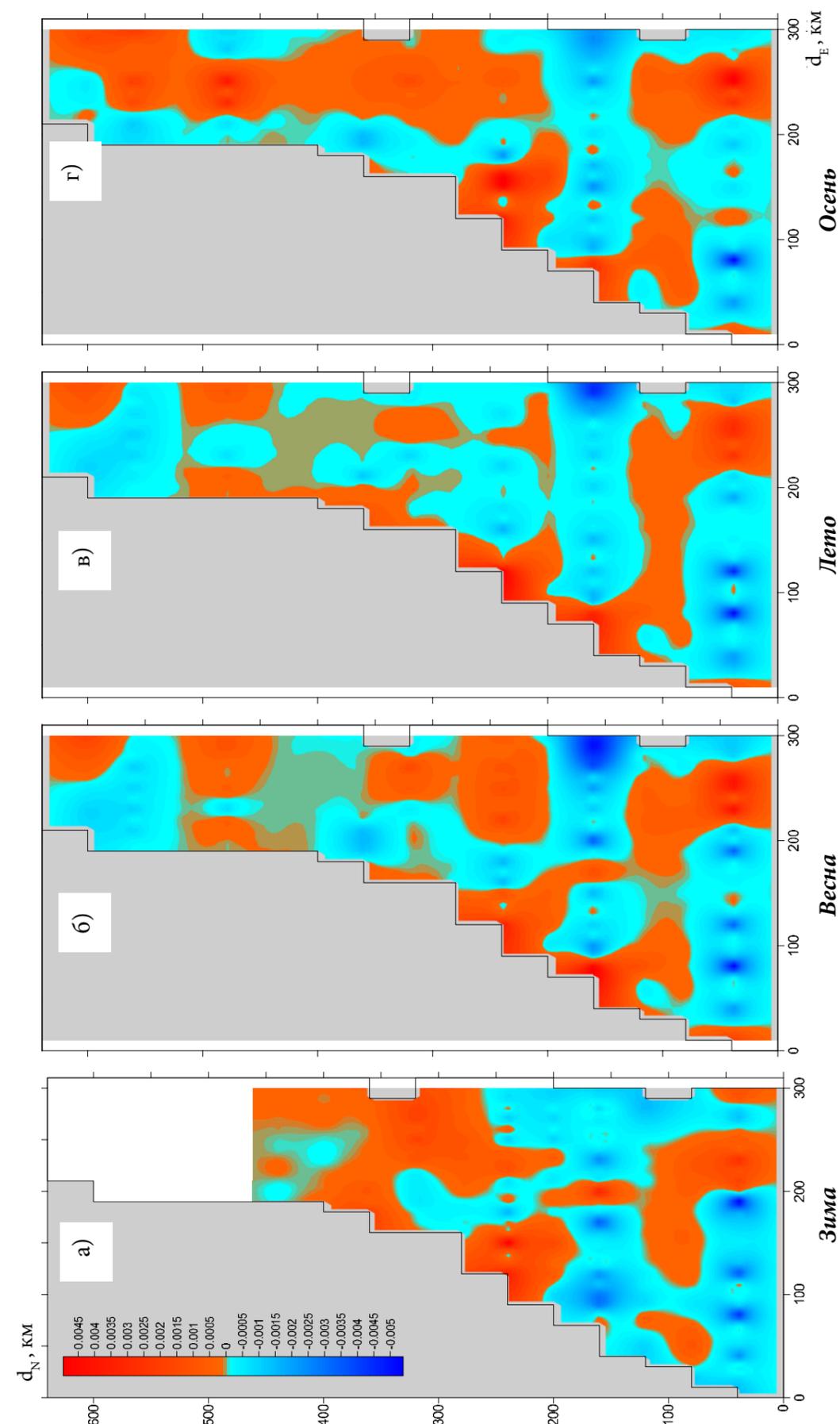


Рис. 1.13. Вертикальные движения вод в Татарском проливе на горизонте 20 м по сезонам

Таблица 1.2

Средние месячные значения расходов воды ( $\text{км}^3$ ), оцененные в проливе Невельского балансовым методом с учетом разности солёности воды между Амурским лиманом и Татарским проливом за 1963–1980 гг. [Yakunin, 1999] и по результатам моделирования на северной границе Татарского пролива [Леонов и др., 2010] (знак минус означает направление потока на юг)

Суммарный расход воды	I	II	III	IV	V	VI	VII
По Yakunin [1999]	-7.0	-5.3	-3.7	-2.5	-7.9	15.6	15.6
По Леонову и др. [2010]	-0.7	-0,3	-0.2	-0.1	-46.9	-70.5	-97.3
	VIII	IX	X	XI	XII	Год	-
По Yakunin [1999]	3.8	10.8	-0.9	-13.4	-10.4	-5.3	-
По Леонову и др. [2010]	-128.1	-27.3	-13.6	-14.5	-12.7	-412.2	-

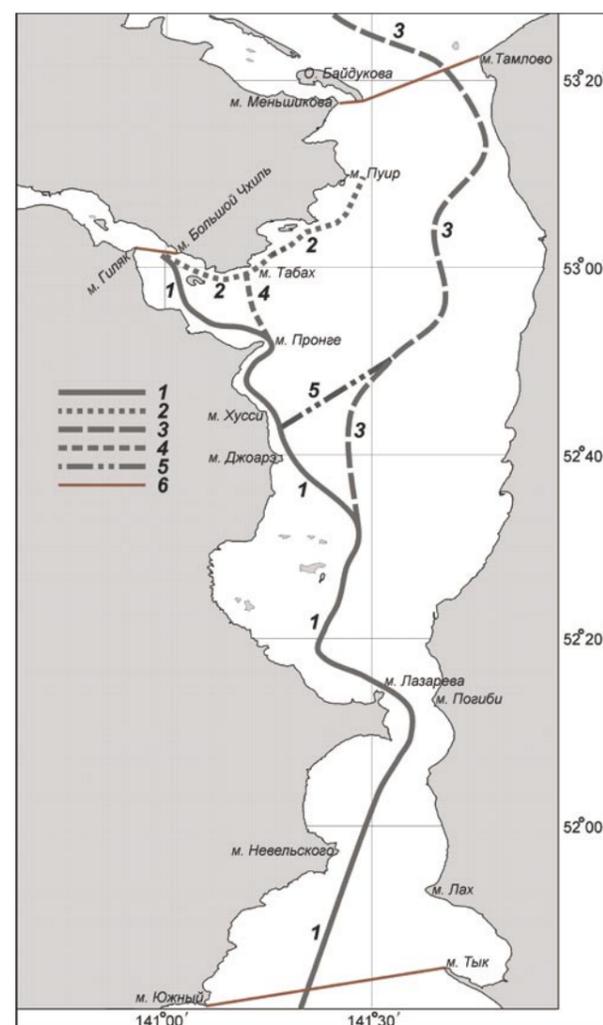


Рис. 1.14. Основные фарватеры дельты Амурского лимана и устьевого взморья. 1 – Южный; 2 – Невельского (Северный); 3 – Сахалинский; 4 – Гавриловский; 5 – Хуссинский; 6 – границы Амурского лимана

Подводная дельта Амура включает ряд больших и малых водотоков-фарватеров как в дельте реки, так и в Амурском лимане. Ниже устьевого створа основное русло реки раздваивается, давая начало Северному и Южному фарватерам, отдельно следующим в Амурский лиман. Вблизи м. Табах от Северного фарватера отделяется фарватер Гавриловский, по которому часть вод из Северного фарватера перетекает в Южный фарватер. На расстоянии в 1.9 мили к SSE от м. Хусси от Южного фарватера отделяется Хуссинский фарватер, который соединяет его с Сахалинским фарватером. Наиболее значительные водотоки подводной дельты Амура – фарватеры Южный, Невельского (Северный), Гавриловский и Хуссинский (рис. 1.14). Их протяженность составляет соответственно 108.7, 17.5, 6.4 и 13.9 мили [Лоция..., 2003]. Наибольшая ширина Амура между мысами Табах и Пронге – 8.4 мили.

Амурский лиман в устьевой области Амура – отдельный географический объект, обширный бассейн (между материком и западным берегом Сахалина), соединяющий Охотское и Японское моря. Общая длина вытянутого в меридиональном направлении Амурского лимана ~100 миль, максимальная ширина ~32 мили. Согласно районированию устьевой области Амура, в Амурский лиман входят части подводной дельты и устьевого взморья реки. Большая часть Амурского лимана мелководна, заполнена банками и отмелями, среди них проходят упоминаемые выше и более мелкие узкие

извилистые фарватеры, которые в лимане являются продолжением подводной дельты Амура [Козловский, 1978; 1980].

Летом через Северный и Южный фарватеры в Амурский лиман поступает ~91 % речного стока (9 % приходится на сток через мелководья). Зимний речной сток в лиман ~ в 15 раз меньше летнего [Якунин, 1978]. Характерная особенность устьевой области Амура в том, что она функционирует как единая система, динамика водных масс которой определяется рядом входных параметров (величина речного стока, перепад уровней и плотностей воды на морских границах устьевой области, скорость и направление ветра, наличие ледяного покрова, шероховатость дна, величина и фаза приливов на морских границах Амурского лимана). Изменение одного или нескольких параметров ведет к изменению свойств всей системы, к перестройке динамики ее вод, а через нее – к изменению в целом направленности русловых процессов [Козловский, 1980].

Водный сток в вершине устьевом участке реки определяет ряд других важных гидрологических характеристик (сток наносов, уклон водной поверхности, уровень воды), он может меняться в несколько десятков раз. В нем выделены следующие гидрологические фазы: зимняя межень, весенне-летнее половодье, летняя межень (только в маловодные годы) и летне-осенний паводок. На период открытого русла (май–октябрь) приходится 86.8 % речного стока, в период ледостава (декабрь–март) сток незначителен [Козловский, 1980].

Характерная ширина Амурского лимана (~14 миль на севере и ~5 миль на юге в проливе Невельского) в значительной степени определяет результирующий перенос вод летом в лимане с юга на север при практически равном поступлении речного стока на север лимана (через Северный и ряд более мелких фарватеров) и на юг (через Южный фарватер) [Козловский, 1980]. Узкий и неглубокий (~15 м) пролив Невельского не может пропустить весь объем вод летнего речного стока, и поэтому значительная его часть уходит в Сахалинский зал. и далее к северной оконечности о. Сахалин [Ростов, Жабин, 1991].

Сложившиеся представления о водообмене Охотского и Японского морей, и в частности о направлениях движения вод в Амурском лимане, достаточно противоречивы, поскольку основываются на учете разных факторов. Анализ наблюдений, выполненных зимой 1970 и летом 1973 гг. на 15 буйковых станциях в проливе Невельского и на северной границе Амурского лимана (с непрерывными рядами записей продолжительностью не менее 7 сут, а также по среднесуточным зимним и летним измерениям расходов воды Амура в створе у пос. Богородское), позволил вычислить непериодические составляющие переноса вод через северную и южную границы лимана. Расчеты показали, что у побережья материка поток вод стабильно направлен на юг, а у о. Сахалин – на север. Летом в проливе Невельского зона распространения потока вод на юг сохранялась, но сокращалась по площади. При южных ветрах, однако, летний перенос вод с юга на север в проливе Невельского усиливался в 10–15 раз [Якунин, 1978].

С помощью расчетов балансовым методом по разности значений солёности воды между Амурским лиманом и Татарским проливом были получены направления переносов воды в проливе Невельского с севера на юг в январе–мае и октябре–декабре и с юга на север – в период июнь–сентябрь [Yakunin, 1999]. Эти расчеты показали, что результирующий перенос вод с севера на юг в северной части Татарского пролива, расположенной в ~30 милях к югу от центра пролива Невельского, в течение года не меняется, причем в декабре–марте значения расходов менялись в пределах 0.1–12.7 (среднее 6.4), а в мае–сентябре – 27.3–128.1 (77.7)  $\text{км}^3/\text{мес}$  (разница в среднем в 12 раз) (табл. 1.2).

Для зимнего периода разные методы вычислений расходов воды через северную границу Татарского пролива дали совпадающие оценки по направлению потоков и немного отличающиеся – по значениям. Для летнего периода оценки полностью не соответствуют друг другу (ни по направлениям, ни по интенсивности переноса). Учет разных факторов в использованных методах оценки расходов воды определяет отличия в этих показателях для летнего периода, когда особенно значимо их влияние на перенос вод в устьевой области Амура (например, влияние повышенного речного стока) (табл. 1.2).

Устьевая область Амура вместе с соседними морскими акваториями – районы неустановившихся течений, отличающиеся большими перепадами направлений и скоростей водных потоков, а также значений хлорности/солёности воды. Образование таких потоков особен-

но характерно в летний период при одновременном воздействии всех перечисленных выше факторов. Примером служат приведенные в табл. 1.3 наблюдения в южной части Амурского лимана (пролив Невельского) в июне–сентябре 1968–1970 гг. (всего девять серий) на горизонтах 0, 2, 5, 10, 15 и 19–21 м, на которых фиксировался разнонаправленный перенос морских или смешанных (речных и морских) вод [Лобанова, 1987].

Из девяти серий наблюдений перенос в столбе воды в шести сериях был однонаправленным по всему столбу воды – по три случая с южными (на S-SSW) или северными (на NNE–NNW) румбами – и в трех сериях – разнонаправленным на отдельных горизонтах (иногда в противоположные стороны) (табл. 1.3). Осреднение данных по однонаправленным румбам показало, что на разных горизонтах скорости потоков южных направлений менялись в пределах 29–129 (средняя 65) см/с, а хлорность воды – 3.59–18.11 (14.39) ‰. Для потоков северных румбов эти значения составляли 18–106 (62) см/с и 10.84–18.35 (15.50) ‰ [Лобанова, 1987].

Таблица 1.3

**Параметры переноса и смещения морских и речных вод в южной части Амурского лимана (прол. Невельского) (прочерк – нет данных) [Лобанова, 1987]**

Дата	Параметр	Горизонт, м						Примечание
		0	2	5	10	15	19–21	
22.VI. 1968 г.	Время	12.28	12.28	12.33	12.37	12.43	12.50	Слоистая структура, разнонаправленный перенос: 0–5 м – на NNW–N, 10–15 м – на S, 19–21 м – на NW.
	Направление, град.	–	322	7	177	177	307	
	Скорость, см/с	–	26	16	14	10	10	
	Cl, ‰	17.70	17.21	17.26	17.36	17.41	17.86	
12.VII. 1969 г.	Время	12.14	12.18	12.21	12.25	12.30	12.35	В слое 0–15 м перенос на N–NW, у дна – на N.
	Направление, град.	20	4	25	7	7	352	
	Скорость, см/с	77	82	71	76	67	44	
	Cl, ‰	16.95	16.99	17.05	17.05	17.09	17.10	
01.VIII. 1968 г.	Время	14.16	14.16	14.19	14.22	–	14.26	В слое 0–2 м перенос на NW, в слое 5–21 м – на NNE.
	Направление, град.	–	297	49	37	–	27	
	Скорость, см/с	–	35	49	38	–	18	
	Cl, ‰	18.17	18.35	18.30	18.25	–	18.26	
16.VIII. 1968 г.	Время	11.08	11.08	11.11	11.14	11.17	11.20	В столбе воды однонаправленный перенос на SSW.
	Направление, град.	–	197	197	195	194	195	
	Скорость, см/с	–	54	52	44	40	33	
	Cl, ‰	18.02	18.00	18.05	17.90	18.05	18.05	
25.IX. 1969 г.	Время	16.18	–	16.21	16.25	16.32	16.38	В слое 0–5 м перенос на E, в слое 10–21 м – на SSW.
	Направление, град.	87	–	92	217	206	199	
	Скорость, см/с	16	–	12	7	10	14	
	Cl, ‰	4.15	–	4.25	4.90	4.35	4.40	
13.VIII. 1968 г.	Время	15.25	15.28	15.34	15.39	–	15.54	В столбе воды однонаправленный перенос на S–SSW.
	Направление, град.	193	189	205	204	–	174	
	Скорость, см/с	56	69	57	47	–	29	
	Cl, ‰	–	3.59	4.04	4.54	–	5.28	
27.VI. 1970 г.	Время	04.50	04.55	04.57	05.03	05.06	05.11	В столбе воды однонаправленный перенос на N.
	Направление, град.	357	2	357	355	357	352	
	Скорость, см/с	62	79	106	79	75	34	
	Cl, ‰	10.84	11.40	12.66	12.17	11.95	11.79	
22.VII. 1970 г.	Время	21.20	21.16	21.12	21.08	21.05	21.00	В столбе воды однонаправленный перенос на S–SSW.
	Направление, град.	187	197	180	199	189	185	
	Скорость, см/с	96	90	96	81	74	129	
	Cl, ‰	17.36	17.24	17.24	17.43	17.29	18.11	
14.VIII. 1970 г.	Время	10.28	10.25	10.20	10.15	10.11	10.08	В слое 0–10 м перенос на S, на 15 м – на SW, слое 19–21 м – на NW–W.
	Направление, град.	187	187	187	177	237	290	
	Скорость, см/с	69	46	39	16	15	29	
	Cl, ‰	14.69	14.99	15.33	15.97	16.36	16.31	

Таким образом, даже при установившемся по всему столбу направлению переноса водных потоков значения других показателей (в данном случае – скорость и хлорность) на отдельных горизонтах могут меняться довольно сильно. Это свидетельствует о том, что в этом районе один показатель не может служить надежной характеристикой переноса водных потоков.

Анализ представленной выше информации позволяет сделать следующий вывод: при значительных расходах воды в вершине устьевой области Амура летом через узкий пролив Невельского вся масса амурской воды пройти не может, значительная ее доля следует в Сахалинский залив через более широкую северную часть Амурского лимана. Под «результатирующим переносом» воды в лимане многие авторы понимают ситуацию так, что летом перенос воды в лимане направлен в основном на север, и при этом не учитывается, что существенная часть водного потока следует также и на юг. Точка зрения о результирующем переносе воды в лимане летом на север была в 1980-х гг. предложена Л. П. Якуниным и повторялась позже другими авторами. Однако в недавнем обобщающем исследовании гидрологии Японского моря четко сказано, что летом результирующий перенос вод направлен в проливе Невельского на юг – из Амурского лимана в Японское море [Данченков, 2003]. Эта точка зрения вполне обоснована, и выполненные в данном исследовании расчеты ее подтверждают (табл. 1.2).

### 1.5. ВЕРИФИКАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД

Математическое моделирование является тем инструментом исследования, с помощью которого можно корректно ответить на многие вопросы, поставленные природой перед человеком в процессе его развития. Формализованное описание природных процессов языком математики в настоящее время возможно практически на любом уровне сложности. С появлением компьютеров значительно расширились возможности численной реализации математических задач. Основная проблема в данный период – это корректная подготовка данных для расчетов. Впервые предложенная в данной работе методология подготовки и обработки исходных данных о состоянии морской среды с применением трех электронных инструментов позволяет перейти к новому этапу понимания условий функционирования морских экосистем.

Результаты анализа моделирования термохалинных полей и циркуляции вод по многим позициям уточнили и обновили существующие представления о характере движения вод в Татарском проливе, полученные главным образом также с помощью математического моделирования [Будаева, Харитонов, 1980; Будаева и др., 1981; Юрасов, Яричин, 1991; Holloway et. al., 1995; Степанов, 1998; Пищальник и др., 2003; Звалинский и др., 2006; Трусенкова, 2007]. Однако накопленные к настоящему времени сведения о течениях в проливе, прослеживаемых с помощью дрейфующих буев и анализа данных спутникового дистанционного зондирования, показывают большие расхождения с расчетной циркуляцией вод, полученной на основе многолетней гидрологической информации [Никитин, Харченко, 2002; Никитин и др., 2002; Данченков, 2003; Никитин, 2006; Никитин, Юрасов, 2007; Никитин, Юрасов, 2008; Никитин и др., 2009]. Поэтому оценка надежности результатов модельных расчетов представляет собой один из необходимых этапов исследования.

Достоверность расчетов с помощью БОМ циркуляции вод в восточной части Татарского пролива можно оценить по косвенным данным. В период нахождения личинок камчатского краба в планктонной стадии у западного побережья о. Сахалин, в которой они находятся с марта по май включительно, их можно рассматривать как пассивную примесь, которая как трассер в течение ~80 сут позволяет отслеживать их местоположение по плотности скоплений и по стадиям развития. По результатам гидробиологических съемок, выполненных в 1991–1999 гг., преимущественный перенос личинок происходил из основной репро-

дуктивной зоны (46°40' – 47°30' с.ш.) и осуществлялся в двух направлениях: в северном (со скоплением личинок в районе м. Ламанон) и южном (с постоянным присутствием небольшого скопления личинок к югу от м. Лопатина). Наличие обособленных скоплений личинок краба связано с тем, что массовый выход их в планктонную стадию развития начинается с южной части репродуктивной зоны и только через 1–2 недели достигает ее северных границ. За этот промежуток времени в зоне репродукции они последовательно попадают в два потока, движущиеся в разных направлениях. Оцененная средняя скорость переноса личинок в слое 0–80 м составляла 2–4 см/с, что в полной мере соответствует приведенным выше результатам модельных расчетов [Клитин, 2003].

Наибольшие концентрации личинок были приурочены к прибрежным зонам, но за время нахождения в этой стадии они успевали распространиться на больших площадях. Основная масса личинок оседала на мелководье залива Делангля, где имеются благоприятные условия для их дальнейшего роста и развития молоди. Менее плотные скопления молоди обнаруживались на участках к северу от м. Ламанон, а также у м. Слепиковского и к югу от м. Лопатина. Единичные случаи вылова молоди камчатского краба были отмечены вдоль побережья о. Сахалин к северу от 51° с.ш. [Клитин, 2003]. Расчетные схемы циркуляции вод, приведенные в данной работе, убедительно доказывают возможность такого переноса личинок в зависимости от начального местоположения их в репродуктивной зоне.

В юго-восточной части пролива наибольшие скопления молоди камчатского краба отмечаются на участках с повышенной биомассой бентоса, среди которых по максимальным ее показателям выделяется залив Делангля [Клитин, 2003]. Благоприятные условия для развития гидробионтов формируются здесь в результате подъема цусимских вод и распространения их в придонных горизонтах залива до глубин 20–30 м. Выполненные в данном исследовании расчеты свидетельствуют о том, что цусимские воды присутствуют в этом районе в течение всего года. Движение воды вдоль материкового склона на север неизбежно вызывает эффект подъема глубинных вод. Впервые повышенное содержание биогенных веществ в придонных горизонтах в заливе Делангля было зафиксировано в работе [Пищальник, Бобков, 2000], но данный факт в то время не имел корректного объяснения. В годы с ослабленной циркуляцией и в зимние месяцы этот эффект наиболее отчетливо проявляется в придонных горизонтах не только по высоким концентрациям биогенных веществ, но и по повышенным значениям солености воды. При нормальном развитии циркуляционных процессов проявление его по гидролого-гидрохимическим показателям морской воды затушевывается.

Существует мнение [Клитин, 2003], что проникновение личинок краба с охотоморскими водами из залива Анива и оседание их в благоприятной для развития зоне к югу от м. Лопатина невозможно. Как показывают проведенные расчеты, теоретически и практически такая возможность есть. Однако в заливе Анива состояние личинок краба в планктонной стадии развития формируется в среднем на месяц позднее, поэтому для их обнаружения и идентификации необходимо выполнение траловых съемок в более поздние сроки.

Вычисленные с помощью БОМ значения скоростей течений получились ~ в 2 раза ниже значений, приведенных в работах [Будаева и др., 1981; Юрасов, Яричин, 1991]. Вместе с тем они хорошо согласуются с результатами, приведенными в работах [Пищальник и др., 2003; Holloway et. al., 1995]. По-видимому, расхождения в результатах можно объяснить тем, что при расчетах некоторые авторы учитывали влияние ветра в том или ином виде. В настоящем исследовании и в работе [Пищальник и др., 2003] принималась гипотеза, что влияние ветра уже заложено в осредненных пространственно-временных полях плотности воды. Кроме этого, исходные поля  $T_w$  и  $S_w$ , взятые для моделирования циркуляции вод, также различаются по количеству исходных данных и по методу их осреднения.

В заключение отметим, что, по данным инструментальных многосуточных наблюдений, выполненных в основном на шельфе, скорости суммарных течений в поверхностном слое меняются в основном в диапазоне 10–30 см/с, значения максимальных скоростей суммарных течений в открытых районах Японского моря составляют 50–60 см/с, а в отдельных районах (проливах и акваториях, подверженных влиянию пограничных течений) максимумы могут достигать 100–147 см/с [Юрасов, Яричин, 1991].

## ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 1

Методология моделирования функциональных изменений экосистемы Татарского пролива разработана и представлена с помощью трех электронных инструментов обобщения океанологических данных: ГИС «Сахалинский шельф», океанической модели Бергенского университета (БОМ) и гидроэкологической CNPSi-модели. Рассмотрены методические принципы выбора расчетной сетки и районирования акватории Татарского пролива. По природной изменчивости океанографических параметров выделено три района: 1 – северный, 2 – юго-западный и 3 – юго-восточный.

Восстановление по предложенной методике термохалинных полей позволило впервые замкнуть годовой цикл  $T_w$  и  $S_w$  на стандартных горизонтах в Татарском проливе к югу от 50° с.ш. и воспроизвести для каждого месяца пространственно-временное распределение этих параметров.

Анализ пространственно-временной изменчивости полей  $T_w$  показал, что скорости прогрева поверхностных вод северной части пролива в среднем на 25 % выше, чем южной, поэтому, несмотря на значительную меридиональную протяженность пролива, максимум  $T_w$  на всей его акватории наступает практически одновременно (30 августа ± 2 сут). Максимальный прогрев прибрежных вод при более интенсивном перемешивании на мелководье наступает на 12–14 сут раньше, чем в открытом море. В северной части пролива доминирующая роль в прогреве отводится радиационному балансу, а в южной – адвекции тепла Цусимским течением. В районе 3  $T_w$  в поверхностном слое в среднем на 1–2 °С выше, чем в других районах пролива. В отличие от максимума, наступление минимума  $T_w$  в разных районах пролива по времени растянуто более чем на месяц (от 26 февраля до 28 марта). Асимметрия внутригодового хода  $T_w$  на средних океанографических станциях свидетельствует о том, что накопление тепла в поверхностных слоях происходит медленнее, чем его отдача в атмосферу.

Анализ пространственно-временной изменчивости полей  $S_w$  показал, что в районе 1 в годовом ходе  $S_w$  отчетливо выделяются зимний максимум, как и на всей акватории пролива (конец марта), и осенний минимум (конец октября – начало ноября), обусловленный сбросом в пролив амурских вод (понижение  $S_w$  на поверхности в среднем составляет 4 ‰). В южной половине пролива (районы 2 и 3) эффект опреснения морских вод, обусловленный поступлением больших объемов амурских вод в октябре–ноябре, практически не проявляется. В юго-западной части пролива (район 2) летний минимум  $S_w$  и заметное опреснение вод до горизонта 50 м наблюдаются при активизации Лиманского (Шренка) течения в августе. В юго-восточной части пролива (район 3) минимум  $S_w$  в июле объясняется максимальным распреснением поверхностных вод в Японском море в целом под влиянием атмосферных осадков.

По особенностям пространственно-временного распределения  $T_w$  и  $S_w$  в Татарском проливе можно выделить два типа циркуляции вод – летний и зимний и, соответственно, два периода ее перестройки. Переход от зимнего к летнему типу происходит медленно (с марта по май). Летняя циркуляция вод осуществляется с июня по сентябрь. Осенняя перестройка

в октябре происходит приблизительно в два раза быстрее, чему способствует вторжение в пролив амурских вод. Зимняя циркуляция вод сохраняется с ноября по февраль. Смена типов циркуляции вод в Татарском проливе обусловлена общими колебаниями интенсивности Цусимского течения.

По вертикали четко выделяются два слоя с противоположным направлением циркуляции вод. Граница между ними в северной части пролива – на 30–50 м, в южной – на 150–300 м. В северной части направленность движения вод в слоях от зимы к лету синхронно меняет свое направление, в южной части – оно стабильно в течение года: вверху преимущественно с циклоническим, внизу – антициклоническим круговоротом вод. Поэтому результаты анализа интегральной циркуляции вод могут приводить к не всегда корректным выводам.

Западно-Сахалинское течение, выделяемое рядом исследователей вдоль западного побережья Сахалина (от м. Ламанон до м. Крильон), в виде единого потока не существует. Оно проявляется на отдельных его участках в разные месяцы, либо в результате формирования достаточно устойчивых мезомасштабных вихрей (например, весной в заливе Делангля), либо в виде компенсационных потоков характерной протяженностью (30–40 миль), отчетливо прослеживаемых южнее мысов Ламанон и Слепиковского.

Северная ветвь Цусимского течения, входящая в Татарский пролив, генетически связана с Приморским течением. Нахождение основной струи Приморского течения в теплый период в подповерхностных горизонтах – следствие опускания основной струи цусимских вод в районе м. Слепиковского. В холодный сезон скорости Приморского течения в зоне опускания вод снижаются в 2–3 раза, поэтому основная его струя четко проявляется в поверхностных слоях.

Заток охотоморских вод в Татарский пролив осуществляется вдоль юго-западного побережья п-ва Крильон. Максимальное развитие его наблюдается в феврале, когда он занимает > 2/3 площади пролива между островами Сахалин и Монерон и имеет характерные скорости 0.5–1.5 см/с.

Рассчитанные скорости течений согласуются с отдельными модельными оценками и с косвенными данными (например, со скоростью дрейфа личинок камчатского краба), но выглядят заниженными в сравнении с некоторыми результатами моделирования. Различия, по-видимому, объяснимы тем, что некоторые исследователи в диагностических расчетах использовали средние значения термохалинных показателей и данные о ветровом режиме. Авторы этой работы полагают, что ветровые данные опосредованно уже входят в осредненные характеристики термохалинных полей.

## ГЛАВА 2

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И БИОМАСС МИКРООРГАНИЗМОВ

В Татарском проливе смешиваются воды разного происхождения: речные (поступают в пролив с севера – из Амурского лимана, с запада – с материка и с востока – с о. Сахалин) и морские (собственно воды Японского моря, поступающие в пролив с юга). Изменение режима и скорости поступлений в пролив разных по происхождению вод способствует формированию соответствующих характеристик среды обитания (прежде всего  $T_w$  и  $S_w$ ) на шельфе и в открытых водах пролива. Это главная причина наблюдаемых различий видового состава донных сообществ и их распределения по районам пролива [Аннин, 2002]. Очевидно, что распределение концентраций БВ, которые используются для характеристики качества воды и состояния морской среды, может быть также неоднородным по акватории пролива. Так, в частности, в работе [Мокиевская, 1961] отмечено, что концентрации фосфатов и силикатов в западной и северной акваториях Японского моря в собственно япономорской водной массе выше, чем в восточной. Неоднородность распределения концентраций БВ может определенно влиять на количественные характеристики и активность биомасс микроорганизмов, обитающих в водной среде.

Закономерности биогидрохимии морской среды, а также взаимосвязи в изменении концентраций химических показателей и биомасс микроорганизмов под влиянием комплексных природных (а иногда и антропогенных) факторов в настоящее время могут стать предметом исследований с помощью методологии системного анализа и математического моделирования.

Качественное исследование динамики биологических компонентов в Японском море, включая Татарский пролив, уже проводилось с помощью математического моделирования [Меншуткин и др., 1974]. Для этого была применена модель, компонентами которой служили микропланктон (фито- и бактериопланктон), мезопланктон I (фитофаги), мезопланктон II (хищники и эврифаги), нектон (рыбы и кальмары), обобщенный биогенный элемент (органическая и неорганическая формы) и детрит. Модель рассматривала процессы питания и изъятия пищевых ресурсов, активный уход (изъятие) биоресурсов из системы, выделения, пассивный перенос компонентов течениями. Параметрами среды служили  $T_w$ , интенсивность солнечной радиации, функция переноса компонентов течениями. Существенный недостаток данной модели состоит в том, что в ней не было идентифицировано вещество, на котором создается в морской среде биомасса, а сами значения биомасс отдельных звеньев трофической цепи вычислялись в энергетических единицах (калориях). Такой подход не позволяет перейти к количественной оценке биогидрохимических взаимодействий, определяющих влияние условий среды и концентраций соединений биогенных элементов на формирование

биомасс микроорганизмов в единицах вещества (C, N, P, Si). Без рассмотрения этих взаимодействий нет количественного понимания биогидрохимической роли и особенностей среды обитания, а также ее влияния на формирование и динамику биомасс микроорганизмов.

В данном исследовании закономерности биогидрохимии морской среды Татарского пролива изучались с помощью CNPSi-модели [Леонов, 2008].

## 2.1. ВХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТОВ НА CNPSi-МОДЕЛИ

Морфометрические характеристики выделенных в Татарском проливе районов 1–3 (рис. 1.1) приведены в табл. 2.1. В районе 1 – наименьшие значения средней глубины (119 м) и объема водных масс ( $4.593 \times 10^3 \text{ км}^3$ ) и наибольшая площадь зеркала воды ( $38.6 \times 10^3 \text{ км}^2$ ), в районе 2 – наибольшие средняя глубина (789 м) и объем водных масс ( $20.041 \times 10^3 \text{ км}^3$ ). Площади зеркала воды в районах 2 и 3 близки –  $(25.2–25.4) \times 10^3 \text{ км}^2$ .

Таблица 2.1

### Морфометрические характеристики выделенных районов 1–3 в Татарском проливе

Район	1	2	3
Средняя глубина, м	119.0	789.0	503.0
Площадь зеркала, тыс. км <sup>2</sup>	38.6	25.4	25.2
Объем вод, тыс. км <sup>3</sup>	4.593	20.041	12.676

Информация по атмосферным осадкам, фотопериоду и освещенности поверхности моря в районах 1–3 пролива бралась из работы [Научно-прикладной справочник..., 1990]; значения  $T_w$ , глубины зимнего перемешивания водных масс и положения термоклина (период весна–осень) оценивались с помощью ГИС «Сахалинский шельф» [Пицальник, Бобков, 2000]; прозрачность воды определялась по данным имеющихся отчетов отдельных рейсов научно-исследовательских судов Гидрометеослужбы и рыбной промышленности. Эти данные использовались для расчетов на CNPSi-модели и представлены в табл. 2.2.

В расчетах на БОМ были получены параметры водообмена: расходы воды на границах выделенных районов 1–3, вертикальный водообмен между верхним и нижним слоями, а также водообмен на внешних границах Татарского пролива (табл. 2.3). Через южную границу Татарского пролива (в районы 2 и 3) происходит поступление вод из Японского моря, в водах которого осредненные по месяцам концентрации БВ принимались такими, как и при моделировании условий функционирования экосистемы залив Анива – пролив Лаперуза [Пицальник, Леонов, 2003].

В водах Амура, поступающих в Амурский лиман, содержание растворенного  $O_2$  оценивалось по данным, представленным в работах [Аникиев и др., 2001; Ресурсы..., 1975; Шестеркин, 2004], аммонийного N – [Шестеркин, 1990; 2004], нитритного N – [Аникиев и др., 2001; Ресурсы..., 1975; Шестеркин, 2004], нитратного N – в [Аникиев и др., 2001; Шестеркин, 1990, 2004], фосфатного P – [Аникиев и др., 2001; Ресурсы..., 1975; Шестеркин, 1990; 2004; Шестеркин и др., 2007], силикатов – [Аникиев и др., 2001; Ресурсы..., 1975; Шестеркин, 1990], DOC – [Левшина, 2005–2008]. Концентрации органических фракций БВ (DOP, PD, DON и ND) оценивались по соотношениям БВ с учетом данных, приведенных в работе [Левшина, 2005–2008]. Оцененные по указанным источникам значения концентраций БВ и растворенного  $O_2$  приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.2

### Среднегодовое значения параметров морской среды по месяцам для районов 1–3 в Татарском проливе (прочерк – слой не выделен; здесь и в табл. 2.3 в числителе – значения для верхнего слоя, в знаменателе – для нижнего)

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глубина перемешивания (XI–IV) и положения термоклина (V–X), м												
1	100	100	100	100	12.5	20	30	30	50	50	100	100
2	100	100	100	100	12.5	20	30	30	50	50	150	150
3	100	100	100	100	12.5	20	30	30	50	50	150	150
Температура, °C												
1	$\frac{0.2}{-}$	$\frac{-0.1}{-}$	$\frac{-0.2}{-}$	$\frac{0.8}{-}$	$\frac{3.4}{1.4}$	$\frac{7.2}{1.8}$	$\frac{9.1}{2.0}$	$\frac{12.4}{2.6}$	$\frac{13.2}{2.3}$	$\frac{6.5}{2.3}$	$\frac{1.9}{-}$	$\frac{1.0}{-}$
2	$\frac{0.9}{0.7}$	$\frac{0.3}{0.6}$	$\frac{0.7}{0.6}$	$\frac{2.1}{0.6}$	$\frac{5.4}{1.5}$	$\frac{8.7}{1.2}$	$\frac{10.5}{1.1}$	$\frac{13.5}{1.3}$	$\frac{11.2}{0.9}$	$\frac{8.2}{0.9}$	$\frac{3.6}{0.6}$	$\frac{2.4}{0.5}$
3	$\frac{2.0}{0.9}$	$\frac{1.4}{0.7}$	$\frac{1.7}{0.8}$	$\frac{3.2}{0.9}$	$\frac{6.1}{1.3}$	$\frac{9.4}{1.5}$	$\frac{11.9}{1.6}$	$\frac{15.0}{1.9}$	$\frac{12.9}{1.6}$	$\frac{9.5}{1.4}$	$\frac{4.9}{0.6}$	$\frac{3.4}{0.6}$
Освещенность, кал/(см <sup>2</sup> сут)												
1	90.3	114.2	167.8	213.4	219.4	240.0	219.4	206.5	200.0	128.8	120.0	90.3
2–3	112.9	142.8	209.7	266.7	274.2	300.0	274.2	258.1	250.0	161.0	150.0	112.9
Фотопериод, безразмерный												
1	0.32	0.39	0.48	0.60	0.66	0.71	0.69	0.62	0.54	0.48	0.34	0.32
2–3	0.34	0.41	0.49	0.59	0.64	0.69	0.67	0.60	0.52	0.44	0.36	0.34
Атмосферные осадки, км <sup>3</sup>												
1	1.113	0.894	0.978	1.492	1.956	1.834	2.760	3.191	3.583	2.702	1.692	1.608
2	1.575	1.143	1.134	1.253	1.609	1.524	2.269	2.379	2.642	2.261	2.159	2.057
3	1.562	1.134	1.126	1.243	1.596	1.512	2.251	2.360	2.621	2.243	2.142	2.041
Прозрачность, м												
1	8	8	8	12	12	11.6	11.4	11.2	11	11	11	8
2	5	10	10	9	9	13.4	17.5	20.6	22	21.6	20.4	19.2
3	12	8	9.6	8	8	9.4	11.2	13.6	14	13.8	13.3	12.8

Таблица 2.3

Среднемноголетние ежемесячные значения расходов воды на границе районов 1–3 в Татарском проливе, речной сток, обмен с Японским морем и перенос по вертикали, км<sup>3</sup> (прочерк – отсутствие переноса)

Пере-нос из	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1 → 2	<u>236.3</u> –	<u>303.8</u> –	<u>219.2</u> –	<u>120.5</u> 6.8	<u>35.6</u> 6.2	<u>5.8</u> 60.5	<u>84.9</u> 99.7	<u>27.8</u> 221.7	<u>107.7</u> 14.9	<u>100.8</u> 11.7	<u>262.5</u> 7.5	<u>301.3</u> 10.1
2 → 1	= 301.2	= 417.8	= 237.4	<u>22.7</u> 46.0	<u>0</u> 24.6	<u>18.6</u> 61.9	<u>4.8</u> 24.8	<u>53.6</u> 10.7	<u>4.3</u> 20.4	= 59.4	= 296.4	= 345.6
1 → 3	<u>131.6</u> –	<u>210.4</u> –	<u>62.6</u> –	= 23.1	<u>2.6</u> –	<u>7.3</u> 13.6	= –	= –	= –	<u>13.0</u> –	<u>19.6</u> 36.9	<u>13.7</u> 49.5
3 → 1	= 55.2	= 75.8	= 42.0	<u>95.6</u> –	<u>3.7</u> 21.0	<u>11.6</u> 12.0	<u>62.7</u> 116.9	<u>129.9</u> 86.0	<u>62.5</u> 46.9	<u>6.1</u> 59.9	<u>14.2</u> –	<u>14.9</u> –
2 → 3	<u>723.0</u> 400.3	<u>285.4</u> 1741.6	<u>555.1</u> 3527.7	<u>890.2</u> 4151.9	<u>63.8</u> 1234.2	<u>344.5</u> 859.0	<u>653.0</u> 722.4	<u>1099.1</u> 1.9	<u>1319.2</u> 1188.3	<u>803.5</u> 1375.1	<u>1442.4</u> 859.4	<u>1414.5</u> 489.1
3 → 2	<u>575.4</u> 1029.9	<u>1311.6</u> 405.8	<u>2492.4</u> 317.7	<u>2600.0</u> 510.4	<u>57.8</u> 659.8	<u>191.8</u> 681.9	<u>141.6</u> 2586.7	<u>44.2</u> 2517.4	<u>273.1</u> 1886.1	<u>267.6</u> 1365.2	<u>816.9</u> 1209.7	<u>777.6</u> 1809.3
Речной сток – р. Амур – верхний слой (+ направление на N, – направление на S)												
1	<u>-44.0</u> 43.4	<u>-52.3</u> 52.0	<u>-72.8</u> 72.6	<u>-14.7</u> 14.6	<u>-46.9</u> –	<u>-70.5</u> –	<u>-97.3</u> –	<u>-128.1</u> –	<u>-30.5</u> 3.2	<u>-18.0</u> 4.4	<u>-14.5</u> –	<u>-12.7</u> –
Речной сток – р. Амур – нижний слой (+ направление на N, – направление на S)												
1	= –	= –	= –	= –	<u>-0.2</u> 47.2	= 70.5	= 97.3	= 128.0	= 27.2	<u>-0.1</u> 13.7	= 14.5	= 12.7
Обмен (поступление/вынос) с внешней акваторией – из Японского моря												
2	<u>701.6</u> 16.4	<u>344.2</u> 3658.8	<u>445.6</u> 687.9	<u>559.5</u> 1087.8	<u>106.5</u> 649.3	<u>210.5</u> 417.8	<u>596.2</u> 182.9	<u>802.9</u> 3.8	<u>1170.5</u> 270.1	<u>944.2</u> 612.4	<u>1189.6</u> 492.1	<u>1202.7</u> 129.7
3	<u>151.1</u> 23.4	<u>284.3</u> 33.2	<u>349.2</u> 71.1	<u>137.5</u> 46.1	<u>21.6</u> 5.6	<u>93.3</u> 46.0	<u>118.0</u> 378.5	<u>48.1</u> 485.3	<u>23.7</u> 201.7	<u>42.3</u> 69.1	<u>104.3</u> 58.6	<u>126.3</u> 7.4
Обмен (поступление/вынос) с внешней акваторией – в Японское море												
2	<u>27.1</u> 646.4	<u>118.0</u> 304.0	<u>281.3</u> 394.2	<u>529.3</u> 227.4	<u>24.2</u> 172.9	<u>18.5</u> 103.8	– 1215.6	<u>28.0</u> 1211.9	<u>163.4</u> 655.4	<u>307.8</u> 379.4	<u>518.0</u> 507.0	<u>260.6</u> 947.9
3	<u>18.8</u> 200.5	<u>18.1</u> 490.2	<u>28.7</u> 677.4	<u>96.7</u> 701.3	<u>27.7</u> 434.9	<u>69.5</u> 454.0	<u>104.2</u> 17.4	<u>185.7</u> –	<u>306.8</u> 397.9	<u>246.5</u> 535.8	<u>302.4</u> 368.3	<u>131.6</u> 136.9
Обмен по вертикали в акваториях(+ направление снизу вверх, – сверху вниз)												
1	52.1	92.1	19.0	-57.1	19.0	16.6	22.4	-19.6	-19.4	-10.1	-20.5	15.9
2	-30.9	35.7	-181.7	-217.6	-7.4	-1.3	-77.0	-114.0	-222.6	-149.3	-254.1	-331.0
3	33.7	136.0	60.3	44.0	5.0	13.1	2.6	-36.9	-22.6	41.6	-63.0	-106.0

Таблица 2.4

Оцененные по литературным данным среднемесячные значения концентраций БВ и растворенного O<sub>2</sub> в водах Амура, поступающих в Амурский лиман

БВ, размер-ность	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
NH <sub>4</sub> , мг N/л	0.105	0.500	0.978	0.910	0.740	0.590	0.480	0.370	0.280	0.180	0.110	0.805
NO <sub>2</sub> »	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
NO <sub>3</sub> »	0.203	1.200	0.996	1.400	1.740	1.000	0.0552	0.0353	1.600	1.500	1.400	1.392
DON »	1.03	1.00	1.06	0.943	0.928	0.914	1.171	1.250	1.250	1.143	1.143	1.100
ND »	0.147	0.143	0.137	0.135	0.133	0.131	0.167	0.179	0.179	0.163	0.163	0.157
PO <sub>4</sub> мг P/л	0.0318	0.0550	0.0314	0.0210	0.0245	0.0350	0.0284	0.0295	0.0135	0.0050	0.0275	0.0299
DOP »	0.206	0.200	0.192	0.188	0.186	0.183	0.234	0.250	0.250	0.229	0.229	0.220
PD »	0.0294	0.0206	0.0274	0.0269	0.0266	0.0261	0.0334	0.0357	0.0357	0.0327	0.0327	0.0314
DISi, мг Si/л	2.165	3.867	3.193	4.600	3.750	5.700	2.556	3.009	7.750	6.700	3.000	3.765
DOC, мг C/л	7.2	7.0	6.75	6.6	6.5	6.4	8.2	8.75	8.75	8.0	8.0	7.7
O <sub>2</sub> , мг O <sub>2</sub> /л	3.75	3.75	3.75	9.26	9.26	8.69	10.16	9.38	10.44	10.44	13.32	3.75

Из анализа данных по речному стоку следует, что общий вынос реками взвешенного материала гораздо выше, чем растворенного [Гордеев, 1978]. Амур выносит ~50 % твердого стока рек с водосборной площади дальневосточных морей России. Содержание взвеси в зоне смешения амурских и морских вод колеблется от 28.12 до 36.60 мг/л. На выходе этих вод в Сахалинский залив (север) и в Татарский пролив (юг) содержание взвеси снижается соответственно в 3.5 и 10 раз [Аникиев, Дударев, 1991].

Общий сток рек с западного побережья о. Сахалин и с материка в Татарский пролив по отношению к его объему невелик [Многолетние данные..., 1987]. В большинстве этих водотоков изменения содержания БВ в течение года не исследованы [Беликов, Католикова, 2008]. Заселение территорий на берегах пролива весьма ограничено. Эти факты позволяют на данном этапе не учитывать указанные водотоки в качестве потенциальных источников БВ для экосистемы Татарского пролива [Леонов и др., 2010].

Содержание БВ в атмосферных осадках оценивалось по данным 1976–1980 гг. для водосбора междуречья Амура и Амгуни [Иванов, Кашин, 1989]. Принятое в расчетах содержание БВ в атмосферной влаге, выпадающей в этом районе, составляло: DOC = 7.5 мг C/л, DON = 0.5, ND = 0.1, NH<sub>4</sub> = 0.23, NO<sub>2</sub> = 0.005, NO<sub>3</sub> = 0.46 мг N/л, DOP = 0.05, DIP = 0.015, PD = 0.01 мг P/л.

Концентрации БВ в районах 1–3 на начало года рассчитывались с помощью ГИС «Са-

халинский шельф» [Пищальник, Бобков, 2000] или оценивались по соотношениям между отдельными фракциями БВ по литературным данным [Моря «СССР», 2003; 2004 и др.].

## 2.2. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И БИОМАСС МИКРООРГАНИЗМОВ

Расчеты на CNPSi-модели выполнялись для календарного года (с 1 января по 31 декабря). Уравнения модели решались с шагом 0.01 сут методом Рунге-Кутты-4, при этом учитывались указанные выше входные данные. В этой работе рассмотрена расчетная информация только для верхнего слоя, так как в нем сосредоточена основная масса БВ, наиболее активно осуществляется их трансформация и круговорот, а также перенос БВ водными массами.

### 2.2.1. Расчетная внутригодовая динамика концентраций биогенных веществ и растворенного в воде кислорода

Анализ изменений в течение года концентраций БВ проводится для понимания биогидрохимических закономерностей их трансформации и особенностей пространственного распределения в разных районах моря. Содержание БВ можно использовать при комплексном анализе состояния морской среды или при выявлении особенностей сезонных изменений, связанных с различиями в их поступлении и круговороте по районам моря. Их концентрации могут быть также индикаторами водных масс, но такая их идентификация в водах Татарского пролива еще не проводилась.

На рис. 2.1–2.2 представлена расчетная внутригодовая динамика БВ (органических и минеральных форм N и P, DISi) и растворенного  $O_2$  для районов 1–3 Татарского пролива. Отметим, что авторам не известны работы с детальным анализом сезонных изменений концентраций органических и минеральных фракций БВ в водах пролива. Для отдельных месяцев имеются в [Моря «СССР», 2003; 2004] карты распределения фосфатов, силикатов, нитритов и  $O_2$  для всей акватории Японского моря, а в [Пищальник, Бобков, 2000] – для Татарского пролива.

Сравнение показывает, что кривые изменения в течение года расчетных концентраций некоторых БВ имеют внешнее сходство (рис. 2.1–2.2). Оно выявлено в годовой динамике концентраций следующих БВ:

$N_{\min}$  ( $NH_4 + NO_2 + NO_3$ ) (рис. 2.1 а) и  $NO_3$  (рис. 2.1 е) – подобие изменения концентраций  $N_{\min}$  и  $NO_3$  вполне объяснимо, так как  $NO_3$  – доминирующая фракция  $N_{\min}$ , определяющая его внутригодовую изменчивость. До начала весны доля  $NO_3$  составляла 87.9–90.5 и 89.7–94.3 %  $N_{\min}$  в районах 1 и 2 соответственно. Однако в каждом районе динамика сезонной изменчивости концентраций  $N_{\min}$  и  $NO_3$  имеет свои особенности;

$NH_4$  (рис. 2.1 г) и  $NO_2$  (рис. 2.1 д) – указанные минеральные фракции N взаимосвязаны между собой и имеют сходные условия трансформации ( $NO_2$  образуется вследствие окислительного разложения  $NH_4$ , и оба компонента активно вовлекаются в оборот фитопланктоном). Однако из-за различий в условиях их трансформации в районах 1–3 изменения концентраций этих минеральных фракций N в указанных районах имеют и некоторые отличия;

DON (рис. 2.1 б) и DOC (рис. 2.2 г) – начальное содержание DON в районах 1–3 принималось равным ~0.2 мг N/л, а DOC – 2.5 мг C/л. В расчетах предполагалось, что нет избыточного поступления органических фракций биогенных элементов из внешних источников. Поэтому расчетные кривые изменения этих концентраций показывают одинаковые тенденции, определяемые внутренним круговоротом (рециклингом) веществ. Для каждого района выявлены специфичные сезонные изменения указанных органических фракций N и C со своими характерными колебаниями и амплитудами;

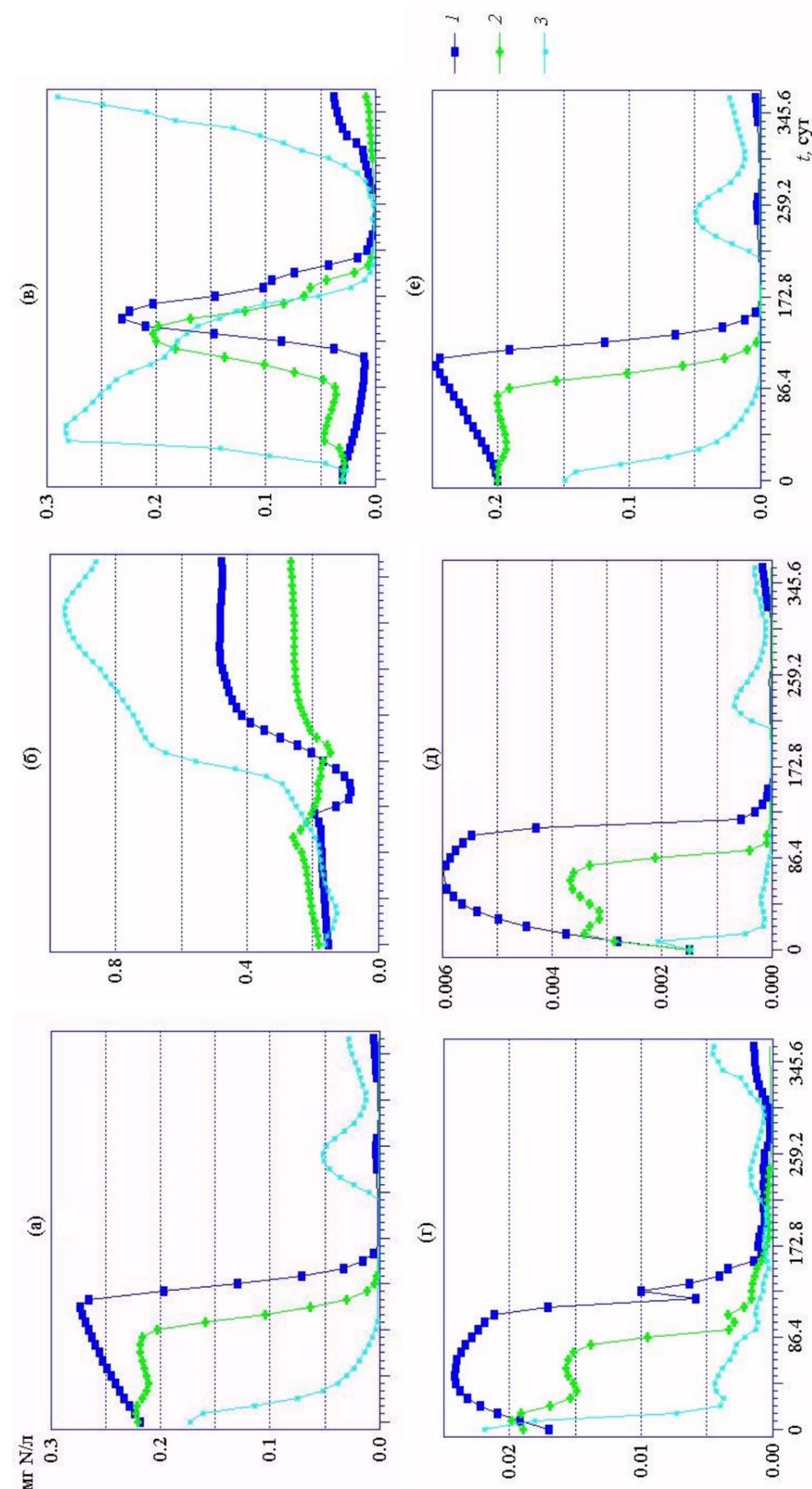


Рис. 2.1. Расчетная динамика соединений N:  $N_{\min}$  (а), DON (б),  $NH_4$  (в),  $NO_2$  (д) и  $NO_3$  (е) в районах 1–3 Татарского пролива. Здесь и на рис. 2.2–2.5 цифры 1–3 – номера районов

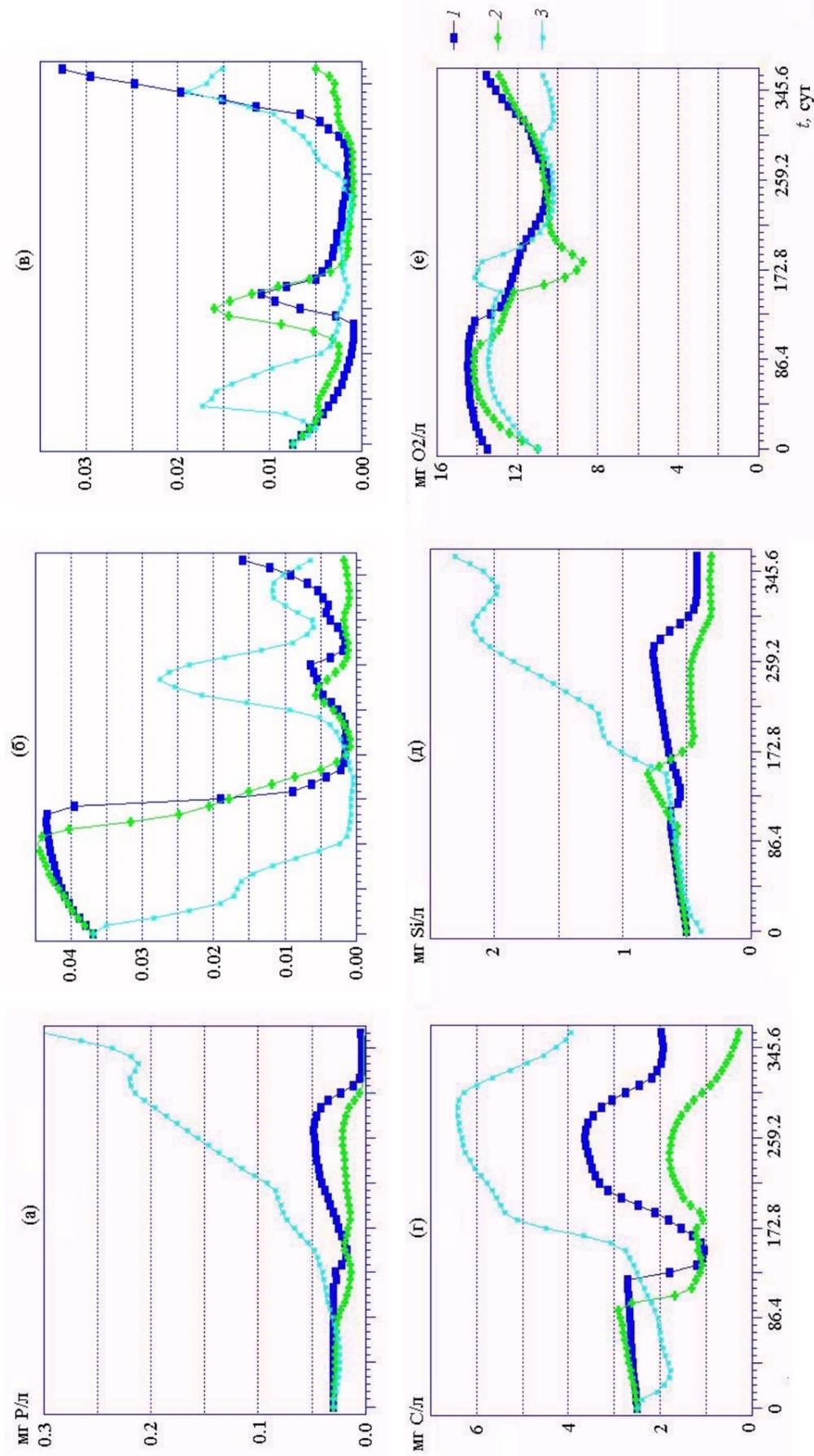


Рис. 2.2. Расчетная динамика соединений P: DIP, DOP и PD (а – в соответствии), DOC (в), DISi (д) и O<sub>2</sub> (е) в районах 1–3 Татарского пролива

DIP (рис. 2.2 а) и DISi (рис. 2.2 д) – в районах 1–3 начальные концентрации DIP и DISi приняты равными соответственно 0.03 мг P/л и ~0.5 мг Si/л. С начала года содержание компонентов в районах 1–3 медленно растет. В течение года в районах 1 и 2 они меняются в сравнительно небольших интервалах, а в районе 3 их содержание постоянно возрастает. Динамика DIP и DISi обнаруживает подобные тенденции, так как зависит от содержания минеральных форм N, которые в данном случае являются лимитантами развития водорослей;

ND (рис. 2.1 в) и PD (рис. 2.2) – исходное содержание детритных фракций принималось одинаковым для районов 1–3 (ND = 0.03 мг N/л и PD = 0.075 мг P/л). Внутригодовые изменения концентраций ND и PD очень похожи. Однако есть и отличия, проявляющиеся в сдвигах по срокам формирования промежуточных максимумов детрита (в единицах N и P) и в их значениях в районах 1–3. Это является следствием биогидрохимических отличий в трансформации БВ в районах 1–3.

Особое внимание уделялось анализу изменений расчетных концентраций DOP, так как в водах дальневосточных морей его содержание служит косвенным индикатором биопродуктивности (первые измеренные его концентрации были значительно выше, чем в морях северо-атлантического бассейна [Мокиевская, 1958]). По результатам расчетов в районах 1 и 2 выявлены практически подобные тенденции в изменении в течение года концентраций DOP, и они отличаются от таковых в районе 3 (рис. 2.2 б).

Содержание растворенного O<sub>2</sub> (рис. 2.2 е) зимой остается высоким – 13.50–14.47, 11.00–14.18 и 11.00–13.48 мг O<sub>2</sub>/л соответственно в районах 1–3. С началом весны оно снижается. Его наименьшее за год содержание приходится в районе 1 на середину сентября (10.51 мг O<sub>2</sub>/л), а в районе 2 – на начало июля (8.71 мг O<sub>2</sub>/л). В районе 3 весеннее снижение концентрации O<sub>2</sub> начинается с середины марта, но в начале июня за счет развития продукционных процессов содержание O<sub>2</sub> возрастает, и к середине июня оно составляет 14.16 мг O<sub>2</sub>/л. Наименьшее содержание O<sub>2</sub> в воде района 3 приходится на начало сентября (10.26 мг O<sub>2</sub>/л). К концу года концентрация O<sub>2</sub> в водах районов 1–3 растет и составляет соответственно 13.69, 13.08 и 10.90 мг O<sub>2</sub>/л (рис. 2.2 е).

Полученные внутригодовые изменения расчетных концентраций БВ свидетельствуют о том, что районы 1–3 существенно отличаются по условиям обеспечения морской среды БВ и соответственно развитию их биотрансформации. Запас БВ в водах Японского моря, в частности Татарского пролива, значительно ниже, чем в других дальневосточных морях [Мокиевская, 1961]. Результаты моделирования подтверждают, что незначительные концентрации БВ в поверхностном слое быстро истощаются в период цветения фитопланктона [Мокиевская, 1961]. Согласно расчетам, это истощение в районах 1–3 происходит у NH<sub>4</sub> со скоростью  $(1.772-9.470) \times 10^{-4}$  мг N/(л сут), NO<sub>2</sub> –  $(1.286-3.917) \times 10^{-4}$ , NO<sub>3</sub> –  $(0.905-5.179) \times 10^{-3}$  мг N/(л сут), DOP –  $(1.000-4.036) \times 10^{-3}$  мг P/(л сут) (рис. 15–16). Расчеты подтверждают установленные наблюдениями [Тищенко и др., 2002; 2003] обеднение поверхностных вод БВ летом, а именно – пониженные концентрации DIP и DISi (районы 1 и 2), а также NO<sub>3</sub> (в районах 1–3 во вторую часть года содержание NO<sub>3</sub> находится на уровне аналитического нуля).

### 2.2.2. Расчетная динамика биомасс гетеротрофных бактерий (B<sub>1</sub>), фитопланктона (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>), зоопланктона (Z<sub>1</sub>, Z<sub>2</sub>) и показателей их активности

Пространственная неоднородность изменения концентраций БВ в районах 1–3 (следствие отличий факторов среды) влияет на условия формирования запасов БВ, их трансформацию и, следовательно, активность микроорганизмов в водной среде. Динамика биомасс микроорганизмов, вычисляемая в единицах нескольких биогенных элементов (C, N, P, Si), должна наглядно демонстрировать влияние различий в условиях среды и, в частности, пополнения и расходования запасов БВ при формировании биомасс микро-

организмов. Поскольку расчетная внутригодовая динамика биомасс микроорганизмов отражает соответствие условиям среды, то ее увеличение или снижение в течение года показывает реакцию микроорганизмов на изменения отдельных ее факторов (температура, освещенность, прозрачность, содержание питательных веществ).

Расчеты и представление биомасс микроорганизмов в единицах разных биогенных элементов обнаруживают существенные различия условий среды в районах 1–3, так как характерные сезонные максимумы биомасс микроорганизмов в конкретных единицах (С, Si, N и P) формируются в изучаемых районах в разные сроки. Их значения отличаются и могут смещаться во времени (в зависимости от района и от элемента, в котором выражена биомасса). Время образования максимумов биомасс, а также значения удельных скоростей ее роста  $k_0$ , служат показателями условий среды и обеспеченности микроорганизмов субстратами питания для развития биомассы. Как правило, первый максимум биомасс микроорганизмов формируется к началу весны, а второй – в конце лета – начале осени. Выявленное в расчетах некоторое смещение по времени сроков образования максимумов биомасс микроорганизмов в районах 1–3 весной происходит в основном из-за различий в условиях прогрева водной среды, а летом – осенью – вследствие разной интенсивности круговорота БВ и обеспечения ими (как субстратами) микроорганизмов. Влияние других факторов представляется менее значимым (рис. 2.3–2.5).

В районе 1 первый максимум  $B_1$  формируется в единицах С, Si и N на 132–137 сут, а в единицах P – на 154 сут, наибольшее значение удельной скорости роста биомассы  $B_1$  ( $k_{0B_1}=0.6216$  сут<sup>-1</sup>) отмечалось на 120 сут. В районе 2 первый максимум  $B_1$  в единицах С и Si формируется на 108–113 сут, а в единицах N и P – соответственно на 142 и 152 сут. Его развитие определяется значениями  $k_{0B_1}=0.2906–0.3287$  сут<sup>-1</sup>. В районе 3 первый максимум биомассы  $B_1$  в единицах С и Si формируется к 17–20 сут при значениях  $k_{0B_1}=0.5029–0.5675$  сут<sup>-1</sup>, в единицах N – на 36 сут ( $k_{0B_1}=0.0056–0.0104$  сут<sup>-1</sup>) и P – на 89 сут ( $k_{0B_1}=0.0036–0.0150$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.3).

Второй максимум  $B_1$  в районе 1 в единицах С, Si и P формируется к 312–319 сут при значениях  $k_{0B_1}=0.0307–0.0608$  сут<sup>-1</sup>, в районе 2 – в единицах С и Si на 312 сут, а в единицах P – на 346 сут при значениях  $k_{0B_1}=0.0333–0.0493$  сут<sup>-1</sup>. В районе 3 второй максимум  $B_1$  формируется к 262–264 сут при  $k_{0B_1}=0.0416–0.0574$  сут<sup>-1</sup> (рис. 2.3).

В районе 1 два максимума развития  $F_1$  в единицах Si приходятся соответственно на 125 сут ( $k_{0F_1}=1.0201–1.0103$  сут<sup>-1</sup>) и на 300 сут ( $k_{0F_1}=0.6362–0.6485$  сут<sup>-1</sup>). В единицах N формируется лишь один максимум  $F_1$  – на 130 сут ( $k_{0F_1}=0.3385–0.4505$  сут<sup>-1</sup>), в P – два максимума  $F_1$  – на 156 сут ( $k_{0F_1}=0.1245–0.2202$  сут<sup>-1</sup>) и 310 сут ( $k_{0F_1}=0.4934–0.6034$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.4 а–в).

В районе 2 в единицах Si первый (небольшой) максимум  $F_1$  приходится на 22 сут ( $k_{0F_1}=0.4404–0.4486$  сут<sup>-1</sup>), второй (более высокий) – на 94 сут ( $k_{0F_1}=0.5689–0.5754$  сут<sup>-1</sup>) и третий – на 293 сут ( $k_{0F_1}=0.4648–0.5087$  сут<sup>-1</sup>). В единицах N первый и второй максимумы  $F_1$  в районе 2 формируются соответственно на 22 ( $k_{0F_1}=0.2787–0.4486$  сут<sup>-1</sup>) и 101 сут ( $k_{0F_1}=0.3667–0.4019$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – на 113 ( $k_{0F_1}=0.2698–0.2949$  сут<sup>-1</sup>) и на 305 сут ( $k_{0F_1}=0.4352–0.4635$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.4 а–в).

Первый и второй максимумы  $F_1$  в районе 3 в единицах Si приходятся на 12 ( $k_{0F_1}=0.6317–0.6358$  сут<sup>-1</sup>) и 322 сут ( $k_{0F_1}=0.6937–0.7870$  сут<sup>-1</sup>). В единицах N первый максимум  $F_1$  отмечается также на 12 сут, а второй – в конце года ( $k_{0F_1}=0.3839–0.3750$  сут<sup>-1</sup>). В единицах P первый максимум  $F_1$  приходится на 41 сут ( $k_{0F_1}=0.3115–0.3338$  сут<sup>-1</sup>), а второй – на 334 сут ( $k_{0F_1}=0.5910–0.7326$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.4 а–в).

В районе 1 первый максимум  $Z_1$  в единицах Si формируется к 156 сут ( $k_{0Z_1}=0.1727–0.4948$  сут<sup>-1</sup>), в единицах N – на 173 сут ( $k_{0Z_1}=0.2060–0.4391$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – на 204 сут ( $k_{0Z_1}=0.1671–0.2857$  сут<sup>-1</sup>). Второй максимум  $Z_1$  в этом районе формируется к 305 сут ( $k_{0Z_1}=0.1043–0.3380$  сут<sup>-1</sup>) и в единицах N и P – на 310–312 сут ( $k_{0Z_1}=0.1043–0.3013$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.4 г–е).

Первый максимум  $Z_1$  в единицах Si в районе 2 формируется к 135 сут ( $k_{0Z_1}=0.0163–0.0933$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах N – к 152 сут ( $k_{0Z_1}=0.0199–0.3534$  сут<sup>-1</sup>). Второй максимум  $Z_1$  в единицах Si и N приходится соответственно на 305 сут ( $k_{0Z_1}=0.0914–0.2849$  сут<sup>-1</sup>) и 324 сут ( $k_{0Z_1}=0.1174–0.2289$  сут<sup>-1</sup>). В единицах P биомасса  $Z_{1P}$  остается низкой без выраженных максимумов (рис. 2.4 г–е).

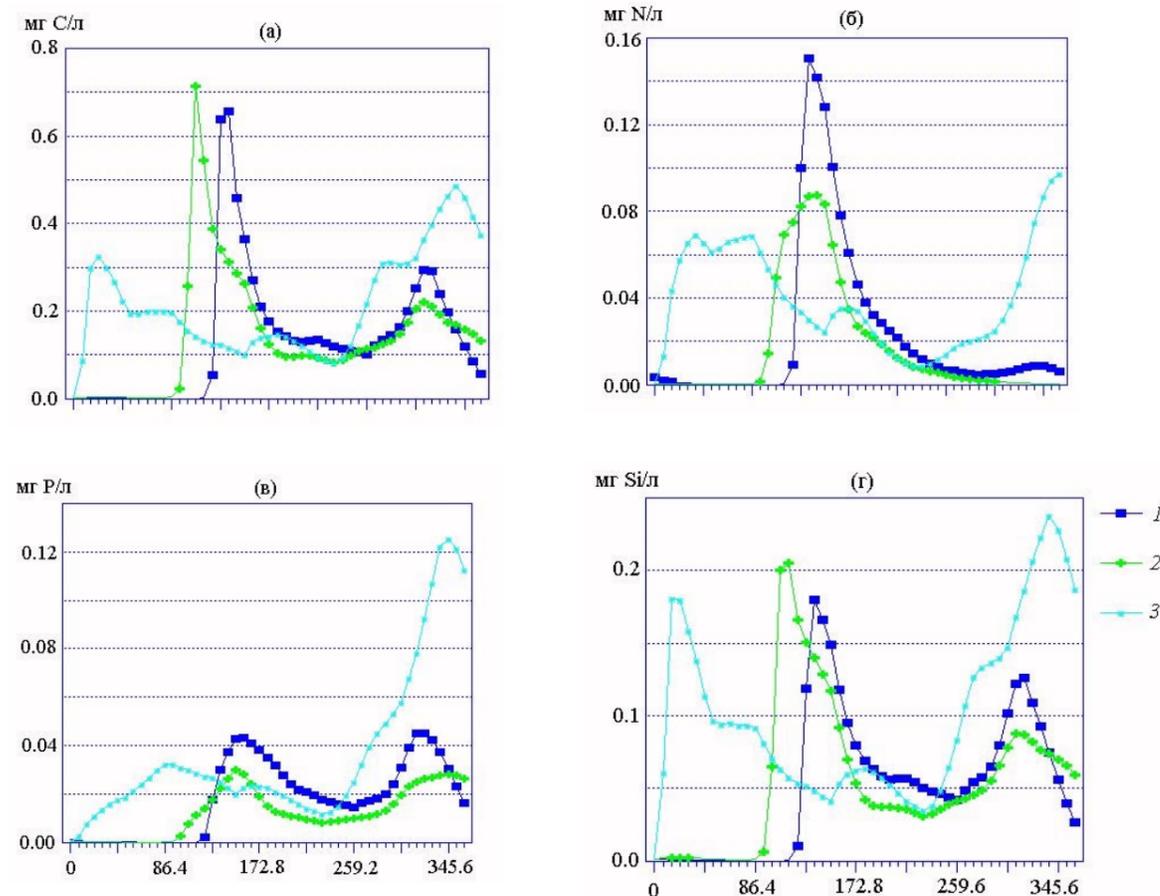


Рис. 2.3. Расчетная динамика биомасс гетеротрофных бактерий  $B_1$  в единицах С (а), N (б), P (в) и Si (г) в районах 1–3 Татарского пролива

В районе 3 формирование первого максимума  $Z_1$  в единицах Si происходит на 20 сут ( $k_{0Z_1}=0.0887–0.3008$  сут<sup>-1</sup>), а по N – на 32 сут ( $k_{0Z_1}=0.0661–0.2019$  сут<sup>-1</sup>). Второй максимум по Si и N развивается к 120 сут ( $k_{0Z_1}=0.1561–0.4682$  сут<sup>-1</sup>), а третий – к 341 сут ( $k_{0Z_1}=0.349–0.4597$  сут<sup>-1</sup>). В единицах P здесь отмечается два максимума  $Z_1$  – на 161 сут ( $k_{0Z_1}=0.0773–0.3194$  сут<sup>-1</sup>) и 346 сут ( $k_{0Z_1}=0.2742–0.4280$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.4 г–е).

В районе 1 первый максимум  $F_2$  в единицах N и P приходится на 161 сут ( $k_{0F_2}=0.0715–0.1234$  сут<sup>-1</sup>), второй (в единицах N) – на 320 сут ( $k_{0F_2}=0.0204–0.0358$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – на 312 сут ( $k_{0F_2}=0.0340–0.0525$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.5 а, г).

В районе 2 первый максимум  $F_2$  в единицах N и P формируется к 32 сут ( $k_{0F_2}=0.0539–0.0695$  сут<sup>-1</sup>), второй – к 116–118 сут ( $k_{0F_2}=0.0347–0.0501$  сут<sup>-1</sup>). К концу года в водах района 2 биомасса  $F_2$  в единицах P образует третий максимум ( $k_{0F_2}=0.0415–0.0641$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.5 а, г).

Образование в районе 3 первого максимума биомассы  $F_2$  в единицах N происходит на 20 сут ( $k_{0F_2}=0.0890–0.1218$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – на 32 сут ( $k_{0F_2}=0.0385–0.0422$  сут<sup>-1</sup>). Второй максимум  $F_2$  в единицах N и P формируется соответственно к 106 ( $k_{0F_2}=0.0228–0.0381$  сут<sup>-1</sup>) и 118 сут ( $k_{0F_2}=0.0188–0.0381$  сут<sup>-1</sup>), а третий в единицах N и P – к 332 сут ( $k_{0F_2}=0.0963–0.1599$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.5 а, г).

В районе 1 значения биомассы  $F_3$  в единицах N постепенно возрастают до максимума к 177 сут ( $k_{0F_3}=0.0641–0.0955$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – к 271 сут ( $k_{0F_3}=0.0369–0.0489$  сут<sup>-1</sup>). В районе 2 максимум биомассы  $F_3$  в единицах N отмечен на 156 сут ( $k_{0F_3}=0.0733–0.0955$  сут<sup>-1</sup>), а в единицах P – на 212 сут ( $k_{0F_3}=0.0235–0.0319$  сут<sup>-1</sup>). В районе 3 четкий максимум  $F_3$  формируется в единицах N и P к 284 сут ( $k_{0F_3}=0.0491–0.0886$  сут<sup>-1</sup>) (рис. 2.5 б, д).

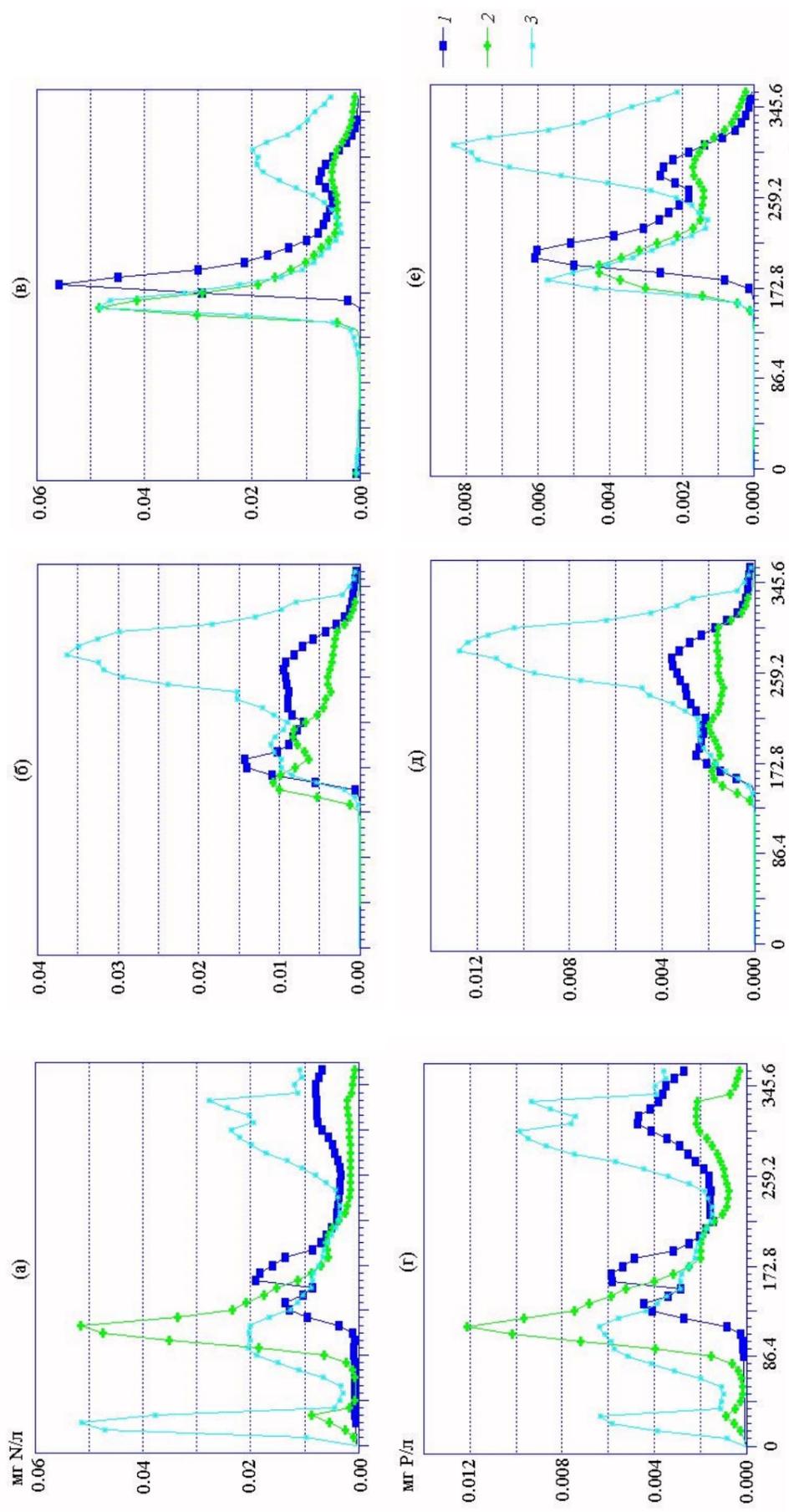


Рис. 2.4. Расчетная динамика биомасс  $F_1$  (а - в) и  $Z_1$  (г - е) в единицах Si (а, г), N (б, д) и P (в, е) в районах 1-3 Татарского пролива

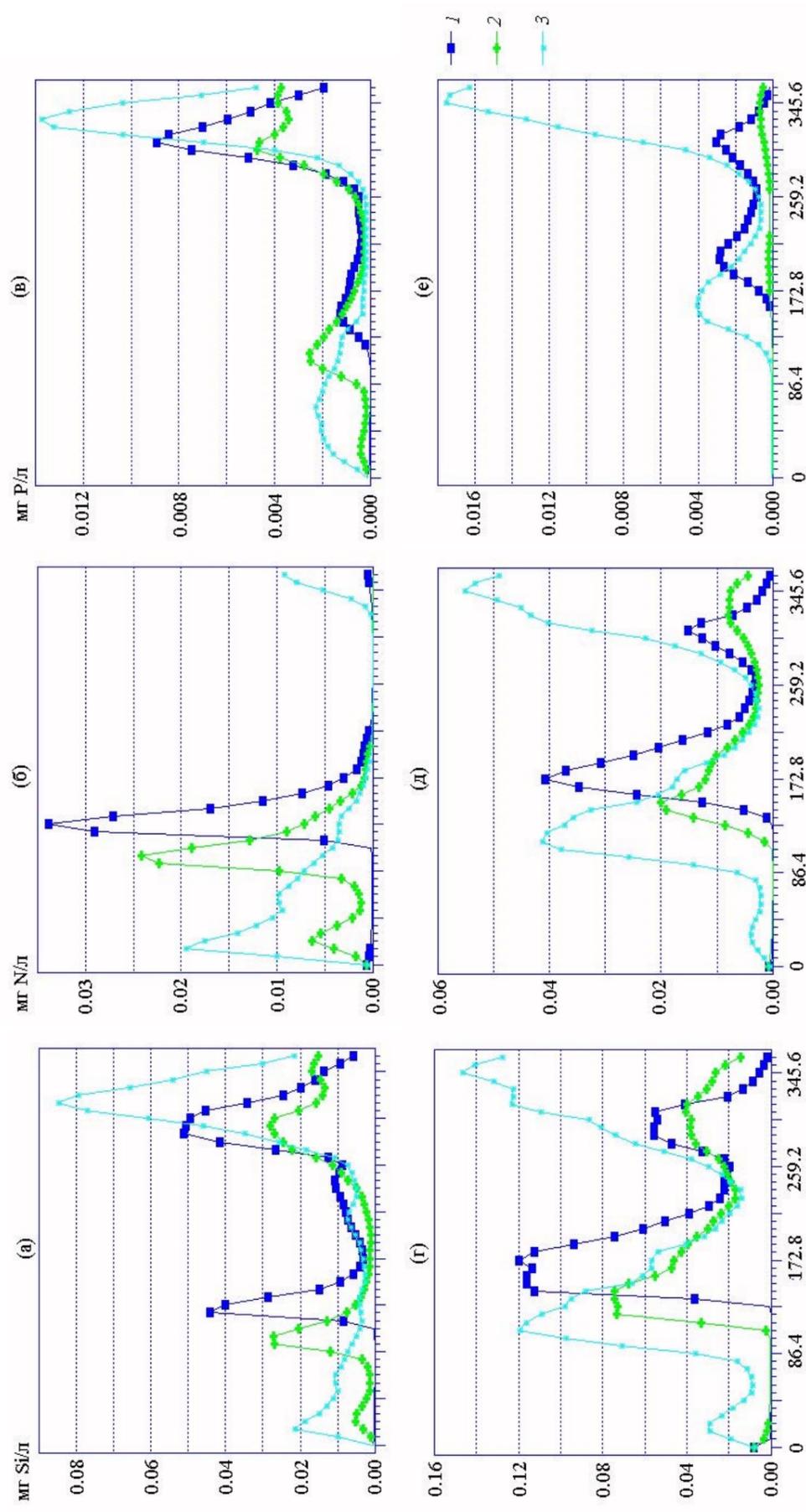


Рис. 2.5. Расчетная динамика биомасса  $F_2$ ,  $F_3$  и  $Z_2$  в единицах N (а - в соответственно) и P (г - е соответственно) в районах 1-3 Татарского пролива

Первый максимум биомассы  $Z_2$  в районе 1 в единицах N приходится на 185-е ( $k_{0z_2}=0.3513-0.5032 \text{ сут}^{-1}$ ), а в единицах P – на 204 сут ( $k_{0z_2}=0.2342-0.3214 \text{ сут}^{-1}$ ). Формирование второго максимума  $Z_2$  в районе 1 происходит в единицах N к 276 сут ( $k_{0z_2}=0.0846-0.2927 \text{ сут}^{-1}$ ), а в единицах P – к 286 сут ( $k_{0z_2}=0.0337-0.2358 \text{ сут}^{-1}$ ). В районах 2 и 3 формирование первого максимума биомассы  $Z_2$  в единицах N отмечается к 161 сут ( $k_{0z_2}=0.2276-0.6123 \text{ сут}^{-1}$ ). В единицах P в районе 2 первый максимум  $Z_2$  отмечен на 192-е ( $k_{0z_2}=0.1887-0.3024 \text{ сут}^{-1}$ ), а в районе 3 – на 180 сут ( $k_{0z_2}=0.1563-0.3532 \text{ сут}^{-1}$ ). Второй максимум  $Z_2$  в районе 2 в единицах N и P выражен слабо, а в районе 3 его формирование происходит на 300 сут ( $k_{0z_2}=0.1022-0.3989 \text{ сут}^{-1}$ ) (рис. 2.5 в, е).

### 2.2.3. Внутренние потоки биогенных веществ, определяемые активностью микроорганизмов

Образование биомасс микроорганизмов и биотрансформация ими веществ регулируется факторами среды обитания (температура, освещенность, прозрачность водной среды, содержание в ней БВ, их поступление в водную среду при рециклинге). Микроорганизмы поддерживают свою активность даже при низких остаточных концентрациях БВ за счет многократной их оборачиваемости. Присутствующие в водной среде органические и минеральные компоненты – вещественная основа формирования биопродуктивности (БП) микроорганизмов сообщества морской среды. Расчетные значения потоков БВ позволяют оценить роль внутренних процессов в трансформации БВ при осуществлении микроорганизмами потребления субстратов питания, выделения продуктов обмена веществ в водную среду, образовании детрита и выедания  $B_1$ ,  $F_1 - F_3$  и  $Z_1$  хищным зоопланктоном  $Z_2$ .

В районах 1–3 гетеротрофные бактерии в форме DOC потребляют соответственно 6.423, 6.632 и 10.251 г C/(м<sup>3</sup> год). Потребление ими N составляет соответственно 1.954, 0.762 и 1.742 г N/(м<sup>3</sup> год) (в форме DON – 53.9, 62.7 и 68.7 % и в форме ND – 46.1, 37.3 и 31.3 % соответственно), а потребление P – 0.695, 0.467 и 1.716 г P/(м<sup>3</sup> год) (в форме DOP – 36.1, 39.0 и 37.9 % и в форме PD – 63.9, 61.0 и 62.1 %). Соотношение количеств субстратов в единицах C : N : P, потребляемых  $B_1$  за год, составляет 9.2:1.5:1, 14.3:1.6:1 и 6.0:1.0:1 соответственно в районах 1–3. За год на окислительные процессы с участием  $B_1$  в этих районах расходуется растворенный  $O_2$  в количестве 4.118, 4.232 и 6.511 г  $O_2$ /(м<sup>3</sup> год).

Суммарное потребление  $N_{\min}$  сообществом фитопланктона  $F_1 + F_2 + F_3$  в районах 1–3 составляет 0.739, 0.571 и 1.290 г N/(м<sup>3</sup> год). Доля потребляемого  $N_{\min}$  каждой группой фитопланктона в районе 1 составляет 41.3, 44.8 и 13.9 %, в районе 2 – 43.3, 45.2 и 11.6 %, в районе 3 – 25.5, 50.4 и 24.0 % соответственно.

$NH_4$  и  $NO_3$  – основные минеральные фракции N, потребляемые сообществом фитопланктона. В районах 1–3 потребление фитопланктоном  $NH_4$  составляет 0.388, 0.302 и 0.643 г N/(м<sup>3</sup> год) соответственно. Доля  $F_1$  в потреблении  $NH_4$  в районах 1–3 составляет 34.0, 29.5 и 14.9 %,  $F_2$  – 45.4, 41.4 и 51.9 % и  $F_3$  – 20.6, 19.2 и 18.2 % соответственно. Потребление  $NO_3$  сообществом фитопланктона в районах 1–3 составляет 0.286, 0.231 и 0.501 г N/(м<sup>3</sup> год) соответственно. На долю  $F_1$  в районах 1–3 приходится 53.5, 58.9 и 21.6 % общего потребления  $NO_3$ . Доли  $F_2$  и  $F_3$  в общем потреблении  $NO_3$  в районах 1–3 – 40.6, 39.8, 44.3 % и 5.9, 1.3, 34.1 % соответственно.

Суммарное потребление  $\Sigma P$  (DIP+DOP) сообществом фитопланктона в районах 1–3 составляет соответственно 0.289, 0.206 и 0.582 г P/(м<sup>3</sup> год), причем в форме DIP потребляется в указанных районах 81.0, 72.3 и 94.2 % и в форме DOP – 19.0, 27.7 и 5.8 %. В общем потреблении DIP на долю  $F_1$  приходится 55.6, 67.8 и 52.7 %,  $F_2$  – 34.2, 37.6 и 30.8 % и  $F_3$  – 10.3, 8.1 и 16.4 % соответственно в районах 1–3. Доля потребляемого DOP для  $F_1$  в общем его потреблении составляет 34.5, 31.6 и 20.6 %,  $F_2$  – 61.8, 63.2 и 55.9 % и  $F_3$  – 4.0, 5.3 и 2.4 % соответственно в районах 1–3.

Потребление DISi диатомовыми водорослями  $F_1$  в районах 1–3 составляет 0.979, 0.607 и 1.706 г Si/(м<sup>3</sup> год). Соотношение потребляемых  $N_{\min}$  :  $\Sigma P$  сообществом фитопланктона составляет 2.6 : 1, 2.8 : 1 и 2.2 : 1 для районов 1–3 соответственно. Для диатомовых водорослей отношение потребленных ими DISi :  $N_{\min}$  :  $\Sigma P$  составляет 6.6 : 2.0 : 1, 5.1 : 2.1 : 1 и 5.8 : 1.1 : 1 в районах 1–3 соответственно.

Потребление N сообществом зоопланктона  $Z_1 + Z_2$  в районах 1–3 составляет 0.937, 0.700 и 2.090 г N/(м<sup>3</sup> год), а P – 0.101, 0.053 и 0.412 г P/(м<sup>3</sup> год) соответственно. Основное количество N и P потребляется зоопланктоном в форме детрита (в районах 1–3 доля потребляемого ND составляет 86.2, 86.9 и 87.6 % и PD – 62.4, 58.5 и 69.7 % соответственно). Остальная часть потребляемых зоопланктоном компонентов N и P приходится на биомассу  $B_1$  (в N – 0.090, 0.064 и 0.172 г N/(м<sup>3</sup> год), в P – 0.028, 0.016 и 0.084 г P/(м<sup>3</sup> год) и фитопланктона  $F_1 + F_2 + F_3$  (в N – 0.039, 0.028 и 0.088 г N/(м<sup>3</sup> год), в P – 0.010, 0.006 и 0.041 г P/(м<sup>3</sup> год) в районах 1–3). Соотношение N : P, потребляемого зоопланктоном, составляет 9.3 : 1, 13.2 : 1 и 5.1 : 1 в районах 1–3 соответственно.

Количество потребляемых форм N и P растительной  $Z_1$  и хищным  $Z_2$  зоопланктоном по районам отличается. Так в районе 1  $Z_1$  и  $Z_2$  за год потребляют N в количестве 0.549 и 0.388 г N/(м<sup>3</sup> год), а P – 0.044 и 0.101 г P/(м<sup>3</sup> год). Соответствующие количества потребляемого указанными формами зоопланктона N в районе 2 составляют 0.299 и 0.401 г N/(м<sup>3</sup> год), P – 0.011 и 0.042 г P/(м<sup>3</sup> год), а в районе 3 – 1.544 и 0.546 г N/(м<sup>3</sup> год) и P – 0.272 и 0.140 г P/(м<sup>3</sup> год).

Метаболические выделения микроорганизмов используются ими в качестве питательных веществ и повторно вовлекаются в оборот. В морской среде в районах 1–3 за счет метаболических выделений  $B_1$ , сообщества фитопланктона и зоопланктона за год создается в форме DON соответственно 0.020–0.046, 0.140–0.312 и 0.055–0.234 г N/(м<sup>3</sup> год). Основное количество DON (0.454–1.022 г N/(м<sup>3</sup> год) создается в водной среде при разложении ND. В районах 1–3 метаболическими выделениями  $B_1$  и фитопланктона, а также за счет распада PD в форме DOP образуется соответственно 0.032–0.117, 0.099–0.280 и 0.074–0.161 г P/(м<sup>3</sup> год).

Минеральные компоненты БВ также образуются за счет активности микроорганизмов. Бактерии и зоопланктон выделяют в районах 1–3 в виде метаболитов DIP в количестве, равном соответственно 0.126–0.467 и 0.005–0.099 г P/(м<sup>3</sup> год).

Метаболические выделения  $NH_4$  бактериями, фитопланктоном и зоопланктоном составляют соответственно 0.172–0.394, 0.041–0.094 и 0.023–0.101 г N/(м<sup>3</sup> год). За счет образующейся в процессе метаболизма микроорганизмов мочевины (один из первых продуктов разложения белковых соединений) количество выделяемого  $NH_4$  в воде в районах 1–3 составляет 0.011–0.049 г N/(м<sup>3</sup> год).

Общее образование  $NH_4$  за счет внутренней трансформации БВ в водной среде в районах 1–3 составляет 0.274–0.600 г N/(м<sup>3</sup> год), а DIP – 0.131–0.566 г P/(м<sup>3</sup> год). Соотношение образующихся за счет внутренней трансформации БВ минеральных компонентов  $NH_4$  : DIP в районах 1–3 составляет 1.9 : 1, 2.1 : 1 и 1.1 : 1 соответственно.

При окислении  $NH_4$  в морской среде в районах 1–3 образуется в форме  $NO_2$  0.021–0.060 г N/(м<sup>3</sup> год), а при окислении  $NO_2$  образуется 0.010–0.038 г N/(м<sup>3</sup> год) нитратного N. На окисление  $NH_4$  в районах 1–3 расходуется соответственно 0.204, 0.110 и 0.073 г  $O_2$ /(м<sup>3</sup> год), а на окисление  $NO_2$  – 0.055, 0.026 и 0.011 г  $O_2$ /(м<sup>3</sup> год).

За счет активности микроорганизмов в морской среде непрерывно образуется детрит. Общее количество образованного PD в районах 1–3 составляет соответственно 0.634, 0.395 и 1.496 г P/(м<sup>3</sup> год), причем вклад бактерий, фито- и зоопланктона составляет соответственно 64.0–66.2, 16.2–24.6 и 11.4–19.8 %. Количество образующегося ND в указанных районах составляет соответственно 1.915, 1.383 и 3.586 г N/(м<sup>3</sup> год), при этом вклад бактерий – 29.1–35.3 %, фитопланктона – 22.3–24.4 %, зоопланктона – 42.2–48.3 %.

За год в форме SiD в морской среде в районах 1–3 создается 3.586–9.288 г Si/(м<sup>3</sup> год), и вклад бактерий, фито- и зоопланктона составляет соответственно 33.3–46.2, 14.9–20.2 и 38.9–47.9 %. Соотношение Si : N : P у образованного микроорганизмами в сумме детрита меняется в районах 1–3 в пределах 7.4 : 3.0 : 1, 9.1 : 3.5 : 1, 16.1 : 2.4 : 1. Соотношение Si : N : P у детрита, образованного за год бактериями в указанных районах, составляет 3.7 : 1.6 : 1,

6.5 : 1.8 : 1, 3.6 : 1.1 : 1, фитопланктоном – 7.3 : 3.1 : 1, 5.5 : 3.5:1, 6.1 : 3.3 : 1, зоопланктоном – 26.4 : 9.7 : 1, 31.0 : 13.0 : 1, 14.8 : 5.9 : 1 соответственно.

В районах 1–3 за счет седиментации ежегодные потери PD, ND и SiD составляют соответственно 0.001–0.012 г P/(м<sup>3</sup> год), 0.014–0.091 г N/(м<sup>3</sup> год) и 0.046–0.512 г Si/(м<sup>3</sup> год). Эти потери в десятки и сотни раз меньше образующегося в районах 1–3 за счет активности микроорганизмов детрита.

#### 2.2.4. Анализ оцененных значений биопродуктивности микроорганизмов

Формирующиеся в водной среде зависимости между химическими и биологическими переменными отражают значения БП микроорганизмов (бактерий, фито- и зоопланктона), рассчитываемые в модельных расчетах по внутренним потокам веществ в единицах C, Si, N и P. Для районов 1–3 значения БП микроорганизмов на единицу объемов воды вычислялись на каждом шаге по времени. Они суммировались, в итоге получали годовые значения БП, которые учитывали пространственно-временные отличия факторов среды, влияющие на режим круговорота БВ и формирование биомасс микроорганизмов. При обработке файла информации с расчетными значениями БП сначала определяются значения БП микроорганизмов для каждого месяца на единицу объема вод. Эти значения продукции затем пересчитывались в итоговую продукцию для каждого месяца с учетом толщины верхнего (деятельного) слоя и объема вод в этом слое. Значения для каждого месяца суммировали, и таким образом оценивалась годовая продукция для каждой группы гидробионтов в тыс. т (в единицах C, Si, N и P). Расчетные годовые значения БП гидробионтов для районов 1–3 приведены в табл. 2.5.

Значения годовой БП (на единицу объема вод) для микроорганизмов выше в районе 3, а в районе 2 – в целом ниже, как и значения внутренних потоков БВ. Исключение – значение БП для  $B_{1C}$  (БП<sub>В1С</sub>), которое в районе 2 выше, чем в районе 1. Полученные значения продукции микроорганизмов регулируются факторами среды и условиями внутреннего круговорота БВ, которые в целом и определяют режим формирования биомасс микроорганизмов, их активность в трансформации БВ и в осуществлении непрерывного круговорота БВ в морской среде.

Таблица 2.5

#### Рассчитанные с помощью гидроэкологической модели годовые значения биопродуктивности микроорганизмов в поверхностном слое в районах 1–3 в Татарском проливе

Микроорганизмы	Размерность	1	2	3
$B_{1C}$	г C/м <sup>3</sup> тыс. т C	<u>12.804</u> 18512.20	<u>13.148</u> 24299.25	<u>20.153</u> 50471.38
$B_{1Si}$	г Si/м <sup>3</sup> тыс. т Si	<u>4.396</u> 7391.27	<u>4.856</u> 8517.49	<u>9.594</u> 27436.65
$B_{1N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>2.106</u> 1766.88	<u>1.522</u> 1424.75	<u>3.383</u> 8520.35
$B_{1P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т P	<u>1.378</u> 2629.79	<u>0.909</u> 1686.64	<u>3.325</u> 9107.60

Продолжение таблицы 2.5

Микроорганизмы	Размерность	1	2	3
$F_{1Si}$	г Si/м <sup>3</sup> тыс. т Si	<u>2.902</u> 6234.20	<u>1.669</u> 3735.21	<u>4.518</u> 13310.07
$F_{1N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>0.609</u> 326.20	<u>0.495</u> 1077.87	<u>0.649</u> 1669.54
$F_{1P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т P	<u>0.297</u> 868.43	<u>0.234</u> 583.54	<u>0.588</u> 1959.32
$F_{2N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>0.641</u> 667.35	<u>0.511</u> 830.14	<u>1.327</u> 3623.71
$F_{2P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т P	<u>0.221</u> 253.32	<u>0.144</u> 230.02	<u>0.367</u> 1009.72
$F_{3N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>0.204</u> 267.23	<u>0.132</u> 98.84	<u>0.615</u> 976.09
$F_{3P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т P	<u>0.053</u> 77.10	<u>0.030</u> 29.34	<u>0.194</u> 323.93
$Z_{1Si}$	г Si/м <sup>3</sup> тыс. т Si	<u>4.854</u> 5922.28	<u>3.158</u> 3923.15	<u>9.768</u> 23223.11
$Z_{1N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>1.099</u> 1418.33	<u>0.595</u> 720.57	<u>3.037</u> 7544.63
$Z_{1P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т P	<u>0.096</u> 184.24	<u>0.017</u> 41.23	<u>0.572</u> 1742.70
$Z_{2N}$	г N/м <sup>3</sup> тыс. т N	<u>0.849</u> 984.43	<u>0.852</u> 572.37	<u>1.171</u> 1495.40
$Z_{2P}$	г P/м <sup>3</sup> тыс. т	<u>0.110</u> 1414.57	<u>0.087</u> 91.26	<u>0.239</u> 483.64

В развитии фитопланктона в Японском море в течение года наблюдаются два максимума продукции – весенний (март–май) и осенний (октябрь–декабрь), в южной части моря они фиксируются раньше, а в северной (Татарский пролив) позже [Звалинский и др., 2007]. Полученные по результатам моделирования наибольшие в течение года значения продукции фитопланктона приходятся также на указанные месяцы.

Сравним вычисленные по результатам моделирования (на основе потоков БВ) значения БП<sub>F1</sub>, БП<sub>F2</sub> и БП<sub>F3</sub> с имеющимися в литературе оценками. Для июня измеренные значения продукции фитопланктона БП<sub>ΣF</sub> составили для центральной части Японского моря 0.3–0.4 г C/(м<sup>2</sup> сут), для восточного и западного побережий – 0.5–0.8 г C/(м<sup>2</sup> сут) [Сорокин, 1974]. Вычисленные для районов 1–3 значения БП<sub>F1N</sub> составили соответственно 0.0542, 0.0162 и 0.0098 г N/(м<sup>3</sup> мес), БП<sub>F2N</sub> – 0.0879, 0.0478 и 0.0263 г N/(м<sup>3</sup> мес) и БП<sub>F3N</sub> – 0.0541, 0.0497 и 0.0284 г N/(м<sup>3</sup> мес). Для пересчета этих значений в единицы C воспользуемся стехиометрическим атомным соотношением C : Si : N : P = 106 : 23 : 16 : 1 для морского фитопланктона. Указанные значения БП для каждой группы фитопланктона умножаем на 106 (отношение C:P) и 12 (молекулярный вес C) и делим на 16 (отношение N:P), 14 (молекулярный вес N) и 30 (число дней в июне). Полученные значения умножаем на толщину верхнего слоя в июне, равную 20 м. В итоге получаем для районов 1–3 значения БП<sub>F1</sub> – 0.2052, 0.0613 и 0.0871 г C/(м<sup>2</sup> сут), БП<sub>F2</sub> – 0.3328, 0.1810 и 0.0996 г C/(м<sup>2</sup> сут) и БП<sub>F3</sub> – 0.2048, 0.1882 и 0.1075 г C/(м<sup>2</sup> сут). По этим данным пересчитанные в единицы C значения БП<sub>ΣF</sub> для районов 1–3 составляют для июня 0.7428, 0.4305 и 0.2442 г C/(м<sup>2</sup> сут), что соответствует приведенным выше экспериментальным оценкам.

Для мая, когда отмечается благоприятное сочетание влияющих на первичную продукцию факторов, измеренные значения БП<sub>ΣF</sub> в Японском море по результатам измерений со-

ставляют  $>3.5$  г С/(м<sup>2</sup> сут) [Звалинский и др., 2007]. Для районов 1–3 вычисленные в данном исследовании значения БП<sub>F1N</sub> для мая составили соответственно 0.4577, 0.0620 и 0.0291 г N/(м<sup>3</sup> мес), БП<sub>F2N</sub> – 0.3940, 0.1545 и 0.0596 г N/(м<sup>3</sup> мес) и БП<sub>F3N</sub> – 0.0012, 0.0224 и 0.0036 г N/(м<sup>3</sup> мес), а при их пересчете получены следующие значения для районов 1–3: БП<sub>F1</sub> – 1.0480, 0.9022 и 0.1239 г С/(м<sup>2</sup> сут), БП<sub>F2</sub> – 0.1420, 0.3538 и 0.0513 г С/(м<sup>2</sup> сут) и БП<sub>F3</sub> – 0.0666, 0.1365 и 0.1075 г С/(м<sup>2</sup> сут). Таким образом, суммарные значения БП<sub>ΣF</sub> для районов 1–3 для мая составляют 2.0741, 0.5471 и 0.2113 г С/(м<sup>2</sup> сут), а в целом для акватории Татарского пролива – 2.8325 г С/(м<sup>2</sup> сут), что практически совпадает с экспериментальной оценкой для мая [Звалинский и др., 2007].

В октябре–ноябре 2000 г. измеренные значения БП<sub>ΣF</sub> для северо-западной части Японского моря составляли 0.120–0.520 г С/(м<sup>2</sup> сут) [Звалинский и др., 2006]. Полученные по результатам моделирования для указанного периода и пересчитанные в единицы С значения БП<sub>ΣF</sub> для районов 1–3 составили 0.385, 0.106 и 1.800 г С/(м<sup>2</sup> сут) соответственно. Эти оценки показывают, что вследствие различий в условиях трансформации БВ в районе 3 значения БП<sub>ΣF</sub> в отдельные месяцы могут в 6–10 раз отличаться от таковых в районах 1 и 2.

В целом для Татарского пролива измеренные значения БП<sub>ΣF</sub> находятся в пределах 0.2–0.75 г С/(м<sup>2</sup> сут) [Звалинский и др., 2007]. Для сравнения с этими оценками расчетные годовые значения БП<sub>F1N</sub>, БП<sub>F2N</sub> и БП<sub>F3N</sub> (табл. 2.6) были пересчитаны в единицы С и с учетом толщины слоя фотосинтеза 20 м были получены значения БП<sub>ΣF</sub> для районов 1–3 – соответственно 0.4641, 0.3539 и 0.8058 г С/(м<sup>2</sup> сут), которые близки экспериментальным оценкам. Близость вычисленных по внутренним потокам БВ значений БП<sub>ΣF</sub> с экспериментальными оценками (табл. 2.6) свидетельствует о надежном количественном воспроизведении моделью биогидрохимических взаимодействий, характерных для изучаемого района Японского моря.

Таблица 2.6

**Сравнение значений первичной продукции, рассчитанных с помощью CNPSi-модели для Татарского пролива и измеренных аналитически в разных акваториях Японского моря (прочерк – отсутствие данных)**

Месяц	Районы Татарского пролива	Моделирование, г С/(м <sup>2</sup> ×сут)	Районы Японского моря	Измерения, г С/(м <sup>2</sup> ×сут)	Ссылка
V	Северная часть	2.074	Амурский зал.	0.227–0.604	Тихомирова, 2008  –  – Звалинский и др., 2007
	Юго-западная часть	0.547	Уссурийский зал.	0.140–1.387	
	Юго-восточная часть	0.211	–	–	
	Вся акватория	2.833	Все море	>3.5	
VI	Северная часть	0.743	Центральная часть	0.3–0.4	Сорокин, 1974  –  –
	Юго-западная часть	0.431	Восточное и западное побережье	0.5–0.8	
	Юго-восточная часть	0.244	–	–	
X–XI	Северная часть	0.385	Северо-западная часть	0.120–0.520	Звалинский и др., 2006  Звалински и др., 2007
	Юго-западная часть	0.106	–	–	
	Татарский прол.	0.354–0.806	Татарский прол.	0.200–0.750	

Значения годовой БП микроорганизмов на единицу объема вод переводились в суммарные значения продукции (в тыс. т – по С, Si, N и P) для каждого района, учитывая ежемесячные изменения объемов вод поверхностного слоя в этих районах. Объем вод района 2 выше других, поэтому значения продукции микроорганизмов получились по всем показателям выше именно в этом районе. Для районов 1 и 3 нет соответствия в значениях БП, вычисляемых в единицах N и P. Это происходит потому, что в единицах N наибольшие значения БП приходятся на месяцы, когда толщина верхнего слоя небольшая, а в единицах P – как правило, на конец осени, когда толщина прогреваемого слоя наибольшая. Следовательно, итоговые значения БП в единицах P могут быть выше значений БП, вычисленных в единицах N (табл. 2.5).

### 2.3. ОЦЕНКА АДЕКВАТНОСТИ CNPSi-МОДЕЛИ

Важное условие применения математических моделей – их адекватность изучаемому объекту или комплексу процессов, которые воспроизводятся моделью. Проверка адекватности модели – один из этапов изучения ее возможностей. Соответствие модельных расчетов изучаемому объекту (или адекватность модели) может быть установлено на основе трех критериев (или признаков) [Айзатуллин, Шамардина, 1980].

**Критерий 1.** *Совпадение данных расчетов по модели и прошлых наблюдений, на основе которых строилась и идентифицировалась модель.*

На данных для Татарского пролива модель не строилась и не идентифицировалась. Поэтому с этой точки зрения по критерию 1 адекватность модели для данного примера ее использования проверить нельзя. Однако ранее на основе ряда статистических тестов, а также прямого сравнения расчетов с широким набором экспериментальных данных была показана адекватность фосфорного и азотного блоков CNPSi-модели [Леонов, 2008].

**Критерий 2.** *Испытание модели и ее верификация (уточнение и улучшение на основе тестирования) на данных наблюдений либо прошлых, но не использованных при идентификации модели, либо новых, которых еще не было при идентификации модели.*

Модель удовлетворяет этому критерию, если дано точное описание изменения численных значений переменных без изменения параметров модели.

Приведем несколько примеров для подтверждения данного критерия:

характер сезонных изменений концентраций БВ, показанных изолиниями для Татарского пролива [Моря «СССР», 2003; 2004], соответствует значениям концентраций БВ, вычисленным с помощью CNPSi-модели;

в январе–феврале содержание суммарного органического P и DOP в поверхностном 75-м слое воды Японского моря составляло соответственно 49 и 31 мкг P/л [Мокиевская, 1958]. Эти наблюдения близки результатам моделирования: содержание указанных веществ в водах в северной части Татарского пролива по расчетам в этот период составляло соответственно 39–49 и 37–42 мкг P/л, в районе 2 – 41–50 и 37–43, а в районе 3 – 15–37 и 29–42 мкг P/л;

в развитии фитопланктона в течение года отмечено два максимума продукции весной (март–май) и осенью (октябрь–декабрь); в южной части моря они фиксируются раньше, а в северной (Татарский пролив) позже. Расчеты на модели подтверждают эти факты: наибольшие в течение года значения продукции фитопланктона приходятся также на указанные месяцы.

**Критерий 3.** *Параметры модели не меняются, но меняются условия или входные данные (начальные, синоптические, гидрохимические и другие).*

Модель удовлетворяет этому критерию, если получено совпадение с численными значениями расчетных переменных без изменения параметров модели.

Примеры, приведенные для проверки адекватности модели по критерию 2, можно также использовать и для критерия 3. Есть еще несколько косвенных результатов, по которым можно установить адекватность модели по критерию 3:

вычисленные на основе потоков веществ для отдельных месяцев (май, июнь, октябрь–ноябрь) и в целом за год интегральные параметры состояния экосистемы – значения  $BP_{F1}$ ,  $BP_{F2}$  и  $BP_{F3}$  совпадают с оценками в литературе, полученными экспериментально – с помощью  $^{14}C$ ;

суммарное годовое потребление DOP бактериями в районах 1–3 составляет соответственно 0.251, 0.182 и 0.649 г P/(м<sup>3</sup> год), и эти количества превышают принятые для этих районов начальные концентрации DOP в 6.8, 4.9 и 17.6 раза (в среднем для Татарского пролива – 9.8 раза). Данная оценка соответствует выводу [Аржанова, 1982], что в морях высоких и умеренных широт это превышение может достигать 12.5 раза и обусловлено оно регенерацией БВ.

## ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 2

Данные об объемах вод в различных частях пролива, изменениях в течение года параметров морской среды ( $T_w$ , освещенность, прозрачность воды, концентрации БВ в водах, поступающих в пролив с севера и юга) использованы в качестве исходных данных для моделирования изменения концентраций БВ и биомасс микроорганизмов в районах 1–3 Татарского пролива.

Результаты моделирования указывают на существенные отличия развития микроорганизмов в районах 1–3, потребления ими питательных веществ, выделения продуктов метаболизма и образования детрита. Как правило, в районе 3 активность процессов биотрансформации БВ выше, чем в районах 1 и 2, а в районе 1 – выше, чем в районе 2. Однако при сравнении значений годовых потоков внутренних процессов трансформации БВ обнаруживается, что в количественном отношении есть исключения. Например, в районе 2 более интенсивно, чем в районе 1, потребляется бактериями DOC и O<sub>2</sub>, а также развиваются процессы, связанные с участием B<sub>1</sub> в цикле Si; в сравнении с районами 1 и 2 в районе 3 менее значимы процессы окислительной трансформации форм N (UR до NH<sub>4</sub>, NH<sub>4</sub> до NO<sub>2</sub> и NO<sub>2</sub> до NO<sub>3</sub>). Следствие таких различий в выраженности процессов биотрансформации БВ – разные условия проявления рециклинга БВ в районах 1–3, что особенно отражается на взаимосвязях между химическими и биологическими параметрами морской среды в летне-осенний период, когда содержание большинства БВ в воде минимально.

Районы 1–3 существенно отличаются по условиям обеспечения морской среды БВ, что приводит к отличиям в развитии процессов биотрансформации БВ. Концентрация DIP и DISi во всех районах в начале года растет в районе 3, а в районах 1 и 2 их содержание практически неизменно. Это определяется концентрациями минеральных форм N, которые лимитируют развитие биомасс водорослей. Расчетные концентрации DOP в водах дальневосточных морей выше, чем в морях северо-атлантического бассейна. Содержание растворенного O<sub>2</sub> зимой высокое, с началом весны оно снижается. Наименьшее содержание O<sub>2</sub> приходится в районе 1 на середину сентября, а в районе 3 – на начало сентября.

Характерные сезонные максимумы в развитии биомасс микроорганизмов (в единицах C, Si, N и P) формируются в районах 1–3 в разные сроки. Их значения отличаются и могут смещаться во времени (в зависимости от района и от элемента, в котором выражена биомасса). Первый максимум биомасс формируется к началу весны (определяется, в основном условиями прогрева водной среды), а второй – в конце лета – начале осени (образуется вследствие круговорота БВ).

Развитие биомасс микроорганизмов (B<sub>1</sub>, F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub>, Z<sub>1</sub> и Z<sub>2</sub>) охарактеризовано вычисленными (на основе внутренних потоков веществ) ежемесячными и годовыми значениями их продукции в единицах C, Si, N, P. В районах 1–3 отношение годовой продукции бактерий к первичной продукции в единицах N составляет соответственно 1.4 : 1, 0.9 : 1 и 1.3 : 1, а в единицах P – 2.4 : 1, 2.2 : 1 и 2.8 : 1. Отношения значений годовой первичной продукции

( $BP_{F1} + BP_{F2} + BP_{F3}$ ) к годовой продукции зоопланктона ( $BP_{Z1} + BP_{Z2}$ ) в единицах N составляют соответственно – 0.75, 1.12 и 0.62, а в единицах P – 2.77, 3.92 и 1.42. Выявленные соотношения значений продукции микроорганизмов отражают отличия в воздействии факторов среды, условий формирования биогенной нагрузки и рециклинга БВ в исследованных районах Татарского пролива.

В развитии биомасс фитопланктона в течение года наблюдаются два максимума продукции – весной (март–май) и осенью (октябрь–декабрь). В южной части моря они фиксируются раньше, а в северной (Татарский пролив) позже. Результаты моделирования подтвердили эти факты.

Вычисленные на основе потоков веществ для отдельных месяцев и в целом за год значения  $BP_{F1}$ ,  $BP_{F2}$  и  $BP_{F3}$  совпадают с имеющимися в литературе оценками. Пересчитанные в единицы C значения  $BP_F$  для районов 1–3 в мае составляют 2.0741, 0.5471 и 0.2113 г C/(м<sup>2</sup> сут) и для всего Татарского пролива – 2.8325 г C/(м<sup>2</sup> сут), в июне – 0.7428, 0.4305 и 0.2442 г C/(м<sup>2</sup> сут), в октябре–ноябре – 0.385, 0.106 и 1.800 г C/(м<sup>2</sup> сут), что в целом соответствует экспериментальным оценкам. Установленное соответствие вычисленных с помощью CNPSi-модели характеристик состояния морской среды (концентраций БВ, значений первичной продукции и других критериев) экспериментальным оценкам – свидетельство адекватности модели и надежного количественного воспроизведения биогидрохимических взаимодействий компонентов, определяющих характерные свойства морской среды в данном районе Японского моря.

## ГЛАВА 3

### ОЦЕНКА ПЕРЕНОСА БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

На CNPSi-модели вычисляются изменения концентраций БВ, биомасс гидробионтов, а также для каждого месяца и за год потоки БВ, характеризующие перенос БВ водными массами через внешние границы Татарского пролива и между выделенными в нем районами 1–3. Далее в тексте при анализе полученных данных по переносу БВ первые цифры показывают их годовые значения на единицу объема вод [мг Элемента/(м<sup>3</sup> год)], а вторые (через косую черту) – на весь объем вод верхнего слоя [тыс. т Элемента/год]. Для характеристики интенсивности двустороннего горизонтального переноса БВ через внешние границы пролива, а также через границы районов 1–3 внутри пролива оценивался «чистый» результирующий перенос в виде разности между значениями привноса и выноса БВ через границы в Татарском проливе.

При анализе изменения в отдельные месяцы переносов БВ в верхнем слое отмечались те месяцы, когда перенос можно считать условно повышенным (выраженным или значимым) при его доле  $\geq 10.0\%$  по отношению к годовому переносу. Отметим, что принятое значение для характеристики выраженности процесса  $\geq 10.0\%$  численно соответствует количественной оценке опасности явления, используемого в гидрометеорологии [Руководящий документ..., 2008]. Повышенные значения выноса БВ, вычисленные на единицу объема вод и на весь объем вод верхнего слоя, в конкретные месяцы могут не совпадать, поэтому характеристика повышенного переноса БВ дается по этим составляющим отдельно.

#### 3.1. ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕНОСА БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ ЧЕРЕЗ ВНЕШНИЕ ГРАНИЦЫ ПРОЛИВА

Расчетные значения обмена веществом через внешние границы на севере и юге существенно отличаются как по интенсивности переноса, так и по обмену конкретными БВ. Следует отметить, что «чистый» (результатирующий) водообмен и перенос БВ вовсе не должны совпадать по направлению, так как концентрации БВ в отдельные периоды года могут существенно отличаться и при оценках результирующего переноса БВ за год может быть получено несоответствие направленности переносов водных масс и БВ.

При расположении БВ в ряды по возрастанию их привноса выяснено, что меняется их последовательность на левом фланге (наименьший привнос), а на правом фланге (наибольший привнос) она остается практически неизменной. Для районов 1–3 значения годового

привноса БВ через внешние границы Татарского пролива возрастают слева направо в следующем порядке:

$$\begin{aligned} \text{район 1: } & \text{DIP}^{(0.01354 / 0.019)} < \text{PD}^{(0.01424 / 0.019)} < \text{ND}^{(0.07134 / 0.095)} < \text{DOP}^{(0.09736 / 0.123)} < \\ & < \text{NH}_4^{(0.24734 / 0.313)} < \text{NO}_3^{(0.36277 / 0.446)} < \text{DON}^{(0.49862 / 0.662)} < \text{DISi}^{(1.78488 / 2.206)} < \\ & < \text{DOC}^{(3.49237 / 4.643)} < \text{O}_2^{(4.13543 / 4.839)}, \\ \text{район 2: } & \text{PD}^{(0.00993 / 0.012)} < \text{ND}^{(0.02411 / 0.029)} < \text{DIP}^{(0.09178 / 0.143)} < \text{DOP}^{(0.11211 / 0.188)} < \\ & < \text{NH}_4^{(0.16590 / 0.213)} < \text{NO}_3^{(0.19419 / 0.381)} < \text{DON}^{(0.72348 / 1.165)} < \text{DISi}^{(4.70447 / 5.873)} < \\ & < \text{DOC}^{(11.35969 / 16.590)} < \text{O}_2^{(43.43104 / 63.548)}, \\ \text{район 3: } & \text{PD}^{(0.00148 / 0.002)} < \text{ND}^{(0.00349 / 0.004)} < \text{NH}_4^{(0.01582 / 0.024)} < \text{DIP}^{(0.01895 / 0.033)} < \\ & < \text{DOP}^{(0.02157 / 0.036)} < \text{NO}_3^{(0.04539 / 0.093)} < \text{DON}^{(0.13529 / 0.223)} < \text{DISi}^{(0.75016 / 0.970)} < \\ & < \text{DOC}^{(1.91271 / 2.997)} < \text{O}_2^{(7.33941 / 11.526)}. \end{aligned}$$

Последовательность БВ в этих рядах для районов 1–3 практически не зависит от расположения внешних границ районов (на севере или на юге пролива), и поэтому эти ряды мало отличаются качественно. В левой их части располагаются минеральные и детритные компоненты P и N, привнос которых через внешние границы в районы 1–3 меньше других БВ, а в правой части расположены O<sub>2</sub>, DOC и DISi, содержание которых в природных водах, как правило, достаточно высокое.

Привнос БВ через внешние границы Татарского пролива неравномерен в течение года. В районе 1 вычисленный на единицу объема вод привнос БВ из Амурского лимана, который составляет ≥10.0 % годового их поступления, приходится на период май–август (для NO<sub>3</sub> – на май–июнь). Привнос в этот район БВ, рассчитанный на весь объем верхнего слоя, показывает повышенные значения в феврале DIP, в марте – NH<sub>4</sub> и NO<sub>3</sub>, в мае–июне – NO<sub>3</sub>, в июне–августе – DIP, NH<sub>4</sub> и DISi, в июле–августе – DOP, PD, DOC, DON, ND и O<sub>2</sub>.

Ежемесячные поступления БВ из Японского моря в район 2, вычисленные на единицу объема вод, показывают повышенные в январе значения NO<sub>3</sub>, июле – DOP, июле – сентябре – DON и DISi, июле–октябре – PD, ND, DOC, O<sub>2</sub>, августе – NO<sub>3</sub>, августе–сентябре – NH<sub>4</sub>, августе–октябре – DIP, сентябре–октябре – DOP, декабре – NO<sub>3</sub>. Вычисленные на весь объем верхнего слоя района 2 и повышенные значения в январе получены для DIP, DOP, NO<sub>3</sub> и DON, июле–сентябре – DISi, августе–сентябре – NH<sub>4</sub>, августе–октябре – PD и ND, сентябре – DON, сентябре–декабре – DOC и O<sub>2</sub>, ноябре – DON и DISi, ноябре–декабре – DIP и NO<sub>3</sub>.

Привнос БВ (на единицу объема вод) в район 3 из Японского моря повышен в январе–марте по NO<sub>3</sub>, феврале–марте – DON, DOC и O<sub>2</sub>, июне – NO<sub>3</sub>, июне–июле – DIP, DOP, PD, DON, ND, DISi, DOC и O<sub>2</sub>, июне–августе – NH<sub>4</sub>. Привнос БВ, вычисленный на весь объем верхнего слоя, показывает повышенные значения в январе–марте по NH<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, DON, DOC, O<sub>2</sub>, январе–апреле – DIP и DOP, феврале–апреле – DISi, феврале–марте – PD и ND, июне–июле – ND, июле – PD и DISi, августе – NH<sub>4</sub>.

Годовой вынос БВ через внешние границы Татарского пролива по возрастанию их значений характеризуется следующей последовательностью для районов 1–3:

$$\begin{aligned} \text{район 1: } & \text{PD}^{(0.00015 / 0.001)} < \text{ND}^{(0.00089 / 0.003)} < \text{NH}_4^{(0.00109 / 0.004)} < \text{DIP}^{(0.00160 / 0.006)} < \\ & < \text{DOP}^{(0.00200 / 0.008)} < \text{DON}^{(0.01021 / 0.036)} < \text{NO}_3^{(0.01062 / 0.041)} < \text{DISi}^{(0.03019 / 0.112)} < \\ & < \text{DOC}^{(0.13936 / 0.513)} < \text{O}_2^{(0.73435 / 2.753)}, \\ \text{район 2: } & \text{NH}_4^{(0.00317 / 0.008)} < \text{PD}^{(0.00393 / 0.008)} < \text{DIP}^{(0.01545 / 0.029)} < \\ & < \text{DOP}^{(0.01647 / 0.038)} < \text{ND}^{(0.04658 / 0.077)} < \text{NO}_3^{(0.04963 / 0.125)} < \text{DON}^{(0.24325 / 0.530)} < \\ & < \text{DISi}^{(0.49514 / 0.989)} < \text{DOC}^{(1.62580 / 3.366)} < \text{O}_2^{(12.43365 / 27.121)}, \\ \text{район 3: } & \text{NH}_4^{(0.00159 / 0.003)} < \text{PD}^{(0.00482 / 0.010)} < \text{DOP}^{(0.01395 / 0.018)} < \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} < \text{NO}_3^{(0.02504 / 0.034)} < \text{ND}^{(0.06257 / 0.112)} < \text{DIP}^{(0.15649 / 0.239)} < \text{DON}^{(0.88582 / 1.196)} < \\ < \text{DISi}^{(1.83589 / 2.580)} < \text{DOC}^{(6.52909 / 8.222)} < \text{O}_2^{(13.91407 / 17.082)}. \end{aligned}$$

Количественно годовой вынос БВ водными массами через внешние границы районов 1–3 наибольший в районе 3, а наименьший – в районе 1. Последовательность БВ, характеризующая возрастание их потерь за год, для района 1 отличается от таковых для районов 2 и 3. Качественный состав потерь БВ мало отличается для районов 2–3. Установлено соответствие в последовательности БВ: для районов 2 и 3 – на левом фланге (по первым двум БВ) и на правом фланге (по последним четырем БВ), для всех районов – на правом фланге (с 8-го по 10-е БВ). Значительно меньше за год потерь тех БВ, которые активно участвуют в процессах биотрансформации в морской среде (детритные фракции P и N, NH<sub>4</sub>, DIP и DOP). Значительно больше вынос через внешние границы районов 1–3 O<sub>2</sub>, DOC и DISi, которые характеризуются своей мобильностью (они также доминируют в привносе водными массами через внешние границы пролива в указанные районы).

Вынос БВ из района 1 в Амурский лиман водными массами не зависит от размерности его расчета и показывает повышенные значения по всем компонентам в период январь–март. Из района 2 вынос БВ водными массами в Японское море, рассчитываемый на единицу объема вод, происходит в отдельные месяцы в периоды февраль–май, а также октябрь–декабрь. В пересчете на объем вод верхнего слоя соответствующие повышенные доли выноса БВ отмечаются в феврале–апреле по DOP, NH<sub>4</sub> и NO<sub>3</sub>, марте–апреле – по DIP, DON, DISi, DOC и O<sub>2</sub>, апреле–мае – по PD и ND, октябре – по DIP и DOC, октябре–ноябре – по DON, DISi и O<sub>2</sub>, ноябре–декабре – по PD.

Вынос водными массами большинства БВ из района 3 в Японское море на единицу объема вод происходит преимущественно во вторую половину года. Значения потоков БВ, вычисленные на весь объем вод верхнего слоя, показывают, что повышенный вынос в апреле – ND, августе–сентябре – NH<sub>4</sub>, августе–ноябре – DOP, DON, DOC, NO<sub>3</sub> и O<sub>2</sub>, августе–декабре – DISi, сентябре–декабре – DIP, октябре–декабре – PD, ноябре–декабре – ND и NH<sub>4</sub>.

Значения годового «чистого» переноса БВ водными массами через внешние границы моря положительны для районов 1 и 2, по возрастанию они выстраиваются в следующем порядке:

$$\begin{aligned} \text{район 1: } & \text{DIP}^{(0.01194 / 0.013)} < \text{PD}^{(0.01409 / 0.018)} < \text{ND}^{(0.07046 / 0.091)} < \text{DOP}^{(0.09536 / 0.116)} < \\ & < \text{NH}_4^{(0.24625 / 0.309)} < \text{NO}_3^{(0.35215 / 0.404)} < \text{DON}^{(0.48841 / 0.626)} < \text{DISi}^{(1.75469 / 2.094)} < \\ & < \text{DOC}^{(3.35302 / 4.129)} < \text{O}_2^{(3.40108 / 2.086)}, \\ \text{район 2: } & \text{ND}^{(-0.02246 / -0.048)} < \text{PD}^{(0.00600 / 0.005)} < \text{DIP}^{(0.07634 / 0.115)} < \text{DOP}^{(0.09564 / 0.151)} < \\ & < \text{NO}_3^{(0.14456 / 0.256)} < \text{NH}_4^{(0.16273 / 0.205)} < \text{DON}^{(0.47923 / 0.634)} < \text{DISi}^{(4.20933 / 4.884)} < \\ & < \text{DOC}^{(9.73389 / 13.223)} < \text{O}_2^{(30.99738 / 36.426)}. \end{aligned}$$

Эти ряды фактически повторяют последовательности БВ, характеризующие годовой их привнос через внешние границы пролива. Для района 3 выделяются два самостоятельных ряда – в первом БВ располагаются по возрастанию потерь за год за счет выноса водными массами из Татарского пролива в Японское море: [PD<sup>(-0.00334 / -0.008)</sup> < ND<sup>(-0.05909 / -0.107)</sup> < DIP<sup>(-0.13753 / -0.206)</sup> < DON<sup>(-0.75053 / -0.971)</sup> < DISi<sup>(-1.08573 / -1.611)</sup> < DOC<sup>(-4.61638 / -5.225)</sup> < O<sub>2</sub><sup>(-6.57466 / -5.556)</sup>], а во втором – по возрастанию поступлений БВ, привносимых в район 3 из Японского моря [DOP<sup>(0.00762 / 0.018)</sup> < NH<sub>4</sub><sup>(0.01423 / 0.021)</sup> < NO<sub>3</sub><sup>(0.02035 / 0.058)</sup>]. Следует отметить, что точно так же соотносятся поступления этих БВ за счет переноса водных масс с юга в район 2 и с севера в район 1.

Существует неравноценность процессов двустороннего переноса БВ водными массами через указанную внешнюю границу в отдельные месяцы, которая формирует положительный (или отрицательный) годовой «чистый» перенос отдельных БВ. Например, привнос в

район 3 из Японского моря  $\text{NH}_4$  во все месяцы более значим, чем его вынос; привнос DOP и  $\text{NO}_3$  существенен только в первую половину года, а во вторую, когда в водной среде активны процессы продукции органических фракций и регенерации минеральных веществ, их вынос выше привноса. Это и объясняет положительные значения годового «чистого» переноса DOP и  $\text{NO}_3$ .

Выносы в Японское море из района 3 большей части БВ в отдельные месяцы второй половины года были более существенны, чем их привнос в первую половину года, а вынос взвешенных фракций (ND и PD) практически во все месяцы превалировал над их обратным привносом. Поэтому в этом случае имеет место отрицательный годовой «чистый» перенос БВ.

### 3.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕНОСА БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ ЧЕРЕЗ ВНУТРЕННИЕ ГРАНИЦЫ РАЙОНОВ 1–3 В ТАТАРСКОМ ПРОЛИВЕ

Значения годового привноса БВ в районы 1–3 через их границы внутри пролива возрастают в следующей последовательности:

**район 1:**  $\text{NH}_4$   $\left(\frac{0.00030}{/0.001}\right) < \text{PD} \left(\frac{0.00051}{/0.001}\right) < \text{DOP} \left(\frac{0.00331}{/0.005}\right) < \text{NO}_3 \left(\frac{0.00505}{/0.008}\right) < \text{ND} \left(\frac{0.00857}{/0.026}\right) < \text{DIP} \left(\frac{0.02642}{/0.042}\right) < \text{DON} \left(\frac{0.17333}{/0.240}\right) < \text{DISi} \left(\frac{0.33933}{/0.509}\right) < \text{DOC} \left(\frac{1.33777}{/1.887}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{2.99173}{/4.509}\right),$

**район 2:**  $\text{NH}_4$   $\left(\frac{0.01108}{/0.028}\right) < \text{PD} \left(\frac{0.02593}{/0.070}\right) < \text{DOP} \left(\frac{0.02936}{/0.068}\right) < \text{NO}_3 \left(\frac{0.10790}{/0.243}\right) < \text{DIP} \left(\frac{0.23513}{/0.627}\right) < \text{ND} \left(\frac{0.67402}{/1.735}\right) < \text{DON} \left(\frac{0.78166}{/2.043}\right) < \text{DISi} \left(\frac{2.40926}{/6.287}\right) < \text{DOC} \left(\frac{8.18620}{/20.291}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{35.3947}{/83.838}\right),$

**район 3:**  $\text{NO}_3$   $\left(\frac{0.20975}{/0.395}\right) < \text{NH}_4$   $\left(\frac{0.45241}{/0.244}\right) < \text{DOP} \left(\frac{2.16474}{/1.148}\right) < \text{PD} \left(\frac{2.61707}{/1.331}\right) < \text{DIP} \left(\frac{11.73157}{/6.013}\right) < \text{ND} \left(\frac{61.18015}{/31.171}\right) < \text{DON} \left(\frac{115.964}{/59.515}\right) < \text{DISi} \left(\frac{419.423}{/214.472}\right) < \text{DOC} \left(\frac{804.598}{/413.840}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{6731.913}{/3482.192}\right).$

Выявляются следующие соответствия в последовательности расположения БВ в представленных выше рядах: для районов 1 и 2 – на левом фланге (в расположении первых четырех БВ), для районов 2 и 3 – на правом фланге (по расположению с 5-го по 10-е БВ), а для всех районов – на правом фланге (по расположению с 7-го по 10-е БВ).

Наибольший привнос БВ, вычисленный на единицу вод верхнего слоя, в район 1 из районов 2 и 3 происходит в апреле по PD, ND и  $\text{NH}_4$  и  $\text{O}_2$ , июне–сентябре – DIP и PD, июле–сентябре –  $\text{NH}_4$ , DON, DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , августе–сентябре – DOP и  $\text{NO}_3$ . Пересчет на объем вод верхнего слоя существенно не меняет картину привноса БВ по месяцам в район 1 из районов 2 и 3: в апреле повышен привнос PD, ND,  $\text{NH}_4$ , DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , июле–сентябре – DIP, PD, DON, DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , августе–сентябре – DOP,  $\text{NH}_4$  и  $\text{NO}_3$ .

Привнос БВ в район 2 из районов 1 и 3, вычисленный на единицу объема вод верхнего слоя, повышен в январе–марте по DOP, январе–апреле –  $\text{NH}_4$  и  $\text{NO}_3$ , феврале–марте – PD, феврале–апреле – ND, DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , марте–апреле – DIP и DON, сентябре – DOP, октябре–декабре – DIP и DISi, ноябре–декабре – DON и DOC, декабре – PD.

Пересчет значений привноса БВ на объем вод верхнего слоя мало меняет особенности их транспорта водными массами в район 2 (из районов 1 и 3). Так, в январе–марте повышена доля привноса DOP, январе–апреле –  $\text{NH}_4$  и  $\text{NO}_3$ , феврале–марте – PD, феврале–апреле – ND, DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , марте–апреле – DIP и DON, ноябре–декабре – DIP, DOP, PD, DON, DISi и DOC, декабре –  $\text{NH}_4$ .

Значения привноса БВ в район 3 из районов 1 и 2 в разные месяцы неравнозначны. В октябре–декабре такой привнос вообще отсутствует, а основной привнос БВ по этому каналу происходит в июне. На единицу объема вод на этот месяц приходится 96.5–97.9 % годового привноса БВ. Вычисленные на весь объем вод верхнего слоя значения привноса БВ показывают, что на июнь приходится 90.5–96.8 % годового их поступления в район 3 из районов 1 и 2. Существенно ниже оценки привноса  $\text{NO}_3$  водными массами в район 3 из районов 1 и 2: в январе–апреле она была в пределах 13.4–21.2 % (на единицу объема вод) и 17.9–28.4 % (на весь объем вод), а в июне – 30.1 (8.1) % годового привноса в район 3.

Возрастание значений годового выноса БВ водными массами через границы районов 1–3 в Татарском проливе показано в следующих рядах:

**район 1:**  $\text{PD} \left(\frac{0.00477}{/0.015}\right) < \text{NH}_4 \left(\frac{0.00834}{/0.030}\right) < \text{DOP} \left(\frac{0.01650}{/0.059}\right) < \text{DIP} \left(\frac{0.01968}{/0.054}\right) < \text{ND} \left(\frac{0.02590}{/0.051}\right) < \text{NO}_3 \left(\frac{0.08034}{/0.207}\right) < \text{DON} \left(\frac{0.20511}{/0.602}\right) < \text{DISi} \left(\frac{0.41005}{/1.168}\right) < \text{DOC} \left(\frac{1.82988}{/5.448}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{9.51006}{/28.893}\right),$

**район 2:**  $\text{NH}_4$   $\left(\frac{0.44533}{/0.234}\right) < \text{NO}_3 \left(\frac{0.17265}{/0.306}\right) < \text{DOP} \left(\frac{2.14296}{/1.133}\right) < \text{PD} \left(\frac{2.59771}{/1.330}\right) < \text{DIP} \left(\frac{11.63627}{/6.001}\right) < \text{ND} \left(\frac{60.72115}{/31.176}\right) < \text{DON} \left(\frac{115.039}{/59.455}\right) < \text{DISi} \left(\frac{416.150}{/214.307}\right) < \text{DOC} \left(\frac{797.932}{/412.818}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{6677.849}{/3476.882}\right),$

**район 3:**  $\text{NH}_4$   $\left(\frac{0.00269}{/0.007}\right) < \text{DOP} \left(\frac{0.01547}{/0.031}\right) < \text{PD} \left(\frac{0.02157}{/0.057}\right) < \text{NO}_3 \left(\frac{0.02935}{/0.053}\right) < \text{DIP} \left(\frac{0.25130}{/0.626}\right) < \text{ND} \left(\frac{0.65664}{/1.718}\right) < \text{DON} \left(\frac{0.79406}{/1.744}\right) < \text{DISi} \left(\frac{2.41198}{/5.841}\right) < \text{DOC} \left(\frac{8.03309}{/17.774}\right) < \text{O}_2 \left(\frac{28.4605}{/65.081}\right).$

Вынос БВ наибольший в районе 2, наименьший – в районе 1. Изменения в последовательности БВ в этих рядах отмечены только на левых флангах, а последовательность шести БВ на правом фланге в этих рядах одна и та же.

Наибольшие значения выноса БВ из района 1 в районы 2 и 3, вычисленные на единицу объема вод и в пересчете на весь объем вод верхнего слоя, отмечены в основном в начале года и в конце осени – начале зимы. Показано, что в январе доминирует вынос PD, в январе–феврале – ND, январе–марте – DIP, DOP,  $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ , DISi, DOC и  $\text{O}_2$ , феврале – DON, мае – PD, ND и  $\text{O}_2$ , июне – DIP, июле – DON, ND и DISi, сентябре – DOC, сентябре–октябре – DIP, сентябре–декабре – DON, ноябре–декабре – PD, DON, ND, DOC и  $\text{O}_2$ , декабре – ND,  $\text{O}_2$  и DISi.

Значения выноса БВ водными массами из района 2 (в районы 1 и 3) практически совпадают с величинами привноса БВ в район 3 (из районов 1 и 2). В октябре–декабре вынос БВ из района 2 отсутствует, а наибольший перенос БВ имеет место в июне: на этот месяц приходится 96.5–98.4 и 94.0–97.6 % годового выноса БВ, вычисляемого соответственно на единицу объема вод и на весь объем воды верхнего слоя. Отличается от других БВ распределение по месяцам выноса  $\text{NO}_3$  водными массами из района 2 (в районы 1 и 3): доля его выноса повышена в январе, марте–апреле и июне и колеблется в указанные периоды при расчетах на единицу объема вод и на весь объем воды верхнего слоя в пределах 16.1–36.2 и 10.4–29.8 % соответственно.

Вынос БВ из района 3 в районы 1 и 2, вычисляемый в двух указанных выше размерностях, повышен преимущественно в феврале–апреле и в конце года. Так, в феврале повышен вынос DOP и  $\text{NH}_4$ , феврале–марте – PD, феврале–апреле – ND и  $\text{O}_2$ , марте–апреле – DISi, DON и DOC, апреле – DIP, августе – DON и DOC, августе–сентябре – DOP, августе–декабре –  $\text{NO}_3$ , сентябре –  $\text{NO}_3$  и DOP, октябре – DIP, ноябре – DOP и DOC, ноябре–декабре – DIP,  $\text{NH}_4$ , DON, DISi, DOP,  $\text{NO}_3$  и DOC.

Значения годового «чистого» переноса БВ водными массами внутри пролива для районов 1 и 2 отрицательны, а для района 3 – положительны. В представленных ниже рядах показана последовательность БВ в районах 1 и 2 по возрастанию значений их потерь, а для района 3 – поступлений БВ при водообмене через границы районов 1–3 внутри пролива:

$$\begin{aligned} \text{район 1: } & \text{PD}^{(-0.00426 / -0.014)} < \text{NH}_4^{(-0.00804 / -0.030)} < \text{DOP}^{(-0.01319 / -0.054)} < \text{ND}^{(-0.01733 / -0.025)} < \\ & < \text{DON}^{(-0.03178 / -0.362)} < \text{DISi}^{(-0.07072 / -0.659)} < \text{NO}_3^{(-0.07529 / -0.199)} < \text{DOC}^{(-0.49211 / -3.561)} < \\ & < \text{O}_2^{(-6.51833 / -24.384)}, \\ \text{район 2: } & \text{NO}_3^{(-0.06475 / -0.063)} < \text{NH}_4^{(-0.43425 / -0.207)} < \text{DOP}^{(-2.11360 / -1.065)} < \\ & < \text{PD}^{(-2.57178 / -1.260)} < \text{DIP}^{(-11.4014 / -5.375)} < \text{ND}^{(-60.04713 / -29.441)} < \text{DON}^{(-114.2573 / -57.412)} < \\ & < \text{DISi}^{(-413.7407 / -208.020)} < \text{DOC}^{(-789.7358 / -392.527)} < \text{O}_2^{(-6642.454 / -3393.044)}, \\ \text{район 3: } & \text{NO}_3^{(0.18040 / 0.342)} < \text{NH}_4^{(0.44972 / 0.237)} < \text{DOP}^{(2.14927 / 1.118)} < \text{PD}^{(2.59550 / 1.274)} < \\ & < \text{DIP}^{(11.48027 / 5.387)} < \text{ND}^{(60.52351 / 29.453)} < \text{DON}^{(115.16994 / 57.771)} < \text{DISi}^{(417.01102 / 208.631)} < \\ & < \text{DOC}^{(796.56491 / 396.066)} < \text{O}_2^{(6703.4525 / 417.111)}. \end{aligned}$$

На левом фланге в этих рядах сосредоточены такие фракции, как PD, NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub> и DOP, которые характеризуют ряды привноса и выноса БВ за счет водообмена через внутренние границы районов 1–3. В последовательности БВ для района 1 имеют место некоторые отличия от таковых для районов 2 и 3. Ряды БВ для районов 2 и 3 полностью совпадают, так как количественные и качественные характеристики основного выноса БВ из района 2 находятся в полном соответствии с их поступлением в район 3.

Отрицательные значения «чистого» переноса БВ, рассчитываемых в двух размерностях, в районе 1 наибольшие, как правило, в начале и в конце года, когда толщина верхнего слоя и, следовательно, объем воды в нем максимальны. В январе–феврале в районе 1 отмечены наибольшие отрицательные значения «чистого» переноса ND, январе–марте – DIP, DOP, NO<sub>3</sub>, DISi, DOC и O<sub>2</sub>, феврале – NH<sub>4</sub>, ноябре–декабре – DON и O<sub>2</sub>, декабре – PD.

Значительная доля (96.4–99.1 %) годового «чистого» переноса БВ в районе 2 приходится на июнь. В остальные месяцы абсолютные значения «чистого» переноса БВ составляют <1 % значений для июня. Исключение имеется только для «чистого» переноса NO<sub>3</sub>, значения которого для зимних месяцев по абсолютной величине находятся в пределах 5–27 % значения для июня.

Основное количество БВ поступает в район 3 из района 2, и для большинства БВ существенная часть (> 95 %) «чистого» переноса БВ приходится на июнь. Как и в районе 2, исключение имеется для «чистого» переноса NO<sub>3</sub> – его значения в январе–июле положительны, а для августа–декабря отрицательны.

### 3.3. «ЧИСТЫЙ» (РЕЗУЛЬТИРУЮЩИЙ) ГОРИЗОНТАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

Значения годового результирующего горизонтального переноса БВ водными массами через внешние границы пролива и границы районов 1–3 внутри него для районов 1 и 3 положительны, а для района 2 – отрицательны. Эти ряды по возрастанию значений привноса БВ (для районов 1 и 3) и их выноса (для района 2) можно представить так:

$$\begin{aligned} \text{район 1: } & \text{PD}^{(0.00983 / 0.004)} < \text{DIP}^{(0.01960 / 0.004)} < \text{ND}^{(0.05313 / 0.067)} < \text{DOP}^{(0.08217 / 0.062)} < \\ & < \text{NH}_4^{(0.23821 / 0.279)} < \text{NO}_3^{(0.27686 / 0.126)} < \text{DON}^{(0.45663 / 0.264)} < \text{DISi}^{(1.68397 / 1.435)} < \\ & < \text{DOC}^{(2.86090 / 0.569)} < \text{O}_2^{(-3.11725 / -22.298)}, \\ \text{район 2: } & \text{NO}_3^{(0.07981 / -0.063)} < \text{NH}_4^{(-0.27152 / -0.002)} < \text{DOP}^{(-2.01796 / -0.091)} < \text{PD}^{(-2.56578 / -1.256)} < \\ & < \text{DIP}^{(-11.32390 / -5.260)} < \text{ND}^{(-60.06959 / -77.884)} < \text{DON}^{(-113.77807 / -56.778)} < \text{DISi}^{(-409.53137 / -203.136)} < \\ & < \text{DOC}^{(-780.00191 / -379.304)} < \text{O}_2^{(-6611.4566 / -3356.618)}, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{район 3: } & \text{NO}_3^{(0.20075 / 0.342)} < \text{NH}_4^{(0.46395 / 0.258)} < \text{DOP}^{(2.15689 / 1.135)} < \text{PD}^{(2.59216 / 1.266)} < \\ & < \text{DIP}^{(11.34274 / 5.180)} < \text{ND}^{(60.46442 / -78.283)} < \text{DON}^{(114.41941 / 56.800)} < \text{DISi}^{(415.92529 / 207.020)} < \\ & < \text{DOC}^{(791.94853 / 390.841)} < \text{O}_2^{(6696.8778 / 3411.555)}. \end{aligned}$$

Эти ряды в той или иной мере повторяют последовательности БВ, характеризующие годовой «чистый» перенос БВ через внешние границы пролива и границы районов внутри него. На левом фланге ряда для района 1 расположены PD, DIP, ND и DOP – вещества, характеризующие положительную составляющую «чистого» переноса БВ через внешние границы района, а эффект отрицательной составляющей «чистого» переноса БВ через границы внутри пролива для этого района в целом не выражен. Для районов 2 и 3 значения годового результирующего «чистого» горизонтального переноса определяются в большей степени составляющими «чистого» переноса не через их внешние границы районов, а через границы этих районов в проливе. Последовательности БВ, характеризующие возрастание годовых значений «чистого» горизонтального переноса (потерь для района 2 и привноса для района 3) БВ, полностью совпадают с таковыми, характеризующими их перенос через границы этих районов в проливе.

Значения «чистого» горизонтального переноса всех БВ положительны в мае–сентябре, а в начале и в конце года они, как правило, отрицательны. Исключение для NO<sub>3</sub>: его «чистый» горизонтальный перенос в районе 1 отрицателен в январе–апреле, в остальные месяцы он положителен, а повышенные значения его переноса приходятся на май–июнь. Годовые значения «чистого» горизонтального переноса O<sub>2</sub> в районе 1 в целом отрицательны, они положительны только в июне–августе.

Основной поток годового «чистого» горизонтального переноса БВ для района 2 формируется за счет значимого их выноса в июне. В остальные месяцы количество БВ, участвующих в процессах их переноса водными массами, невелико и не создает условий их накопления в исследуемых водах Татарского пролива. Годовые значения «чистого» горизонтального переноса NO<sub>3</sub> в районе 2 в целом положительны, а отрицательные его значения отмечены в марте–апреле и в июне.

Годовые значения «чистого» горизонтального переноса всех БВ в районе 3 положительны, и они сформированы значимым привносом БВ в июне из района 2. В остальные месяцы направления переноса БВ водными массами могут менять знак, а их значения в целом остаются небольшими и не являются определяющими в их накоплении в исследуемых акваториях Татарского пролива.

### 3.4. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС БИОГЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

Особенности и интенсивность вертикального переноса БВ в каждом районе выражены по-своему, а закономерности в преобладании переноса конкретных БВ в том или ином районе по годовым значениям выявить достаточно трудно. Изменение переноса БВ по месяцам строго индивидуально и может быть как положительным, так и отрицательным. Проведем анализ полученных годовых значений вертикального переноса БВ в районах 1–3. Положительный знак означает доминирование привноса за год в верхний слой из нижнего над потерями БВ, а отрицательный – напротив, большие потери БВ в сравнении с их привносом в верхний слой.

Годовой вертикальный перенос БВ для районов 1–3 по возрастанию значений поступлений БВ (+) и их потерь (–) можно представить следующими рядами:

$$\begin{aligned} \text{район 1 (+): } & \text{PD}^{(0.00898 / 0.019)} < \text{DIP}^{(0.09063 / 0.136)} < \text{ND}^{(0.54808 / 1.114)} < \text{DISi}^{(0.59923 / 1.174)} < \\ & < \text{DON}^{(0.71532 / 1.219)} < \text{DOC}^{(2.12524 / 2.901)} < \text{NH}_4^{(6.25867 / 7.617)}, \end{aligned}$$

**район 1 (-):**  $DOP^{(-0.00765)}_{/-0.028} < NO_3^{(-0.02135)}_{/-0.080} < O_2^{(-9.02721)}_{/-16.510}$ ;

**район 2 (+):**  $PD^{(0.02752)}_{/0.044} < DIP^{(0.53867)}_{/0.976} < ND^{(3.38324)}_{/5.680} < DISi^{(3.76335)}_{/7.179} < DON^{(6.98219)}_{/12.686} < DOC^{(31.0360)}_{/57.180}$ ,

**район 2 (-):**  $NH_4^{(-0.00139)}_{/-0.007} < NO_3^{(-0.00255)}_{/-0.080} < DOP^{(-0.02712)}_{/-0.068} < O_2^{(-48.0865)}_{/-88.785}$ ;

**район 3 (+):**  $NH_4^{(0.00113)}_{/0.001} < PD^{(0.00487)}_{/0.001} < DIP^{(0.00509)}_{/0.037} < NO_3^{(0.05551)}_{/0.124} < DISi^{(0.29695)}_{/0.832} < ND^{(0.95961)}_{/1.634} < DON^{(1.37315)}_{/2.597} < DOC^{(4.29599)}_{/9.443}$ ,

**район 3 (-):**  $DOP^{(-0.00791)}_{/-0.015} < O_2^{(-14.6829)}_{/-26.254}$ .

В этих рядах выявлено определенное сходство и отличия в последовательности расположения БВ, характеризующих интенсивность их переноса по вертикали за год в районах 1–3. Несмотря на большие значения переноса по вертикали БВ в районе 2, чем в районе 1, ряды, характеризующие возрастание поступлений БВ в верхний слой в этих районах, практически идентичны, но при одном отличии – полярном расположении в этих рядах  $NH_4$ : в районе 1 – крайнее на правом фланге положительного ряда, а в районе 2 – крайнее на левом фланге отрицательного ряда. Есть определенное сходство по составу компонентов отрицательного ряда для этих районов, а также отличие присутствием  $NH_4$  (для района 2) и разной последовательностью расположения в этих рядах одних и тех же компонентов ( $DOP$ ,  $NO_3$  и  $O_2$ ). Для района 3 в отрицательном ряду, в отличие от районов 1 и 2, остаются только два компонента ( $DOP$  и  $O_2$ ), а в положительном имеется некоторое сходство с таковыми для районов 1 и 2 – присутствие на левом фланге  $PD$  и  $DIP$ , на правом –  $DON$  и  $DOC$  и одинаковое их соотношение ( $PD < DIP$ ,  $DON < DOC$ ). В средней части ряда для района 3 последовательность расположения БВ несколько отличается от таковых для районов 1 и 2.

Оценим изменения вертикального переноса БВ в разные месяцы. В районе 1 этот перенос  $DIP$  отрицателен в январе–феврале и положителен в остальную часть года, а наибольшие его значения приходятся на май–сентябрь. Значения вертикального переноса  $DOP$  отрицательны в январе–мае и сентябре–декабре (наибольшие потери – в феврале–апреле), и они положительны в июне–августе. Вертикальный перенос  $PD$  в январе–октябре положителен (наиболее интенсивен в феврале и апреле–июне), а в ноябре–декабре – отрицателен. Для  $NH_4$ ,  $DON$ ,  $ND$  и  $DISi$  значения вертикального переноса во все месяцы положительны. Наиболее значительны они по  $NH_4$  в июне–сентябре,  $DON$  – мае–августе,  $ND$  – феврале и мае–августе,  $DISi$  – мае–августе. Вертикальный перенос  $NO_3$  положителен в январе и июне–декабре (наибольший – в январе), а в феврале–мае он отрицателен (наибольшие потери – в феврале и апреле). Значения вертикального переноса  $DOC$  отрицательны в феврале–марте и положительны в остальные месяцы (при наибольших значениях переноса в мае–августе). Вертикальный перенос  $O_2$  в течение года отрицателен при наиболее интенсивных его значениях в мае–августе.

В районе 2 перенос по вертикали  $DIP$  отрицателен в январе–марте и положителен в остальной период года, а наибольшие его значения приходятся на август–октябрь. Перенос  $DOP$  отрицателен в январе–мае, в августе и в декабре (наибольшие потери – в марте–апреле), а положительные значения в остальные месяцы невелики (наибольшие они в июле). Значения вертикального переноса  $PD$  в январе–ноябре положительны (наибольшие – в марте–апреле), а в декабре – отрицательны. Вертикальный перенос  $NH_4$  отрицателен в январе–мае (наибольшие потери – в марте), а его положительные значения в остальной период года невелики. Значения вертикального переноса  $NO_3$  отрицательны в феврале–апреле (наибольшие потери – в марте) и положительны в остальные месяцы (наибольшие – в августе–сентябре). Для  $DON$ ,  $ND$  и  $DISi$  вертикальный перенос во все месяцы положителен, наибольшие его значения для  $DON$  приходятся на апрель и август–декабрь, для  $ND$  – март–апрель и июль–октябрь, для  $DISi$  – на март–апрель и август–декабрь. Вертикальный перенос  $DOC$  отрицателен в феврале и положителен в остальные месяцы (наибольший – в

июле–декабре). Значения вертикального переноса  $O_2$  в течение года отрицательны, а наибольшие его потери приходятся на июль–декабрь.

В районе 3 вертикальный перенос  $DIP$  отрицателен в январе–августе (с наибольшими потерями в феврале–марте) и положителен в сентябре–декабре (наибольший – в ноябре–декабре). Значения вертикального переноса  $DOP$  отрицательны в феврале–марте и в августе–декабре (наибольшие потери – в феврале), в остальные месяцы они положительны (но по значениям невысокие). Перенос по вертикали  $PD$  имеет небольшие отрицательные значения в феврале и в ноябре–декабре, а в остальные месяцы он положителен (наибольший – в августе).

Вертикальный перенос  $NH_4$  положителен в январе–октябре и характеризуется низкими значениями, а отрицательные значения приходятся на ноябрь–декабрь. Значения вертикального переноса  $NO_3$  отрицательны в августе–сентябре и декабре и положительны в остальные месяцы (наибольшие значения – в январе–феврале).

Для  $DON$ ,  $ND$  и  $DOC$  значения вертикального переноса во все месяцы положительны. Наиболее значительны они для  $DON$  в августе, октябре и декабре, для  $ND$  – в феврале, августе и октябре, а для  $DOC$  – мае–июне и августе–декабре. Вертикальный перенос  $DISi$  положителен в январе–июне и ноябре–декабре (наибольшие значения – в феврале и ноябре–декабре). Отрицательные его значения приходятся на июль–октябрь (наибольшие потери – в августе–октябре). Значения вертикального переноса  $O_2$  в течение года отрицательны при наибольших значениях в феврале, августе и октябре–декабре.

## ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 3

Расчеты показали, что имеются различия в расположении БВ по их возрастанию в рядах, характеризующих их привнос и вынос через внешние границы пролива и границы районов 1–3 внутри него. Последовательность БВ меняется на левом фланге (наименьший перенос), на правом фланге она неизменна. В наименьшем количестве привносятся водными массами в течение года из соседних внешних акваторий DIP, PD, ND, NH<sub>4</sub> и DOP, а за счет переноса внутри пролива – NH<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, PD и DOP.

Годовой привнос БВ через внешние границы наибольший в район 3, наименьший – в район 1. Большинство потерь БВ за год приходится на O<sub>2</sub>, DOC и DISi, которые характеризуются своей мобильностью. Меньше потерь приходится на детритные фракции P и N, NH<sub>4</sub>, DIP и DOP. Значения годового «чистого» переноса БВ водными массами через внешние границы положительны для районов 1 и 2. Выносы в Японское море из района 3 большей части БВ в отдельные месяцы второй половины года более существенны, чем их привнос в первую половину года. Здесь имеет место отрицательный «чистый» перенос БВ.

Перенос БВ через границы районов в Татарском проливе характеризуется наибольшими значениями выноса в район 2, наименьшими – в район 1 (отмечены в начале года и в конце осени – начале зимы). Основное количество БВ поступает в район 3 из района 2 (95 % «чистого» переноса приходится на июнь).

Годовые значения «чистого» результирующего горизонтального переноса БВ для района 1 в большей степени определяются водообменом через внешние границы пролива (с севера), а для районов 2 и 3 – через их внутренние границы в проливе. В сравнении с районом 1 в районах 2 и 3 в отдельные месяцы чаще встречались экстремальные значения вертикального переноса БВ. Для района 1 значения «чистого» горизонтального и вертикального переноса БВ сопоставимы, а для районов 2 и 3 горизонтальный перенос БВ намного превышает вертикальный.

В районе 1 «чистый» перенос БВ положителен во все месяцы за исключением января–апреля. Основной перенос БВ в район 2 не создает условий для их накопления в водах пролива в течение года, за исключением значимого переноса в июне. В районе 3 перенос БВ может менять знак, но его количественные показатели, как правило, невелики (исключение – привнос БВ в июне из района 2).

Интенсивность вертикального переноса БВ наибольшая в районе 2, несколько меньше она в районе 1.

## ГЛАВА 4

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ МОРСКОЙ СРЕДЫ НЕФТЯНЫМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ И ИХ БИОТРАНСФОРМАЦИИ

Необходимость изучения условий загрязнения морской среды нефтяными углеводородами/нефтепродуктами (НУ) и последующей их биотрансформации связывается с возрастающим антропогенным загрязнением морских экосистем. Для экосистемы Японского моря подобные исследования особенно актуальны в связи с тем, что увеличивающееся антропогенное воздействие и загрязнение морской среды привело к угнетению, структурным перестройкам (снижение видового разнообразия), функциональным изменениям, а в некоторых случаях и к полной деградации его прибрежных экосистем [Израэль и др., 1995].

До 1991 г. концентрации НУ в водах открытой части Японского моря были в пределах 0.02–0.04 мг/л и не превышали ПДК (0.05 мг/л). Загрязнение Японского моря происходило за счет поступления сточных вод с берега от промышленных и коммунальных предприятий, от морского транспорта и рыбодобывающего флота, потерь при перевозках нефти, за счет аварийных и эксплуатационных разливов нефтесодержащих вод с танкеров, нефтебаз, на территориях портов, сбросов льяльных и балластных вод, с речными водами. Наибольшие количества загрязнений поступают в бухту Золотой Рог и Амурский залив (соответственно 259 и 117 млн. т м<sup>3</sup> сточных вод, или 55 и 25 % общего их количества). Количество НУ, поступающих в Амурский залив, составляет, т/год: с дампингом грунта – 525, с речным стоком – 380, от транспорта – 70, с берега – 57, из атмосферы – 6 (соответственно 50.5, 37, 7, 5, 0.5 %). Основное количество (87.5 %) обеспечивается с захораниваемыми грунтами и речным стоком [Лебедева, 2001].

Отмечено высокое загрязнение шельфовых вод Сахалина, оно возрастает с юга на север. Загрязнение Татарского пролива происходит в результате сброса коммунальных и промышленных сточных вод городов, предприятий и сельскохозяйственных комплексов с западного побережья Сахалина, с речным стоком (с материка и с острова). Оцененное ежегодное поступление НУ с о. Сахалин в Татарский пролив составляет 100 т (68 % – со сточными водами населенных пунктов и предприятий). В последние годы наблюдается рост количеств НУ, выносимых в пролив реками Сахалина [Лебедева, 2001].

Хроническое загрязнение НУ акваторий наблюдается вблизи морских портов западного побережья о. Сахалин. Например, на рейде Холмска в 1991–1994 гг. отмечалось загрязнение вод по НУ до 9 ПДК [Израэль и др., 1995]. Вблизи городов Углегорск, Томари и Алек-

сандровск-Сахалинский локальные загрязнения морских вод по НУ могли временно достигать сотен ПДК [Шапоренко, 1997].

В связи с загрязненностью морской среды и с поступлением значительных количеств НУ из индустриальных районов Приморья и Японии экологическую обстановку нельзя считать благополучной и в других районах Японского моря [Немировская, 1999]. Наблюдения со спутников выявили в Татарском проливе районы с постоянными источниками загрязнения морской среды, обнаруживаемого по нефтяным пятнам [Иванов, Зятыгалова, 2007]:

- пролив Невельского, по дну которого проложен нефтепровод с о. Сахалин на материк; по нефтепроводу круглогодично идет перекачка нефти (~1.5 млн. т нефти в год); периодически случаются утечки на морской части нефтепровода;

- порт Де-Кастри с нефтехранилищами и терминалом для танкеров; с декабря 2006 г. из порта осуществляются круглогодичные перевозки нефти супертанкерами;

- г. Александровск-Сахалинский – портовый рейд, устье р. Большая Александровка; загрязнения поступают от нефтебазы и из порта;

- г. Холмск, порт, паромная переправа на материк; загрязнение от города, нефтебазы, за счет активного торгового и рыболовного судоходства; при аварии дноуглубительного судна «Христофор Колумб» 8.09.2004 г. произошел разлив мазута и дизтоплива (вылилось ~200 т НУ).

Возрастающие в последние годы масштабы разработки и эксплуатации месторождений углеводородного сырья на шельфе Сахалина усиливают интерес к современным исследованиям условий загрязнения морской среды по НУ, их перераспределению и биотрансформации при океанологических условиях, характерных для шельфовых участков Сахалина.

Одно из современных направлений исследований экологических проблем загрязнения и самоочищения морских экосистем связывается с математическим моделированием. Оно позволяет изучать комплексные условия загрязнения морской среды по НУ, их перенос и распространение, а также разложение при характерных океанологических параметрах среды обитания, в целом определяющих условия функционирования морских экосистем. Применительно к данным проблемам можно не согласиться с постулатом, сформулированным в период идеализации моделирования, что следует «моделировать не то, что есть, а то, что может быть». [Эшби, 1969]. Если речь идет об экологии и геоэкологии морской среды, то можно и нужно моделировать и то и другое, так как результаты моделирования дают возможность получения количественных оценок и ответы на многие вопросы, которые важны для понимания и объяснения тенденций изменения состояния морской среды, а также разрешения экологических проблем.

На первом этапе применение математического моделирования для исследований экологии морской среды было связано преимущественно с рассмотрением условий переноса и перераспределения НУ в пределах морских акваторий с акцентом на аварийные ситуации (нефтяные разливы). На моделях проигрывались разные сценарии аварийных ситуаций (залповый выброс, постоянные утечки НУ), развивающихся при соответствующих океанологических условиях (главным образом, учитываемые изменения в направлениях и силе ветра и течений). Для имитации условий на шельфе Сахалина на модели рассматривались ситуации загрязнения морской среды – от постоянной утечки НУ (12 720 м<sup>3</sup> за 10 сут) до аварийных (залповых) разливов нефти (>75 000 м<sup>3</sup>/сут), причем имитировались сценарии для разных участков шельфа, в разные сезоны, при разных погодных условиях [Кочергин и др., 1998; 1999]. В рамках проекта «Сахалин-1» на модели имитировали вариант аварийного разлива нефти на акватории восточного шельфа Сахалина с учетом ее поступления в течение 3–21 сут с интенсивностью 3 400 т/сут; при этом контролировалось распространение и протяженность пятна НУ, а также возможность выноса нефти и загрязнения ею береговой зоны [Патин, 2001].

При гидродинамическом моделировании процессов переноса и распространения пятна нефти, как правило, не рассматривается (или редко учитывается очень упрощенно) наиболее существенный процесс, ответственный за разрушение долгоживущей фракции НУ – ее растворенных компонентов. Речь идет о биотрансформации НУ, которая вместе с продол-

жающимся их постоянным переносом водными массами завершает процесс деградации НУ и их рассредоточение в морской среде [Немировская, 2004]. В целом эти два процесса ответственны за самоочищение морской среды, в результате которого она освобождается от избытков НУ, в том числе – антропогенного происхождения. При определении предельно допустимых нагрузок на морскую среду по НУ в первую очередь должны приниматься во внимание скорости разрушения НУ за счет биодеградации и химического окисления [Ильинский, Семенов, 2001]. Исследования показали, что в естественных условиях длительность процесса самоочищения морской среды меняется от недели до года [Патин, 2001].

Важным фактором распада НУ в морской воде служит температура воды  $T_w$ . В высоких широтах при низких  $T_w$  процессы биохимического, микробиологического и химического окисления НУ развиваются крайне медленно даже летом. При 25 °С окисление НУ проходит за 1–2 недели, при 5 °С – за полгода, а при отрицательных  $T_w$  процесс продолжается несколько десятков лет [Лебедева, 2001].

Активность присутствующей в воде микрофлоры и ее адаптация к повышенным концентрациям НУ определяют скорость биотрансформации и самоочищения морской среды [Кураков и др., 2006]. Выполненные исследования показали доминирование бактериальной трансформации НУ над химической [Матишов и др., 1997]. Влияние на этот процесс оказывают такие факторы среды обитания, как  $T_w$ , освещенность, наличие и поступление биогенных веществ (БВ), преобладающие течения, интенсивность водообмена с окружающими регионами. Эти факторы формируют в целом те океанологические условия, при которых происходит в морской среде биотрансформация НУ. Она сопровождается образованием частично окисленных продуктов деградации НУ (в частности, фенолов и кислот) [Немировская, 2004; Платпира, 1985]. Их концентрации в морской среде – косвенное свидетельство интенсивности развития биотрансформации НУ: в водах западного шельфа Сахалина (Татарский пролив) средняя концентрация фенолов составляет 20 ПДК [Кураков и др., 2006] (рыбохозяйственный норматив или ПДК на фенол составляет 0.001 мг/л [Перечень..., 1999]). На примере исследования биодеградации НУ в водах Кандалакшского залива Белого моря установлено, что наиболее активно бактериальный распад НУ происходит в поверхностном метровом горизонте, а наименее активно – в придонном слое [Ильинский, Семенов, 2001].

Специфику функционирования морской экосистемы при характерных океанологических условиях помогает выявить CNPSi-модель [Леонов, 2008], которая включает важнейшие параметры среды обитания ( $T_w$ , освещенность, прозрачность воды, биогенная нагрузка, водообмен между соседними акваториями) и химико-биологические переменные (концентрации БВ и биомасс микроорганизмов – гетеротрофных бактерий, фито- и зоопланктона).

Задача данного исследования состояла в оценке потенциального загрязнения морской среды, в получении фоновых концентраций НУ и воспроизведении условий их биотрансформации в водах Татарского пролива. Подобные исследования с помощью моделирования были ранее проведены для залива Анива (Охотское море) [Леонов, Пищальник, 2005 б] и Керченского пролива (Черное море) [Леонов, Фащук, 2006].

#### 4.1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ РАСЧЕТОВ

Как и для исследования условий трансформации БВ в водах Татарского пролива [Леонов и др., 2010], в данной работе была применена имитационная CNPSi-модель, в состав которой в качестве переменных включаются концентрация НУ и биомасса бактерий  $B_2$  [Леонов, 2008].

Для расчетов изменения концентраций НУ и биомасс  $B_2$  использован тот же набор входных данных, который применялся для моделирования трансформации БВ в Татарском проливе [Леонов и др., 2010]. Весь пролив подразделен на 3 района: 1 – северный, 2 – юго-

западный и 3 – юго-восточный (рис. 1.1). Водообмен между этими районами, а также с прилегающими морскими акваториями был оценен с помощью БОМ для двух слоев, граница между которыми в течение года в результате прогрева вод постоянно меняется [Пищальник и др., 2009]. Заложенная во входных данных информация о параметрах среды (температура, освещенность, прозрачность воды, биогенная нагрузка, речной сток, водообмен между районами 1–3 и граничащими морскими акваториями) достаточно полно характеризует океанографический режим Татарского пролива.

К сожалению, в литературе нет достаточной информации о поступлениях, содержании и распределении НУ по акватории пролива, а имеются только фрагментарные оценки [Немировская, 1999; Патин, 1997; Пищальник, 1986]. В работе [Леонов, Пищальник, 2005 б] обобщены литературные данные по скоростям поступления НУ в воды Мирового океана из характерных источников загрязнения морской среды. Нагрузка по НУ на отдельные акватории Татарского пролива оценивалась при выполнении численных экспериментов на модели с учетом имеющейся информации о характерных источниках загрязнения морской среды для разных районов Мирового океана. В результате были выбраны такие значения скоростей поступления НУ в морскую среду, при которых в воде пролива в конце лета – начале осени их содержание было в пределах 1–4 ПДК, что подтверждается литературными данными [Немировская, 1999; Патин, 2001].

#### 4.1.1. Оценка поступления нефтяных углеводородов в районы 1–3

При выполнении расчетов динамики концентраций НУ и биомасс  $B_2$  на модели для участков 1–3 Татарского пролива принимались во внимание типичные источники загрязнения морской среды (речной сток, перенос из соседних районов, естественные выделения НУ со дна и поступления НУ от морского транспорта). Загрязнение вод района 1 со стоком реки Амур, а также районов 2 и 3 при водообмене через южные границы с Японским морем в целом невелико, учитывая малые значения соотношений расход воды/объем воды для районов 1–3. Так, оцененное годовое поступление НУ в район 1 со стоком реки Амур составляет  $1.347 \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год), при колебаниях в зимние, весенние, летние и осенние месяцы соответственно в пределах  $(6.81–26.73) \times 10^{-7}$ ,  $(1.25–28.36) \times 10^{-6}$ ,  $(2.55–3.30) \times 10^{-5}$  и  $(0.85–5.75) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес).

За счет водообмена с Японским морем скорость поступления НУ в воды района 2 в отдельные месяцы составляла  $(3.49–26.13) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), или  $1.42 \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год), а района 3 –  $(0.51–4.57) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), или  $2.38 \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год). Для района 2 наивысшие скорости  $[(18.75–26.13) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес)] приходятся на период июль–октябрь, а района 3 – на март, июнь и июль  $[(3.45–4.57) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес)]. Наименьшие скорости поступления НУ из Японского моря в районы 2 и 3 Татарского пролива характерны для зимних месяцев.

В целом для районов 1–3 Татарского пролива учтена возможность суммарного загрязнения морской среды в верхнем слое за счет судоходства и морского транспорта [Айбулатов, 2005; Лебедева, 2001; Немировская, 2007], а в нижнем слое – при естественном выделении НУ из донных отложений в водную среду. В расчетах были использованы такие же значения указанных скоростей, что и для залива Анива [Леонов, Пищальник, 2005 б], которые обеспечивают ежемесячное поступление НУ в водную среду в диапазоне 0.028–0.093 г НУ/(м<sup>3</sup> мес), или 0.762 г НУ/(м<sup>3</sup> год).

Водообмен с соседними районами 2 и 3 обеспечивает ежемесячно вынос водным потоком из района 1  $(0.12–2.21) \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), или  $8.67 \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год). Обратный привнос НУ из районов 2 и 3 в район 1 меньше, он осуществляется в период апрель–октябрь и составляет  $(0.52–8.70) \times 10^{-6}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), или  $2.37 \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год).

Для района 2 потери НУ за счет выноса водными массами в соседние районы наибольшие в июне –  $1.21 \times 10^{-1}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), в июле и августе–сентябре – они меньше (соответственно  $2.99 \times 10^{-3}$  и  $(5.37–5.98) \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), а в другие месяцы эти потери невелики или их нет вовсе из-за отсутствия водообмена с соседними районами [Леонов и др., 2010]. В целом за год потери НУ в районе 2 за счет водообмена с соседними районами составляют  $1.24 \times 10^{-1}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год). Привнос НУ в район 2 водными массами из соседних районов повышен в марте–апреле –  $(1.05–1.11) \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), в остальные месяцы он составляет  $(0.08–4.85) \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), а всего этот перенос обеспечивает поступление в указанный район  $3.98 \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год).

В районе 3 потери НУ за счет выноса водными массами в соседние районы наибольшие в марте–апреле –  $(0.94–1.11) \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), в другие месяцы эти потери составляют  $(0.08–9.45) \times 10^{-5}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес), а за год –  $3.20 \times 10^{-4}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год). Водные массы в район 3 приносят из соседних районов за год  $1.25 \times 10^{-1}$  г НУ/(м<sup>3</sup> год), причем 97.5 % обеспечивается при водообмене в июне ( $1.22 \times 10^{-1}$  г НУ/(м<sup>3</sup> мес)).

С учетом меняющихся в разные месяцы объемов воды в поверхностном слое были вычислены сначала ежемесячные, а затем и годовые значения нагрузки по НУ для районов 1–3 из указанных выше источников загрязнения морской среды (табл. 4.1). Следует отметить, что эти цифры довольно условны. Нефть и ее продукты в морской среде на больших акваториях распределяются не равномерно, а концентрируются, образуя повышенные концентрации в ограниченных объемах воды [Миронов, 1985]. В течение короткого времени (в пределах нескольких суток) содержание НУ может существенно изменяться [Ильинский, Семенов, 2001]. Пересчет показателей содержания НУ на единицу объема воды в значения их общего содержания во всем объеме (как и при оценках общего поступления НУ в конкретный объем воды за определенное время) дает числа чисто теоретические, требуемые только для сравнения обсуждаемых величин. Из табл. 4.1 следует, что основное поступление НУ в водную среду в районах 1–3 обеспечивается при ее загрязнении от морского транспорта и за счет процессов естественного выделения НУ из донных осадков (1332.83–1740.06 тыс. т).

Таблица 4.1

**Расчетные значения потоков НУ, участвующих в нагрузке по НУ поверхностного слоя (числитель – г НУ/(м<sup>3</sup> год), знаменатель – тыс. т НУ/год; потоки: 1 – перенос из внешних водных объектов, 2 – вынос в соседние районы, 3 – привнос из соседних районов, 4 – загрязнение морской среды за счет судоходства и морского транспорта)**

Район	Поток			
	1*	2	3	4
1	$\frac{1.346 \times 10^{-4}}{0.1638}$	$\frac{8.670 \times 10^{-5}}{0.2002}$	$\frac{2.371 \times 10^{-5}}{0.0413}$	$\frac{7.624 \times 10^{-1}}{1740.06}$
2	$\frac{1.420 \times 10^{-4}}{0.4214}$	$\frac{1.244 \times 10^{-1}}{64.0226}$	$\frac{3.981 \times 10^{-4}}{0.8313}$	$\frac{7.624 \times 10^{-1}}{1357.69}$
3	$\frac{2.382 \times 10^{-5}}{0.0375}$	$\frac{3.200 \times 10^{-4}}{0.7089}$	$\frac{1.254 \times 10^{-1}}{64.0420}$	$\frac{7.624 \times 10^{-1}}{1332.83}$

\* Для района 1 – из реки Амур, для районов 2 и 3 – из Японского моря

## 4.2. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ И БИОМАСС БАКТЕРИЙ $B_2$

На рис. 4.1 а,б показаны изменения в течение года соответственно расчетных концентраций НУ и биомасс  $B_2$  в районах 1–3 Татарского пролива. Результаты моделирования позволяют увязать расчетные концентрации НУ как потенциального компонента загрязнения морской среды и биомасс  $B_2$  с оцененными внешними и внутренними потоками НУ при составлении их баланса и анализе условий биотрансформации веществ в водах Татарского пролива. Следует отметить, что экспериментальные исследования в целом не обнаруживают корреляции между значениями микробной минерализации НУ и содержанием НУ в акваториях северных морей [Ильинский, Семенов, 2001].

При выполнении расчетов предполагалось, что исходное содержание НУ на начало года в воде на участках 1–3 одинаковое и равно значению ПДК на НУ (0.050 мг/л). При заданных условиях поступления НУ с начала года их содержание в воде в районах 1–3 увеличивалось со скоростью  $1.509 \times 10^{-3}$ ,  $1.506 \times 10^{-3}$  и  $1.174 \times 10^{-3}$  мг НУ/(л сут) соответственно. В районе 1 возрастание концентрации НУ с начала года продолжается до 200 сут (на этот день здесь достигается концентрация НУ, равная 0.322 мг НУ/л, или 6.4 ПДК), в районе 2 – до 152 сут (0.217 мг НУ/л, или 4.3 ПДК) и в районе 3 – до 156 сут (0.223 мг НУ/л, или 4.5 ПДК).

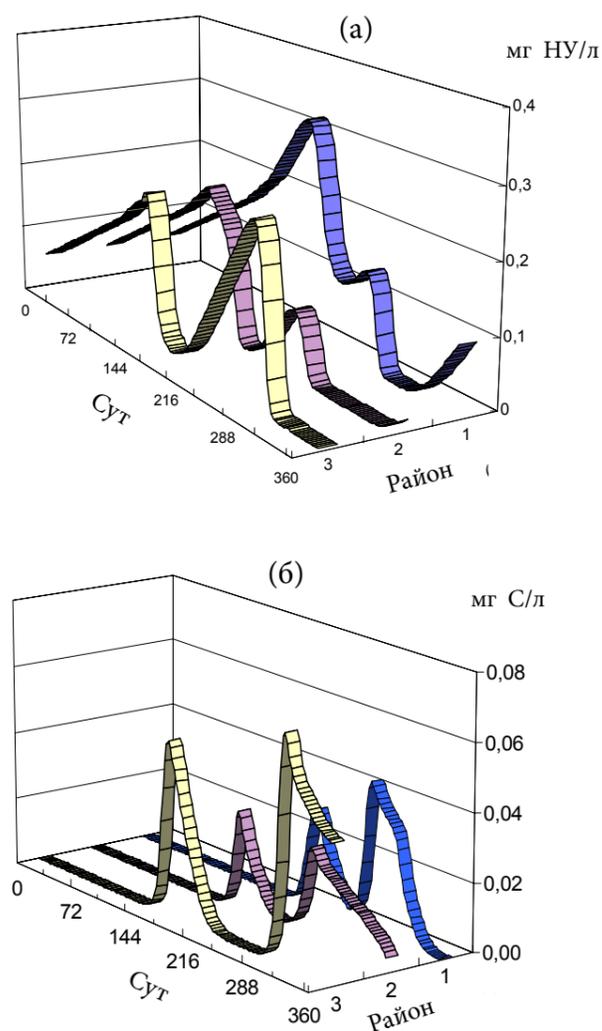


Рис. 4.1. Внутригодовая динамика расчетных концентраций НУ (а) и биомасс бактерий  $B_2$  (б) в поверхностном слое в районах 1–3 Татарского пролива

Возрастание в каждом районе концентраций НУ сменяется далее их снижением к 240, 202 и 189 сут (до 0.111, 0.009 и 0.015 мг НУ/л) соответственно в районах 1–3. В последующем в каждом районе происходит формирование второго пика концентрации НУ – сравнительно невысоких в районах 1 (на 269 сут) и 2 (на 262 сут) (соответственно 0.142 и 0.101 мг НУ/л, или 2.8 и 2.0 ПДК) и более значимых в районе 3 (на 293 сут) (0.258 мг НУ/л, или 5.2 ПДК). К середине – концу осени содержание НУ снижается до минимума – 5–6 мкг НУ/л, которое достигается в районах 1–3 соответственно к 308, 320 и 346 сут. К концу года содержание НУ остается низким в районе 3 (5.4 мкг/л), в районе 2 оно возрастает до 16.2 мкг НУ/л, а в районе 1 – до 0.101 мг НУ/л (или до 2 ПДК) (рис. 4.1 а).

Для сравнения с имеющимися в литературе оценками концентраций НУ в водах дальневосточных морей была составлена табл. 4.2, в которой приведены данные наблюдений за 1993–2005 гг.

Таблица 4.2

Содержание растворенных НУ в водах дальневосточных морей (в скобках – средние значения  $\pm$  среднеквадратичное отклонение, \* – алифатические НУ, \*\* – общая концентрация НУ).

Здесь и в табл. 4.3 подстрочное «м» – максимальная концентрация НУ

Море, район	Сезон, месяц, год	Горизонт, м	Растворенная форма НУ, мкг/л	Ссылка
1	2	3	4	5
Охотское море:				Немировская, 1997*
Сахалинский залив	Лето 1993 г.	Поверхность	6–23 (16 $\pm$ 7)	
северо-восточный шельф Сахалина				
станции 2417–2430	–    –	ПМС	574	
–    –	–    –	Поверхность	15–2172 (202 $\pm$ 548)	
станции 2431–2438	–    –	Поверхность	11–26 (19 $\pm$ 5)	
прикурильский район	–    –	ПМС	18–108 (44 $\pm$ 22)	
–    –	–    –	Поверхность	6–40 (15 $\pm$ 5)	
шельф западной части Камчатки	–    –	ПМС	30–55 (37 $\pm$ 10)	
–    –	–    –	Поверхность	12–23 (18 $\pm$ 3)	
разрез через море до шельфа Сахалина	–    –	ПМС	16–34	
–    –	–    –	Поверхность	11–23 (18 $\pm$ 6)	
северная часть шельфа Сахалина	Осень 1994 г.	Поверхность	13.5–59.9 (32.9 $\pm$ 16.8)	
–    –	–    –	22	12.4–75.1 (27.7 $\pm$ 19.7)	
Лозин	–    –	Поверхность	8.6–26.4 (20.2 $\pm$ 6.3)	
–    –	–    –	60	15.0–29.0 (21.2 $\pm$ 4.9)	
Баутин	–    –	Поверхность	15.–26.4 (20.6 $\pm$ 3.3)	
–    –	–    –	90	13.0–28.9 (19.4 $\pm$ 6.1)	
Аркутин-Даги	–    –	Поверхность	17.2–33.4 (22.8 $\pm$ 6.6)	
–    –	–    –	30	12.5–21.9 (18.3 $\pm$ 3.3)	
Берингово море	VI–VIII, 1993 г.	ПМС	25.1–122.1 (54.0)	Немировская, 1996*, 2005*
–    –	–    –	Поверхность	19.1–41.1 (28.2 $\pm$ 10.0)	
Японское море:	1988–1998 гг.			Лебедева, 2001**
бухта Золотой Рог	–    –	Поверхность	(2100–3000) <sub>м</sub> (90–200)	
северная часть Татарского пролива	–    –	Поверхность	(500–1500) <sub>м</sub> (30–290)	

Продолжение таблицы 4.2

1	2	3	4	5
рейд порта г. Александровска-Са- халинского (прибреж- ная зона)	-    -	Поверхность	(500–1590) <sub>м</sub> (30–450)	Айбулатов, 2005**
г. Александровска-Са- халинского	-    -	Поверхность	(250–1500) <sub>м</sub> (130–500)	
район г. Углегорска	-    -	Поверхность	(20–6900) <sub>м</sub> (0–1380)	
район г. Томари	-    -	Поверхность	(80–6000) <sub>м</sub> (20–120)	
район г. Чехова	-    -	Поверхность	(50–5720) <sub>м</sub> (10–160)	
район г. Холмска	-    -	Поверхность	(0–770) <sub>м</sub> (0–210)	
район г. Невельска	-    -	Поверхность	(0–530) <sub>м</sub> (0–140)	
район г. Горнозаводска	-    -	Поверхность	(0–830) <sub>м</sub> (0–390)	
Охотское море: бухта Нагаева	-    -	Поверхность	(120–830) <sub>м</sub> (60–290)	
Берингово море: бухта Авачинская	-    -	Поверхность	(300–2400) <sub>м</sub> (10–30)	
Берингово море: бухта Авачинская	2002 г.	Поверхность	(300.0) <sub>м</sub> (50.0)	Немировская, 2007*
Охотское море: восточный шельф Сахалина		Поверхность	(70.0) <sub>м</sub> (10.0)	
Японское море: бухта Золотой Рог		Поверхность	(700–7000) <sub>м</sub> (150–250)	
Амурский залив		Поверхность	(250) <sub>м</sub> (50–400)	
Татарский пролив		Поверхность	(400) <sub>м</sub> (200)	
Японское море: Амурский залив	IV, 2005 г.	Поверхность	0.0–59.3 (27.6±19.6)	
		Слой пикно- клина	(47.2±25.3)	
		Около дна	(51.9±25.5)	
Охотское море: залив Анива	IV, 2003 г. VI, 2003 г. VIII, 2003 г. X, 2003 г.	Поверхность	5–19 (7±4)	
		Поверхность	5–82 (18±17)	
		Поверхность	5–70 (12±15)	
		Поверхность	5–19 (6±3)	
Охотское море: около платформы МОЛИКПАК	VI, 1998 г.	Поверхность	7.8–73.6 (35.6±19.2)	Lishavskaya et al, 2005**
		15	12.6–110.0 (40.9±27.6)	
		Около дна	5.5–114.0 (37.1±30.8)	
	X, 1999 г.	Поверхность	12.1–27.7 (19.7±7.0)	
		15	20.2–24.6 (22.7±1.7)	
		Около дна	7.6–23.4 (14.2±5.8)	
	X, 2000 г.	Поверхность	18.8–35.9 (29.9±6.5)	
		15	15.9–26.5 (22.0±5.5)	
		Около дна	14.6–30.6 (20.7±6.2)	
	IX–X, 2001 г.	Поверхность	<2.5–31.1 (11.1±10.3)	
		15	<2.5–17.2 (7.0±5.2)	
		Около дна	<2.5–19.2 (6.6±6.3)	

Надо сказать, что сравниваемые данные по содержанию НУ в морских водах получены разными организациями, использующими различные аналитические методы определения концентраций НУ, поэтому даже для одного района оценки могут сильно различаться

[Лебедева, 2001]. Большая часть определений сделана на основе экстрагирования растворенных в воде нефтепродуктов, и в них учитывается сумма алифатических, циклических и ароматических углеводородов, которые составляют 70–90 % имеющихся в воде остатков нефти. В качестве арбитражного при определении содержания НУ принят ИК-метод, который определяет в основном концентрацию алифатических НУ [Немировская, 2004]. Поэтому в табл. 4.2 были отмечены разные способы оценки концентраций НУ. Как видно из этой таблицы, наибольшее количество измеренных современными аналитическими методами концентраций НУ имеется для разных районов Охотского моря, а для Японского моря и, в частности, для района Татарского пролива количество таких измерений в целом невелико.

Важно, что определяемые аналитически концентрации НУ не могут характеризовать их содержание в больших объемах воды, так как в естественных условиях нефть и ее продукты распределены не равномерно в морской среде, а концентрируются в локальные скопления [Миронов, 1985]. Расчетные концентрации НУ характеризуют равномерное распределение НУ в рассматриваемых объемах воды и не могут воспроизводить экстремально высокие концентрации НУ в выделенных районах, а следовательно, не могут полностью соответствовать измеренным концентрациям НУ. Тем не менее порядок полученных расчетных данных по содержанию НУ в водах Татарского пролива достаточно близок имеющимся измерениям. Сравнение показывает, что в водах Татарского пролива в целом выше расчетные концентрации НУ и шире диапазон их изменения в течение года, чем в водах залива Анива (Охотское море) [Леонов, Пищальник, 2005 б], что подтверждается данными табл. 4.2. Это связано не столько с перераспределением концентраций НУ в водах Татарского пролива, сколько с заданными условиями нагрузки по НУ на районы 1–3.

Расчетная динамика биомасс бактерий  $B_2$  в течение года на разных участках Татарского пролива отличается (рис. 4.1 б). Развитие  $B_2$  начинается раньше в районе 3 (на 118 сут), а в районах 1 и 2 соответственно на 43 и 19 сут позже. В каждом районе в течение года отмечается по два максимума биомассы бактерий  $B_2$ , однако время их достижения и значения биомасс различаются. Для характеристики условий развития биомасс  $B_2$  в районах 1–3 была оценена также динамика удельной скорости их роста  $\tau_{B_2}$  (рис. 4.2). Диапазоны значений  $\tau_{B_2}$  0–0.1, 0.1–0.2, 0.2–0.3 и >0.3 сут<sup>-1</sup> характеризуют соответственно низкую, среднюю, высокую и очень высокую окислительную активность микроорганизмов [Миронов и др., 1988].

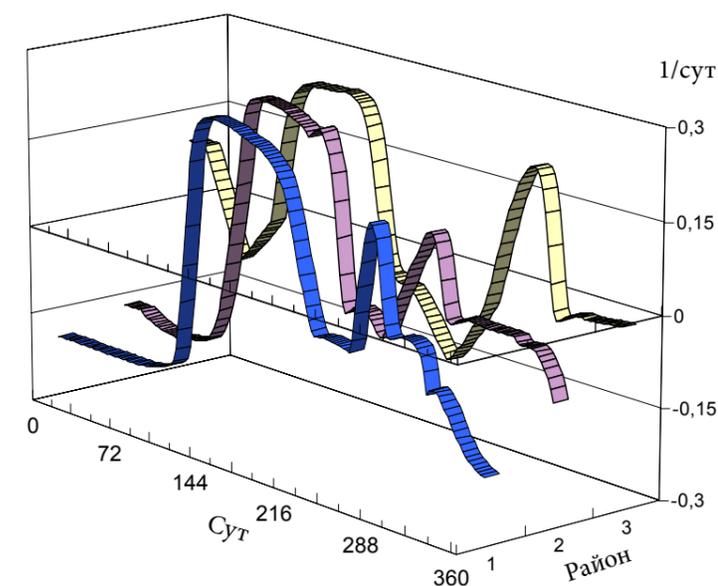


Рис. 4.2. Расчетная внутригодовая динамика удельной скорости роста биомассы бактерий  $B_2$  в поверхностном слое в районах 1–3 Татарского пролива

Первый максимум биомассы бактерий  $B_2$  в районах 1–3 приходится соответственно на 219, 190 и 173 сут (0.0291, 0.0294 и 0.0517 мг С/л). Однако максимальные значения  $\tau_{B_2}$  в указанных районах отмечаются раньше (на 140–144, 123–128 и 137–139 сут соответственно), и в разных районах эти значения одинаковы и равны  $0.252 \text{ сут}^{-1}$ , что свидетельствует о высокой окислительной активности бактерий  $B_2$  в этот период в районах 1–3 [Миронов и др., 1988].

Затем следует снижение значений биомассы  $B_2$  в районах 1–3 – соответственно к 262, 245 и 260 сут (до  $3.97 \times 10^{-3}$ ,  $2.25 \times 10^{-3}$  и  $6.40 \times 10^{-5}$  мг С/л). При снижении биомассы  $B_2$  значения  $\tau_{B_2}$  становятся отрицательными, и их минимумы приходятся на 257 сут ( $-0.061 \text{ сут}^{-1}$  в районе 1) и на 228 сут ( $-0.082$  и  $-0.144 \text{ сут}^{-1}$  в районах 2 и 3 соответственно) (рис. 4.1 б и 4.2).

Второй максимум биомассы бактерий  $B_2$  в районе 1 формируется на 286 сут (0.0436 мг С/л), в районе 2 – на 279 сут (0.0272 мг С/л) и в районе 3 – на 312 сут (0.0663 мг С/л). Повышенные значения  $\tau_{B_2}$  в районах 1–3 отмечаются на 10–14 сут раньше – соответственно на 276, 267 и 296 сут (0.158, 0.115 и  $0.213 \text{ сут}^{-1}$ ). Следует отметить, что при формировании второго максимума бактерий  $B_2$  в районах 1–2 и 3 их окислительная активность характеризуется градациями «средняя» и «высокая» соответственно.

К концу года биомасса  $B_2$  в районах 1–3 снижается до  $5.2 \times 10^{-5}$ ,  $4.49 \times 10^{-3}$  и  $4.04 \times 10^{-2}$  мг С/л, а значения  $\tau_{B_2}$  уменьшаются до  $-0.189$ ,  $-0.097$  и  $-0.003 \text{ сут}^{-1}$  соответственно. Таким образом, промежуточные значения максимумов биомасс бактерий  $B_2$  летом выше в районе 3, где отмечаются более высокие значения температуры воды, а значения их минимумов – в водах района 1, где летом температуры воды ниже, чем в районах 2 и 3 (рис. 4.2 б). Динамика в течение года показателя  $\tau_{B_2}$  отражает влияние условий среды и обеспеченности бактерий  $B_2$  субстратом питания, а также в целом их активности. Показатель  $\tau_{B_2}$  имеет отрицательные значения (рис. 4.1 б):

- в январе–апреле, когда условия среды по температуре неблагоприятны для развития  $B_2$  (в районе 1 – с начала года до 115 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.197$  до  $-0.007$  (среднее  $-0.187$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 2 – с начала года до 96 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.196$  до  $-0.009$  ( $-0.168$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 3 – от 32 до 75 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.087$  до  $-0.004$  ( $-0.047$ )  $\text{сут}^{-1}$ );

- в июне–августе, когда происходят основные колебания концентраций НУ и биомасс  $B_2$  (в районе 1 – с 221 до 260 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.061$  до  $-0.010$  ( $-0.049$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 2 – с 192 до 240 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.082$  до  $-0.001$  ( $-0.051$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 3 – от 173 до 260 сут:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.144$  до  $-0.005$  ( $-0.076$ )  $\text{сут}^{-1}$ );

- в октябре–декабре, когда активность  $B_2$  снижается вследствие ухудшения условий среды (в районе 1 – с 288 сут до конца года:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.188$  до  $-0.010$  ( $-0.088$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 2 – с 281 сут до конца года:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.097$  до  $-0.009$  ( $-0.023$ )  $\text{сут}^{-1}$ ; в районе 3 – с 312 сут до конца года:  $\tau_{B_2}$  меняется от  $-0.024$  до  $-0.003$  ( $-0.009$ )  $\text{сут}^{-1}$ ).

Потребление НУ (ПНУ) бактериями  $B_2$ , характеризующее скорость бактериального разложения НУ в поверхностном слое, показано на рис. 4.3. Оно объясняет, сколько разлагается НУ и как активно развивается этот процесс в районах 1–3. По два повышенных значения ПНУ бактериями  $B_2$  (рис. 4.3) соответствуют по времени значениям повышенных биомасс  $B_2$  в этих районах (рис. 4.1 б). В январе–апреле в водной среде практически не происходит потребления НУ бактериями  $B_2$  из-за низких  $T_w$  (в районе 1 среднемесячные  $T_w$  меняются в диапазоне  $-0.2 \div 0.8 \text{ }^\circ\text{C}$ , в районе 2 –  $0.3 \div 2.1 \text{ }^\circ\text{C}$  и в районе 3 –  $1.4 \div 3.2 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Основное количество НУ потребляется бактериями  $B_2$  в районе 1 в июле–ноябре (средняя  $T_w$  в указанные месяцы здесь составляет 9.1, 12.4, 13.2, 6.5 и  $1.9 \text{ }^\circ\text{C}$  соответственно), а в районах 2 и 3 – в июне–декабре ( $8.7\text{--}9.4$ ,  $10.5\text{--}11.9$ ,  $13.5\text{--}15.0$ ,  $11.2\text{--}12.9$ ,  $8.2\text{--}9.5$ ,  $3.6\text{--}4.9$ ,  $2.4\text{--}3.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ) [Леонов, 2008]. Также в районах 1 и 2–3 выделяются летом периоды пониженной активности бактерий  $B_2$  в отношении ПНУ – соответственно в августе и в августе–сентябре (в большей степени это выражено в районе 3), когда в воде снижается биомасса бактерий  $B_2$  (рис. 4.1 б).

Сопоставление среднемесячных значений  $T_w$  и оцененных для каждого месяца величин ПНУ бактериями  $B_2$  в районах 1–3 показано на рис. 4.4, где выделены четыре главные тенденции изменения скорости ПНУ: от мая к июлю–августу (стрелка 1), далее к августу–сентябрю (стрелка 2), затем к октябрю–ноябрю (стрелка 3) и потом к декабрю (стрелка 4). Только возрастание  $T_w$  от мая к июлю–августу в целом способствует увеличению активности бакте-

рий  $B_2$  (стрелка 1). Однако это увеличение может быть еще более значимым в отношении потребления ими НУ при большей скорости поступления НУ в воды пролива (например, как в июне в районе 3). Дальнейшее в течение года возрастание  $T_w$  не приводит к повышению активности  $B_2$ , она в последующие месяцы регулируется не значениями  $T_w$  (остается сравнительно высокой), а скоростями поступления НУ в воды пролива, значениями биомассы  $B_2$  и концентраций НУ в воде, а также соотношением биомасса  $B_2$ /концентрация НУ. Уже в августе (районы 2 и 3) – сентябре (районы 1 и 3) (стрелка 2) следует снижение значений ПНУ, когда значения биомассы бактерий  $B_2$  в водах указанных районов минимальны, а содержание НУ повышено (достигает 1–4 ПДК).

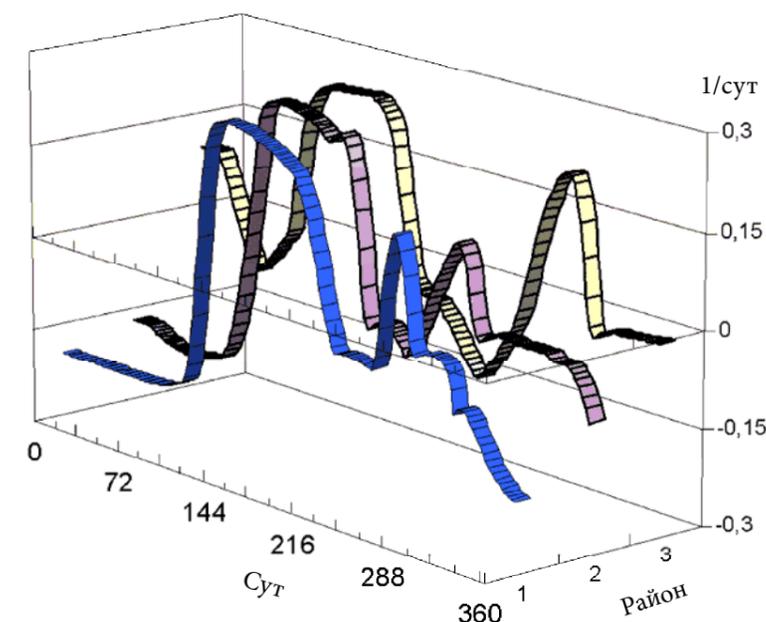


Рис. 4.3. Изменение в разные месяцы значений потребления НУ бактериями  $B_2$  в районах 1–3 Татарского пролива

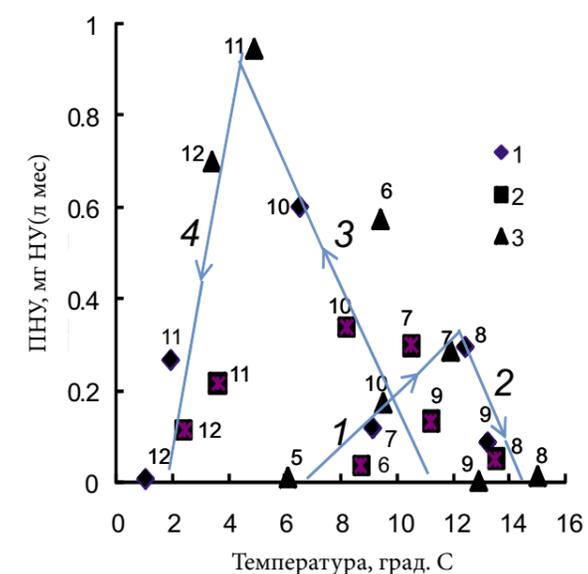


Рис. 4.4. Изменение ежемесячных значений потребления НУ бактериями  $B_2$  в зависимости от среднемесячных значений  $T_w$  в районах 1–3 Татарского пролива (стрелками 1–4 показаны тенденции внутригодового изменения  $T_w$  в водах пролива). Здесь и на рис. 4.5 – 1–3 (ромб, квадрат, треугольник) соответственно для районов 1–3

Далее в октябре происходит в целом снижение  $T_w$ , а активность  $B_2$  (или скорость ПНУ) возрастает, как показано стрелкой 3. Наивысшие скорости ПНУ бактериями  $B_2$  отмечены в районах 1 (октябрь) и 3 (ноябрь–декабрь) при сравнительно небольших  $T_w$  (соответственно 6.5 и 4.9–3.4 °C) и скоростях поступления НУ в эти районы 0.093 и 0.090–0.077 мг НУ/(л мес). В районах 1 и 3 для указанных месяцев отмечены в целом повышенные соотношения биомасса  $B_2$ /концентрация НУ: в районе 1 в октябре они достигали значений 4.33–6.09, а в районе 3 в ноябре–декабре – 6.91–8.60. В ноябре–декабре скорости ПНУ бактериями  $B_2$  остаются высокими, показывая уменьшение активности  $B_2$  к концу года, что в целом соответствует снижению  $T_w$  (стрелка 4) (рис. 4.4).

Результаты моделирования свидетельствуют о том, что при снижении  $T_w$  (при переходе от лета к осени и далее к зиме) и при достаточном поступлении в водную среду НУ потенциал окислительной активности  $B_2$  в отношении деградации НУ продолжает оставаться высоким. Это подтверждает вывод, полученный при микробиологических исследованиях акваторий северных морей, что не происходит существенного снижения НУ-окисляющей активности микрофлоры при низких  $T_w$  (даже в зимних условиях), а также при наблюдавшихся пятикратных различиях в содержании НУ.

Предполагается, что для существенных изменений активности микроорганизмов необходимо присутствие высоких концентраций НУ в течение более длительных промежутков времени (больше чем несколько суток) [Ильинский, Семенов, 2001].

Модель воспроизводит равномерное распределение концентраций НУ в морской среде. Расчетные внутренние потоки ПНУ бактериями  $B_2$ , оцениваемые для каждого месяца, пересчитывались за интервалы в сутки, чтобы была возможность сравнить полученные значения скоростей ПНУ с литературными данными. Наибольшее количество НУ потребляется бактериями в районе 1 в октябре (0.601 мг НУ/(л мес), или  $1.94 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут), в районе 2 – в июле и октябре (0.297–0.337 мг НУ/(л мес), или  $9.58 \times 10^{-3}$ – $1.09 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут) и в районе 3 – в июне, ноябре и декабре (0.572–0.945 мг НУ/(л мес), или  $(1.91$ – $3.14) \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут) (рис. 4.3). Всего за год в районах 1–3 бактерии  $B_2$  потребляют в поверхностном слое 1.379, 1.183 и 2.694 мг НУ/л (соответственно со средними скоростями  $9.01 \times 10^{-3}$ ,  $5.53 \times 10^{-3}$  и  $1.26 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут) с учетом продолжительности периода активности  $B_2$  в районах 1 и 2–3 соответственно 5 и 7 месяцев – или 153 и 214 сут).

При моделировании процессов деградации НУ в заливе Анива (он был подразделен на районы 1–5) наивысшие скорости их деградации установлены для районов 5 и 1 в июне (0.006 и 0.003 мг НУ/(л сут) при средних  $T_w$  6.5–6.7 °C), а для районов 2–4 – в июле (0.008–0.010 мг НУ/(л сут) при средних  $T_w$  9.5–10.8 °C). В целом за год в районах 1–5 бактерии  $B_2$  потребляют соответственно 0.263, 0.669, 0.673, 0.684 и 0.775 мг НУ/(л год) (или  $7.26 \times 10^{-4}$ ,  $1.83 \times 10^{-3}$ ,  $1.84 \times 10^{-3}$ ,  $1.87 \times 10^{-3}$ ,  $2.12 \times 10^{-3}$  мг НУ/(л сут) [Леонов, Пищальник, 2005 б]. Как видно, результаты моделирования показывают близкие скорости деградации НУ бактериями  $B_2$  в акваториях залива Анива и Татарского пролива.

Литературные данные по оценкам скоростей распада НУ бактериями  $B_2$ , полученные в экспериментах с водой из разных морских объектов, приведены в табл. 4.3. Оцененные в этом исследовании скорости деградации НУ бактериями  $B_2$  близки имеющимся в литературе для естественных условий. Скорости биохимического распада нефти и НУ, оцененные разными авторами, существенно различаются. Они зависят от содержания в воде разлагающейся нефти и условий среды, показывая взаимосвязь скоростей деградации НУ от  $T_w$ .

Доля окисления нефти бактериями  $B_2$  меняется от 20 до 98 (в среднем 50–60) %. Скорость распада нефти меняется от 1 до 470 мг/(л сут) при 20–25 °C [Цыбань, Симонов, 1978]. Расчетная скорость распада нефти в морской воде находится в диапазоне 35–350 г/(м<sup>3</sup> год), или 0.096–0.959 мг/(л сут) [Артюхова, Носов, 1987]. В морской среде скорость биодеградации жидкого топлива при 18 °C составляла 200 г/(м<sup>3</sup> год), или 0.548 мг/(л сут) [Aubert et al., 1969]. Выявлено достаточно активное (3–9 г/л за 6 сут, или 500–1500 мг НУ/(л сут) потребление нефти морскими бактериями  $B_2$  в воде Черного моря при 26–28 °C [Красильников и др., 1973]. В субарктических водах вблизи нефтяного терминала п. Валдез (Аляска) скорость минерализации бактериями <sup>14</sup>C-додекана (C<sub>12</sub>H<sub>26</sub>) составляла 29 нг/(л ч) (или  $0.696 \times 10^{-3}$  мг НУ/(л сут) [Ильинский, 2000].

Таблица 4.3

Оцененные экспериментально разными авторами скорости распада НУ в разных морях (в скобках – средние значения; НОБ – НУ-окисляющие бактерии; S – соленость воды; ПМС – поверхностный микрострой)

Море, район	НУ, характеристика условий в водной среде	Скорость разложения НУ		Ссылка
		оригинальная размерность	пересчет оригинальных значений в мг НУ/(л сут)	
1	2	3	4	5
Черное море: нефтяная гавань Одесского порта	Февраль 1972 г. Вода из ПМС 1–2 см. Культивирование бактерий при $T_w = 26$ – $28$ °C. Н-алканы (от додекана до эйкозана). Биомасса НОБ 3.42–8.82 г/л	3–9 г/л за 6 сут	500–1500	Красильников и др. [1973]
Белое море: кутовая часть Кандалакшского залива	Март (гидрологическая зима). Распад октадекана при $T_w = -2$ ... $+2$ °C на 0–64 м. НУ в воде = $<10$ – $110$ (24) мкг/л. Концентрация, мкг-ат/л: PO <sub>4</sub> -P=0.17–0.69; NO <sub>3</sub> -N=0.66–2.26; Si=0.59–3.55. S <sub>w</sub> =13.92–27.30 (24.26) <sup>0/∞</sup>	25–57 (44) нг/(л ч)	$0.6 \times 10^{-3}$ – $1.37 \times 10^{-3}$ ( $1.06 \times 10^{-3}$ )	Ильинский, Семенов, 2001; Ильинский, 2000
Южный океан: район Антарктиды, о. Кинг-Джордж	Август (лето). Распад октадекана при $T_w = 4.5$ – $15.0$ °C на 0–61 м	42–90 (64) нг/(л ч)	$1.01 \times 10^{-3}$ – $2.16 \times 10^{-3}$ ( $1.54 \times 10^{-3}$ )	
	Март–октябрь. Распад н-алканов в ПМС, 0–100 м при $T_w = -1.18$ – $1.28$ °C и S = 33.87–34.19‰. Хл. <sub>ка</sub> = 0.07–1.40 мкг/л. НУ в ПМС = 35, на 1 м = 3 мкг/л. Концентрация, мкг-ат/л: PO <sub>4</sub> -P = 1.56–2.25; NO <sub>3</sub> -N = 18.9–27.7; O <sub>2</sub> = 662–717. Численность НОБ в воде, кл/л = 10 <sup>4</sup> (октябрь)–10 <sup>6</sup> (апрель).	2–16 (6) нг/(л ч)	$0.01 \times 10^{-3}$ – $0.38 \times 10^{-3}$ ( $0.14 \times 10^{-3}$ )	

1	2	3	4	5
Карское море: прибрежная зона (прол. Югорский шар, внешний и внутренний рейд п. Амдерма)	Сентябрь–октябрь. Распад октадекана при $T_w = 2.0-5.5$ °C и $S_w = 28.13-30.95\%$ на 0 м. НУ в воде = 37–260 (127) мкг/л. Концентрация, мкг-ат/л: $PO_4-P=0.02-0.23$ ; $NO_3-N < 0.03-0.11$ ; $Si=9.6-28.6$ (вблизи устья) и 4.3 (в проливе). Численность НОБ в воде = $2.7 \times 10^2 - 3.0 \times 10^5$ кл/л	13–29 (23) нг/(л ч)	$0.31 \times 10^{-3} - 0.70 \times 10^{-3}$ ( $0.55 \times 10^{-3}$ )	
Каспийское море: северная часть	Весна 2001 г. Распад дизельного топлива на 107 станциях ( $h=5.5-21.6$ м). Горизонты: подповерхностный $\{T_w=11.19-19.3\}$ °C; численность НОБ – 6–350 (104) тыс. кл/мл, $O_2=10.28-10.82$ мг $O_2$ /л} и придонный $\{T_w=7.7-17.1\}$ °C; численность НОБ – 0.1–300 (74) тыс. кл/мл, $O_2=9.62-9.93$ мг $O_2$ /л}; $S_w = 1.7-14.7$ (9.2) ‰	$0.3_m - 0.9_m$ (0.1–0.4) мг/(л сут)	$0.3_m - 0.9_m$ (0.1 – 0.4)	Куликова, 2002
Охотское море: северо-восточная часть о. Сахалин (Пильтун-Астохское месторождение НУ)	Распад $^{14}C$ -октадекана. Октябрь 1988 г. Численность НОБ в воде: максимальная $2.7 \times 10^4$ кл/л, средняя $5.3 \times 10^3$ кл/л Июль 1989 г. Численность НОБ в воде: максимальная $1.7 \times 10^4$ кл/л, средняя $2.9 \times 10^3$ кл/л Август 1990 г. Численность НОБ в воде: максимальная $5.0 \times 10^2$ кл/л, средняя $4.2 \times 10^1$ кл/л	$0.83_m$ , (0.18) мг/(м <sup>3</sup> с) $0.57_m$ , (0.10) мг/(м <sup>3</sup> с) $0.02_m$ , (0.001) мг/(м <sup>3</sup> с)	$71.7_m$ (15.6) $49.3_m$ (8.4) $1.5_m$ (0.1)	Мансуров и др., 2004

Биодеградация нефти после аварии танкера «Амоко Кадис» в Северном море в толще морской воды при 10 °C составляла 10 г/(м<sup>3</sup> год), или 0.0274 мг/(л сут) [Миронов, 1985]. При отсутствии нефтяного загрязнения выявленный потенциал самоочищения вод северо-восточной части о. Сахалин от НУ был крайне низок – не превышал 1 мкг НУ/(л сут) [Мансуров и др., 2004], и он был таким же низким, как в арктических и субарктических морях [Ильинский, 2000; Ильинский, Семенов, 2001]. При наличии нефтяного загрязнения в водах северо-восточной части о. Сахалин интенсивность окисления НУ клетками бактерий составляла в среднем в августе, июле и октябре соответственно 0.001, 0.1 и 0.18 мг/(м<sup>3</sup> с) (или 0.086, 8.4 и 15.6 мг НУ/(л сут) [Мансуров и др., 2004].

Естественная деградация НУ отражает общее количество использованного микроорганизмами НУ и примерно равна утроенной величине естественной их минерализации. Для исследованного района Карского моря среднее значение естественной деградации НУ оценено равным 54 нг/(л ч), или  $1.296 \times 10^{-3}$  мг НУ/(л сут) [Ильинский, Семенов, 2001]. Согласно экспериментальным оценкам, выполненным в морях полярных широт, осенью за сутки бактериями окисляется только ~1 % присутствующих в воде НУ. Из них 1/3 полностью минерализуется до  $CO_2$  и  $H_2O$ , а основная масса загрязнений выносятся в открытые морские акватории, накапливаясь в воде и донных осадках или попадая в атмосферу при испарении. Явное превышение поступления НУ над их биодеградацией создает условия хронического загрязнения морей высоких широт. Основная часть НУ в водах Центральной Арктики удаляется путем выветривания и переноса с водой и льдом. Однако эти процессы едва ли можно отнести к механизмам естественного очищения морской среды, поскольку их следствием является не разрушение, а лишь перераспределение поступающих НУ и возникновение новых миграционных потоков НУ [Ильинский, Семенов, 2001].

В качестве показателя окислительной активности бактерий  $B_2$  и их потенциальной способности к окислению НУ используются значения биохимического потребления кислорода (БПК), а именно – величина БПК на окисление 1 мг НУ. В зависимости от условий проведения экспериментов, а также типа изучаемых НУ разными авторами получен достаточно большой разброс оценок расхода  $O_2$  на окисление НУ. На полное окисление 1 мг НУ (до  $CO_2$  и  $H_2O$ ) требуется от 3 до 4 мг  $O_2$ , а меньшее количество  $O_2$  расходуется, когда определенная доля С переходит в микробную биомассу [Цыбань, Симонов, 1978]. При экспериментальном изучении окисления 64 видов нефти обогащенными культурами бактерий было получено, что 1 мг  $O_2$  окисляет от 0.5 до 1.4 мг нефти [Zobell, Prokop, 1966]. В воде из волжских водохранилищ 1 мг  $O_2$  окислял от 1 до 3 мг различных НУ [Марголина, 1989]. В каспийской воде на окисление 1 мг апшеронской нефти расходовалось 0.4 мг  $O_2$ , а в азовской воде на окисление 1 мг дизельного топлива – 0.65 мг  $O_2$  [Затучная, Бакум, 1978].

При моделировании условий загрязнения морской среды по НУ и их деградации в воде Каркинитского зал. (Черное море) было установлено, что при зимнем и весеннем попадании НУ в морскую среду их активный распад приходится на июнь–июль (при этом на окисление 1 мг НУ расходуется 2.93–3.24 мг  $O_2$ ), при летнем – на июль (2.04–3.47 мг  $O_2$ ), при осеннем – на ноябрь–декабрь (2.78–2.94 мг  $O_2$ ) и на май–июнь следующего года (3.02–3.42 мг  $O_2$ ) [Леонов, Фащук, 2006].

На рис. 4.5 показана полученная строго линейная зависимость ежемесячных значений БПК от ПНУ бактериями  $B_2$ , характеризующая в целом состояние загрязнения морской среды НУ и их деградации в районах 1–3 Татарского пролива. Таким образом, при океанографических условиях, имеющих место в Татарском проливе, на окисление 1 мг НУ требуется 2.815 мг  $O_2$ , что близко теоретическим значениям [Цыбань, Симонов, 1978] и оценкам, полученным с помощью математического моделирования для других морских экосистем [Леонов, Фащук, 2006].

Взаимосвязь между химическими и биологическими переменными состояния морской среды характеризуют значения биопродуктивности (БП) конкретной группы микроорганизмов. Значения БП учитывают пространственно-временные изменения факторов среды, влияющих на условия формирования биомасс микроорганизмов. Для бактерий  $B_2$  значения их БП вычислялись сначала для каждого месяца на единицу объема вод верхнего слоя

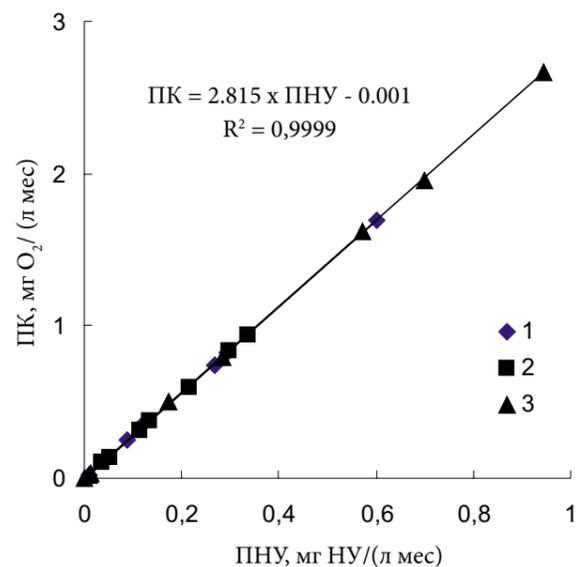


Рис. 4.5. Зависимость изменений ежемесячных значений ПК и ПНУ бактериями  $B_2$  в водах районов 1–3 Татарского пролива

(в г  $C/(m^3$  мес), а затем пересчитывались в общую БП для каждого месяца с учетом толщины верхнего слоя (в тыс. т  $C/мес$ ). Годовые значения БП получали суммированием значений для каждого месяца. Для районов 1–3 Татарского пролива значения БП бактерий  $B_2$  приведены в табл. 4.4. Отметим, что значения БП бактерий  $B_2$  более чем на порядок ниже БП гетеротрофных бактерий (у них выше скорости потребления субстратов питания) в исследованных районах Татарского пролива [Леонов и др., 2010].

Таблица 4.4

Расчетные значения продукции бактерий  $B_2$  в районах 1–3 Татарского пролива (числитель – г  $C/(m^3$  мес) и г  $C/(m^3$  год); знаменатель – тыс. т  $C/мес$  и тыс. т  $C/год$ )

Район	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль
1	0 0	0 0	0 0	0 0	$\frac{3.00 \times 10^{-7}}{0}$	$\frac{5.70 \times 10^{-4}}{0.44}$	$\frac{0.2166}{250.83}$
2	0 0	0 0	0 0	$\frac{5.10 \times 10^{-8}}{0}$	$\frac{1.19 \times 10^{-4}}{0.04}$	$\frac{0.0658}{33.45}$	$\frac{0.5908}{450.22}$
3	$\frac{2.00 \times 10^{-9}}{0}$	$\frac{2.00 \times 10^{-9}}{0}$	$\frac{7.00 \times 10^{-9}}{9}$	$\frac{6.88 \times 10^{-6}}{0}$	$\frac{0.0152}{4.80}$	$\frac{1.1046}{556.74}$	$\frac{0.6056}{457.86}$
Район	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За год	–
1	$\frac{0.6026}{697.80}$	$\frac{0.1741}{336.02}$	$\frac{1.1787}{2274.71}$	$\frac{0.5626}{2171.64}$	$\frac{0.0227}{87.73}$	$\frac{2.7581}{5819.17}$	–
2	$\frac{0.1113}{84.79}$	$\frac{0.2462}{312.64}$	$\frac{0.6769}{859.62}$	$\frac{0.4347}{1656.17}$	$\frac{0.2355}{897.20}$	$\frac{2.3612}{4294.13}$	–
3	$\frac{0.0309}{23.35}$	$\frac{0.0021}{2.63}$	$\frac{0.3061}{385.71}$	$\frac{1.8777}{7098.12}$	$\frac{1.4046}{5309.67}$	$\frac{5.3460}{13838.88}$	–

В каждом районе в течение года отмечено по два максимума значений БП бактерий  $B_2$ , 1–3 приходится на август и октябрь (0.603 и 1.179 г  $C/(m^3$  мес) соответственно), в районе 2 – на июль и октябрь (0.591 и 0.677 г  $C/(m^3$  мес) соответственно), в районе 3 – на июнь и ноябрь–декабрь (1.105 и 1.878–1.405 г  $C/(m^3$  мес) соответственно). Толщина верхнего слоя, определяемая либо условиями стратификации вод (лето), либо вертикальным их перемешиванием (осень–зима), в районах 1–3 наибольшая в октябре–декабре. Поэтому пересчитанные значения БП в единицах тыс. т  $C/мес$  получаются наибольшими именно для периода октябрь–декабрь: в районе 1 они приходятся на октябрь–ноябрь (2274.71–2171.64 тыс. т  $C/мес$ ), в районе 2 – на ноябрь (1656.17) и в районе 3 – на ноябрь–декабрь (7098.12 и 5309.67 тыс. т  $C/мес$ ). Годовое значение БП бактерий  $B_2$  в целом выше в районе 3 – 5.346 г  $C/(m^3$  год), или 13838.88 тыс. т  $C/год$ , в районах 1 и 2 они составляют 2.758 и 2.361 г  $C/(m^3$  год), или 5819.17 и 4294.13 тыс. т  $C/год$  соответственно.

Полученные данные показывают, что распределение концентраций НУ, биомасс бактерий  $B_2$  и показателей их окислительной активности в водах Татарского пролива, как и распределение БВ [Леонов и др., 2010], неоднородно и зависит не столько от условий перераспределения химических и биологических компонентов водными массами, сколько от условий поступления веществ и вовлечения их в оборот сообществом водных микроорганизмов. Результаты моделирования свидетельствуют о значимой роли живого вещества в биотрансформации как БВ, так и компонентов загрязнения морской среды. В количественном отношении эти процессы изучены еще недостаточно, поэтому крайне желательно проведение регулярных наблюдений для уточнения ряда сведений и получения количественной информации о поступлении, перераспределении и присутствии БВ и НУ в водах Татарского пролива.

## ВЫВОДЫ К ГЛАВЕ 4

С помощью гидроэкологической модели оценены потенциальное загрязнение морских вод по НУ и одновременно их распад при учете параметров среды, достаточно полно характеризующих океанологический режим в районах 1–3 Татарского пролива. Нагрузка по НУ на районы 1–3 оценивалась в численных экспериментах на модели. Были подобраны такие значения скоростей поступления НУ в водную среду, при которых итоговое их содержание в конце лета – начале осени было в разных районах в пределах 1–4 ПДК, что подтверждается наблюдениями.

Ежемесячное загрязнение морских вод по НУ в районе 1 со стоком Амура и в районах 2–3 за счет водообмена на юге с граничащими районами Японского моря невелико, учитывая низкие значения соотношений расход воды/объем воды в районах 1–3. Основное количество НУ поступает в поверхностный и подповерхностный слои соответственно при загрязнении вод отходами морского транспорта и при естественном выделении НУ из донных осадков в водную среду (по 0.762 г НУ/(м<sup>3</sup> год), или 1332.83–1740.06 тыс. т НУ/год).

С начала года содержание НУ в водах районов 1–3 увеличивается от 0.05 мг НУ/л со скоростями  $1.509 \times 10^{-3}$ ,  $1.506 \times 10^{-3}$  и  $1.174 \times 10^{-3}$  мг НУ/(л сут) соответственно до 200, 152 и 156 сут. К этому времени содержание НУ превышает значение ПДК в районах 1–3 соответственно в 6.4, 4.3 и 4.5 раза. Затем происходит снижение концентраций НУ в районах 1–3 соответственно до 0.111, 0.009 и 0.015 мг НУ/л (к 240, 202 и 189 сут), после чего начинается формирование второго в году максимума концентраций НУ. В районах 1 и 2 он достигается к 269 и 262 сут (соответственно 0.142 и 0.101 мг НУ/л), а в районе 3 – на 293 сут (0.258 мг НУ/л). К 308–346 сут содержание НУ в районах 1–3 снижается до 5–6 мкг НУ/л, и до конца года оно остается таким низким в районе 3, а в районах 2 и 1 возрастает – соответственно до 0.0162 и 0.101 мг НУ/л.

Развитие биомасс бактерий  $B_2$  начинается в районе 3 со 118 сут, а в районах 1 и 2 соответственно на 43 и 19 сут позднее. В течение года в водах районов 1–3 образуется по два максимума биомасс бактерий  $B_2$ . Первый отмечается в указанных районах соответственно на 219, 190 и 173 сут (0.0291, 0.0294 и 0.0517 мг С/л), а значения их удельной скорости роста  $\tau_{B_2}$  0.252 сут<sup>-1</sup> свидетельствуют о высокой окислительной активности бактерий  $B_2$ . Образование второго максимума биомасс бактерий  $B_2$  в районах 1–3 приходится соответственно на 286, 279 и 312 сут (0.0436, 0.0272 и 0.0663 мг С/л). Повышенные значения  $\tau_{B_2}$  в сравнении с максимумами биомасс  $B_2$  в районах 1–3 отмечаются на 10–14 сут раньше – соответственно на 276, 267 и 296 сут (0.158, 0.115 и 0.213 сут<sup>-1</sup>). Окислительная активность бактерий  $B_2$  при формировании их второго максимума в районах 1–2 и 3 характеризуется грациями «средняя» и «высокая» соответственно.

Значения ПНУ бактериями  $B_2$  характеризуют их окислительную активность. Выявленные два повышенных значения ПНУ бактериями  $B_2$  соответствуют по времени максимумам биомасс  $B_2$  в районах 1–3. В январе–апреле практически нет потребления НУ бактериями

$B_2$  из-за низких  $T_w$ . В районе 1 основное ПНУ бактериями  $B_2$  происходит в июле–ноябре, а в районах 2 и 3 – в июне–декабре. В районах 1 и 2–3 при снижении биомассы бактерий  $B_2$  соответственно в августе и в августе–сентябре выделяются периоды пониженной активности бактерий  $B_2$  в отношении ПНУ.

Выделены тенденции изменения скорости ПНУ в зависимости от среднемесячных значений  $T_w$  в водах районов 1–3. Активность бактерий  $B_2$  в зависимости от  $T_w$  возрастает только от мая к июлю–августу, к августу–сентябрю она снижается; затем к октябрю–ноябрю, когда  $T_w$  снижается, ПНУ возрастает и уменьшается к концу года при общем снижении  $T_w$ . Наибольшие скорости ПНУ бактериями  $B_2$  получены для районов 1 (октябрь) и 3 (ноябрь–декабрь) (соответственно при  $T_w = 6.5$  и  $4.9-3.4$  °С). В эти месяцы отмечены сравнительно высокие скорости поступления НУ в акватории 1 (0.093 мг НУ/(л мес), или 0.003 мг НУ/(л сут) и 3 (0.090–0.077 мг НУ/(л мес), или 0.003–0.0025 мг НУ/(л сут).

Наибольшее ПНУ бактериями  $B_2$  в районе 1 приходится на октябрь (0.601 мг НУ/(л мес), или  $1.94 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут), в районе 2 – на июль и октябрь (0.297–0.337 мг НУ/(л мес), или  $9.58 \times 10^{-3}$ – $1.09 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут) и в районе 3 – на июнь, ноябрь и декабрь (0.572–0.945 мг НУ/(л мес), или  $(1.91-3.14) \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут). За год бактерии  $B_2$  в районах 1–3 потребляют в поверхностном слое 1.379, 1.183 и 2.694 мг НУ/л, что соответствует средним скоростям  $9.01 \times 10^{-3}$ ,  $5.53 \times 10^{-3}$  и  $1.26 \times 10^{-2}$  мг НУ/(л сут) (учитывая продолжительность активности  $B_2$  в районах 1 и 2–3 – 5 и 7 месяцев, или 153 и 214 сут).

Значения БПК бактериями  $B_2$  использованы в качестве дополнительного критерия их окислительной активности. Для океанографических условий Татарского пролива и заданного режима загрязнения его водной среды по НУ оцененное количество  $O_2$ , требуемое на окисление 1 мг НУ, составляет 2.815 мг  $O_2$ .

В исследованных районах Татарского пролива оцененные значения БП бактерий  $B_2$  более чем на порядок ниже БП гетеротрофных бактерий. Отмечено по два максимума значений БП бактерий  $B_2$ , которые приходятся в районе 1 на август и октябрь (0.603 и 1.179 г С/(м<sup>3</sup> мес) соответственно), в районе 2 – на июль и октябрь (0.591 и 0.677 г С/(м<sup>3</sup> мес) соответственно), в районе 3 – на июнь и ноябрь–декабрь (1.105 и 1.878–1.405 г С/(м<sup>3</sup> мес) соответственно).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработка усовершенствованной методологии, основанной на последовательном применении нескольких математических моделей (электронных инструментов обобщения океанологических данных), для исследования условий функционирования морских акваторий на шельфе Сахалина началась с изучения пролива Лаперуза и залива Анива. Эти исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (гранты 00-05-64188, 03-05-64505, 06-05-96016-р\_восток\_a, 09-05-13510-оф\_ц) и Научной школы Минобрнауки (грант НШ-43.76.2006.5).

В проведенном исследовании Татарского пролива впервые в полном объеме продемонстрированы возможности этой методологии для изучения функциональных изменений в данной акватории с применением трех электронных инструментов: ГИС «Сахалинский шельф» (восстановление динамики годового хода параметров морской среды), океанической модели Бергенского университета, БОМ (восстановление пространственно-временного распределения  $T_w$  и  $S_w$  морской воды, расчеты циркуляции водных масс и параметров водообмена через внешние границы пролива и внутри него – между выделенными районами 1–3 в проливе) и гидроэкологической CNPSi-модели (расчет внутригодовой динамики концентраций соединений биогенных элементов, биомасс микроорганизмов, оценка их биогидрохимической активности и биопродуктивности, внутренних потоков биогенных веществ, их поступления в морскую среду из внешних источников). В частности, с помощью усовершенствованной методологии удалось проанализировать внутригодовые изменения в экосистеме пролива динамических характеристик водных масс, концентраций биотических химико-биологических компонентов и абиотических источников вещества, что значительно расширило наши представления о процессах, протекающих в морской среде.

Особенности выявленной динамики годового хода  $T_w$  и  $S_w$  в Татарском проливе заключаются в следующем:

- несмотря на значительную меридиональную протяженность пролива, максимум  $T_w$  на всей его акватории наступает практически одновременно (30 августа  $\pm 2$  сут). Данный факт обусловлен различиями скорости прогрева поверхностных вод в северной и южной частях пролива;
- на средних океанографических станциях отчетливо выражена асимметрия внутригодового хода  $T_w$  (накопление тепла в поверхностных слоях происходит медленнее, чем его отдача в атмосферу);
- осенний минимум  $S_w$  (конец октября–начало ноября), обусловленный сбросом в пролив распресненных амурских вод, не обнаруживается к югу от 48° с.ш. В северной части пролива в среднем понижение  $S_w$  на поверхности составляет 4 ‰.

В течение года в Татарском проливе проявляется отчетливо выраженная вертикальная стратификация движения вод. Граница между слоями в северной и южной частях пролива располагается на глубинах 30–50 м и 150–300 м соответственно. Наиболее существенная

перестройка горизонтальной циркуляции вод характерна для северной части пролива: в холодную половину года здесь в верхнем слое движение вод имеет антициклоническую направленность с горизонтальными скоростями  $\sim 0.1$ – $0.2$  см/с (в середине зимы, возможно, распространяется до дна), а в придонных слоях – циклоническую. В теплую половину года направление циркуляции вод в слоях изменяется на противоположное. В южной глубоководной части пролива в течение года смены направления движения вод в слоях не происходит: для верхнего слоя характерна общая циклоническая, а для нижнего – антициклоническая направленность общей циркуляции вод.

Наибольшие значения меридиональных составляющих скоростей наблюдаются в зоне Цусимского течения в августе (5.5 см/с). Максимальные скорости вертикальных движений вод (восходящие – апвеллинг ( $>15 \times 10^{-3}$  см/с) вдоль азиатского побережья к югу от м. Сюркум и нисходящие – даунвеллинг ( $>15 \times 10^{-3}$  см/с) в районе м. Слепиковского) также характерны для теплого периода года. Причиной образования апвеллинга является летний муссон, который создает устойчивый вдольбереговой поток ветра и формирует направленный от берега экмановский перенос вод в поверхностном слое и, как следствие, одностороннюю дивергенцию вод в узкой прибрежной зоне. Области постоянного подъема вод (обусловленные рельефом дна) наблюдаются в районе о. Монерон, а также в центральной части пролива на траверзе м. Ламанон, где заканчивается глубоководный желоб.

При значительных расходах воды в вершине устьевой области Амура летом через узкий пролив Невельского вся масса амурской воды пройти не может, поэтому значительная ее доля следует в Сахалинский залив через более широкую северную часть Амурского лимана. Зимой речной сток уменьшается  $\sim$  в 15 раз. Вместе с тем данные моделирования показывают, что в течение года результирующий расход вод через северную границу Татарского пролива осуществляется преимущественно с севера на юг и составляет в декабре–марте 0.1–12.7 (среднее 4), а в мае–сентябре – 27.3–128.1 (среднее 77.7) км<sup>3</sup>/мес.

Расчеты на гидроэкологической CNPSi-модели показали, что выделенные в Татарском проливе районы 1–3 существенно отличаются по условиям обеспечения морской среды БВ, что отражается на развитии процессов их биотрансформации. Общий вынос водами реки Амур взвешенного вещества в Амурской лиман гораздо выше, чем растворенного вещества. Амур выносит 50 % взвеси дальневосточных морей России. При поступлении амурских вод в Сахалинский залив содержание взвеси уменьшается в 3.5 раза, а в Татарский пролив – в 10 раз. Привнос БВ в морскую среду с атмосферными осадками и с речными водами Сахалина в целом невелик.

Моделирование позволило оценить динамику гетеротрофных бактерий  $B_1$ , фитопланктона  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$ , зоопланктона  $Z_1$  и  $Z_2$  в единицах C, N, P и Si. Формирование биомасс микроорганизмов и биотрансформация ими веществ регулируется факторами среды обитания. Оценено влияние микроорганизмов на изменение в водной среде концентраций БВ за счет их метаболических выделений и образования детрита.

Показано соответствие сравниваемых значений биопродуктивности фитопланктона, оцененных по внутренним потокам БВ по результатам расчетов на CNPSi-модели в Татарском проливе, и результатов непосредственных измерений первичной продукции в разных районах Японского моря. Соответствие вычисленных концентраций БВ и значений биопродуктивности фитопланктона экспериментальным оценкам – характеристика адекватности CNPSi-модели, которая в качестве инструмента может применяться для изучения экологических процессов в шельфовых водах Сахалина.

Годовые значения «чистого» результирующего горизонтального переноса БВ для района 1 в большей степени определяются водообменом через внешние границы пролива (с севера), а для районов 2 и 3 – через их внутренние границы в проливе. В сравнении с районом 1 в районах 2 и 3 в отдельные месяцы чаще встречались экстремальные значения вертикального переноса БВ. Для района 1 значения «чистого» горизонтального и вертикального переноса БВ сопоставимы, а для районов 2 и 3 горизонтальный перенос БВ намного превышает вертикальный.

С помощью гидроэкологической CNPSi-модели оценено также потенциальное загрязнение морских вод по НУ и одновременно их распад при учете параметров среды, достаточно полно характеризующих океанологический режим в районах 1–3 Татарского пролива.

Типичными источниками загрязнения вод Татарского пролива НУ служит речной сток, перенос из соседних акваторий, естественные выделения со дна и поступления НУ от морского транспорта. В районе 1 – существенный привнос НУ в течение года со стоком реки Амур. За счет водообмена с Японским морем НУ поступают в районы 2 и 3 (наибольшие скорости для района 2 приходятся на июль–октябрь, а для района 3 – на март–июль). Моделирование динамики НУ и биомасс бактерий  $B_2$  показало, что наибольшее количество их потребляется бактериями в районе 1 в октябре, в районе 2 – в июле и октябре и в районе 3 – в июне, ноябре и декабре. Результаты моделирования указывают на значимость роли живого вещества в биотрансформации как биогенных веществ, так и компонентов загрязнения морской среды.

Подобного рода детальные исследования условий функционирования экосистем в ближайшем будущем планируется выполнить во всех районах сахалинского шельфа. В настоящее время производятся модельные расчеты по оценке циркуляции водных масс в заливе Терпения и в прилегающих к нему акваториях, а также на северо-восточном шельфе острова. Анализ этих районов будет выполнен совместно, поскольку экосистемы обоих участков тесно связаны между собой и изменение гидрологических условий в одном из них имеет определенные последствия для другого. Завершит весь этап исследований повторный анализ пролива Лаперуза, с которого в 2002 г. и начиналась разработка предлагаемого методологического подхода. Но теперь эти исследования будут выполнены на качественно новом уровне, с учетом количественных оценок потоков веществ на его границах. Данная методология является примером инновационного подхода к выполнению экологических исследований на морских акваториях и может быть эффективно применена для оценки условий функционирования экосистем на всех морях, омывающих берега России.

Разработка морских нефтегазовых месторождений в суровых климатических условиях сахалинского шельфа (например, ледовый режим Сахалинского залива сравним с арктическим) является пионерной для России. Результаты моделирования во многом позволяют понять механизмы взаимосвязи отдельных районов шельфа и более эффективно разрабатывать стратегию и тактику работ в чрезвычайных ситуациях. Другой аспект данного исследования имеет образовательные цели. В Сахалинском государственном университете проводится обучение специалистов основам моделирования на базе факультета природных ресурсов и нефтегазового дела. Для курса лекций «Моделирование природных процессов» специально подготовлены и изданы учебные пособия [Леонов, 2008; Пищальник, Бобков, 2008]. Студенты изучают теоретические основы моделирования и на практике приобретают навыки работы с описанными выше электронными инструментами. Поэтому вполне естественно, что впервые работа выходит в свет в издательстве Сахалинского университета.

Совершенно очевидно, что исследования морских экосистем, основанные на применении математических моделей и электронных инструментов обобщения океанологических данных, будут связаны с совершенствованием имеющихся моделей. Это обусловлено быстрыми темпами развития средств вычислительной техники и аппарата прикладной математики, что приводит к интенсификации и ускорению процессов разработки и усовершенствования имеющихся математических моделей, в том числе и моделей, описывающих состояние морских экосистем. Это в свою очередь должно найти отражение в развитии тех отраслей знаний, в которых происходит систематизация полученной новой информации о состоянии морских водоемов и изучаются возможности комплексного управления внутриводоемными процессами. Математическое моделирование в этой связи должно рассматриваться в качестве важнейшего технологического инструмента системного анализа для изучения и понимания процессов, формирующих природу морской среды. Разработка, построение, использование и совершенствование математических моделей в ближайшие годы получат такое же развитие на основе существующих знаний, как и средства вычислительной техники.

Также очевидно, что для продуктивного участия в этом процессе и реализации планов океанологических исследований на акваториях, прилегающих к Сахалину, факультету природных ресурсов и нефтегазового дела СахГУ потребуется выделение специальных финансовых средств для долгосрочных исследований и для привлечения к данным исследованиям высококвалифицированных специалистов – программистов, специалистов по современным продуктивным программам обработки информации и графического отображения результатов моделирования, океанологов, гидрохимиков, гидробиологов и других. Осуществление указанных выше исследований и получение с их помощью новых количественных сведений об экологии морских акваторий создадут необходимый фундамент научных знаний о природе океана, который будет востребован, доступен и использован специалистами в течение многих лет. СахГУ в этих исследованиях должен проявить свои лидерские качества, поскольку его специалисты впервые участвуют в научных разработках на таком высоком уровне и именно в стенах СахГУ готовят специалистов, которые в будущем смогут подобные океанологические исследования активно продолжать, развивать и совершенствовать.

*Авторы выражают искреннюю признательность своим коллегам – В. А. Шустину (СКБ САМИ ДВО РАН) за полезные обсуждения результатов моделирования, а также О. В. Чичериной (ИО РАН) за техническую помощь в подготовке материалов к публикации.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов, Н. А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии / Н. А. Айбулатов. – М.: Наука, 2005. – 364 с.
2. Айзатуллин, Т. А. Математическое моделирование экосистем континентальных водотоков и водоемов / Т. А. Айзатуллин, И. П. Шамардина // Итоги науки и техники. Сер. «Общая экология. Биоценология. Гидробиология». – М.: ВИНТИ, 1980. – С. 154–228.
3. Аникиев, В. В. Оценка влияния динамического режима вод и седиментационного барьера на распределение и баланс взвешенного вещества в эстуарии р. Амур – Охотском и Японском морях / В. В. Аникиев, О. В. Дударев // ДАН СССР. – 1991. – Т. 316. – № 5. – С. 1223–1226.
4. Аникиев, В. В. Факторы, определяющие мезомасштабную изменчивость распределения взвешенного вещества и химических элементов в водах эстуария р. Амур – Охотское море / В. В. Аникиев, О. В. Дударев, Г. М. Колесов и др. // Геохимия. 2001. – № 1. – С. 71–94.
5. Аннин, В. К. Роль абиотических факторов в распределении бентосных фораминифер в Татарском проливе / В. К. Аннин // Океанология. – 2002. – Т. 42. – № 4. – С. 551–554.
6. Аржанова, Н. В. Регенерация биогенных элементов при бактериальном распаде органического вещества отмершего планктона в Атлантическом океане / Н. В. Аржанова // Условия среды и биопродуктивность моря. – М.: Пищевая пром-сть, 1982. – С. 7–15.
7. Артюхова, В. И. Деградация нефти в море / В. И. Артюхова, В. Н. Носов // Теоретическая экология. – М.: изд-во МГУ, 1987. – С. 55–70.
8. Архипкин, В. С. Особенности структуры и динамики прибрежного апвеллинга в Каспийском море / В. С. Архипкин // Каспийское море. Структура и динамика вод. – М.: Наука, 1990. – С. 61–74.
9. Архипкин, В. С. Океанология. Физические свойства морской воды / В. С. Архипкин, С. А. Добролюбов. – М.: МАКС Пресс, 2005. – 216 с.
10. Беликов, В. Е. Водный режим как фактор руслоформирования (на примере рек Сахалина) / В. Е. Беликов, Н. И. Католиква // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 1. – С. 90–97.
11. Будаева, В. Д. Циркуляция вод в Татарском проливе и ее сезонная изменчивость / В. Д. Будаева, В. Г. Макаров, С. Н. Булгаков // Тр. ДВНИИ. – 1981. – Вып. 83. – С. 35–43.
12. Будаева, В. Д. Опыт применения модели Иошида для расчета вертикальной циркуляции вод в некоторых районах шельфовой зоны острова Сахалин / В. Д. Будаева, Г. Ю. Харитоновна // Тр. ДВНИИ. – 1980. – Вып. 86. – С. 119–126.
13. Веселова, Л. Е. Особенности годового хода температуры воды на поверхности в южной части Охотского моря / Л. Е. Веселова // Тр. ДВНИГМИ. – 1975. – Вып. 50. – С. 38–56.
14. Гордеев, В. В. Средний химический состав взвесей рек мира и питание океанов речным осадочным материалом / В. В. Гордеев // ДАН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 1. – С. 225–228.
15. Дальневосточные моря России. Кн. 1. Океанологические исследования. – М.: Наука, 2007. – 660 с.
16. Дальневосточные моря России. Кн. 2. Исследования морских экосистем и биоресурсов. – М.: Наука, 2007. – 699 с.
17. Данченков, М. А. Непериодические течения / М. А. Данченков // Гидрометеорология и гидрохимия морей. – Т. VIII: Японское море. – Вып. 1. – СПб.: Гидрометеоздат, 2003. – С. 313–326.
18. Дьяков, Б. С. Межгодовая изменчивость циркуляции вод в Татарском проливе / Б. С. Дьяков // Изв. ТИНРО, 2006 а. – Т. 144. – С. 281–299.
19. Дьяков, Б. С. О циркуляции вод в Татарском проливе в весеннее время / Б. С. Дьяков // Изв. ТИНРО, 2006 а. – Т. 146. – С. 205–212 а.
20. Затучная, Б. М. Процессы окисления нефти и нефтепродуктов в морской воде в умеренных широтах / Б. М. Затучная, Т. А. Бакум // Тр. ГОИН. – 1978. – Вып. 128. – С. 57–69.
21. Звалинский, В. И. Хлорофилл, замедленная флуоресценция и первичная продукция в северо-западной части Японского моря / В. И. Звалинский, В. Б. Лобанов, С. П. Захарков, П. Я. Тищенко // Океанология. – 2006. – Т. 46. – № 1. – С. 27–37.
22. Звалинский, В. И. Параметры первичной продукции северо-западной части Японского моря / В. И. Звалинский, В. Б. Лобанов, П. Я. Тищенко // Дальневосточные моря России. Кн. 2. – М.: Наука, 2007. – С. 443–462.
23. Иванов, А. В. Лесные пожары и многолетняя изменчивость химического состава атмосферных осадков и снежного покрова / А. В. Иванов, Н. П. Кашин // Гидрохим. матер. – 1989. – Т. ХСV. – С. 3–14.
24. Иванов, А. Ю. Картографирование пленочных загрязнений моря с использованием космической радиолокации и географических информационных систем / А. Ю. Иванов, В. В. Затыгалова // Исследования Земли из космоса. – 2007. – № 6. – С. 46–63.
25. Израэль, Ю. А. Современное состояние экосистем морей Российской Федерации / Ю. А. Израэль, А. В. Цыбань, Г. В. Панов и др. // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 9. – С. 6–21.
26. Ильинский, В. В. Гетеротрофный бактериопланктон: экология и роль в процессах естественного самоочищения среды от нефтяных загрязнений: автореф. дис. ... докт. биол. наук / В. В. Ильинский. – М.: МГУ, 2000. – 54 с.
27. Ильинский, В. В. Распространение и активность углеродородокисляющих бактерий в центральном полярном бассейне, Карском и Белом морях / В. В. Ильинский, М. Н. Семенов // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: Науч. мир, 2001. – С. 364–373.
28. Истошин, Ю. В. Японское море / Ю. В. Истошин. – М.: Географгиз, 1959. – 77 с.
29. Каськова, В. О. Сезонная динамика концентрации нефтепродуктов и численности нефтеокисляющих микроорганизмов прибрежной зоны залива Анива / В. О. Каськова, А. В. Полтева, Е. М. Латковская // Тр. СахНИРО. – 2005. – Т. 7. – С. 375–384.
30. Клитин, А. К. Камчатский краб у берегов Сахалина и Курильских островов: биология, распределение и функциональная структура ареала / А. К. Клитин. – М.: Нац. рыбные ресурсы, 2003. – 253 с.
31. Козловский, В. Б. Некоторые особенности динамики вод устьевой области Амура / В. Б. Козловский. – Тр. ГОИН. 1978. – Вып. 152. – С. 93–99.
32. Козловский, В. Б. Возможные изменения динамики вод Амурского лимана в результате антропогенного влияния / В. Б. Козловский. – Тр. ГОИН. 1980. – Вып. 159. – С. 41–48.
33. Кочергин, И. Е. О технологии моделирования нефтяных разливов на восточном шельфе Сахалина в рамках проведения оценки их воздействия на окружающую среду / И. Е. Кочергин, А. А. Богдановский, В. Д. Будаева и др. // Сб. науч. тр. ДВНИГМИ. – Владивосток: Дальнаука, 1998. – Вып. 1. – С. 171–183.
34. Кочергин, И. Е. Характеристики вероятных сценариев разлива нефти для сахалинского шельфа по результатам моделирования / И. Е. Кочергин, А. А. Богдановский, В. Ф. Мишуков // Сб. науч. тр. ДВНИГМИ. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – Вып. 2. – С. 218–229.
35. Красильников, И. А. Усвоение нормальных алканов сырой нефти морскими бактериями / И. А. Красильников, А. В. Цыбань, Т. В. Коронелли // Океанология. – 1973. – Т. XIII. – Вып. 5. – С. 877–882.

36. Куликова, И. Ю. О самоочищении северного Каспия от нефтяного загрязнения / И. Ю. Куликова // Биология внутренних вод: проблемы экологии и биоразнообразия. – Борок, 2002. – С. 124–131.
37. Кураков, А. В. Биоиндикация и реабилитация экосистем при нефтяных загрязнениях / А. В. Кураков, В. В. Ильинский, С. В. Котелевцев, А. П. Садчиков. – М.: Графикон, 2006. – 336 с.
38. Лебедева, Е. С. Загрязнение шельфа морей России / Е. С. Лебедева // Геоэкология шельфа и морей России. – М.: Ноосфера, 2001. – С. 289–328.
39. Левшина, С. И. Динамика органического вещества в водах Амура в районе крупных городов / С. И. Левшина // География и природные ресурсы. – 2005. – № 4. – С. 42–47.
40. Левшина, С. И. Гумусовые кислоты в речных водах Приамурья / С. И. Левшина // География и природные ресурсы. – 2006. – № 2. – С. 101–105.
41. Левшина, С. И. Содержание и динамика органического вещества в водах Амура и Сунгари / С. И. Левшина // География и природные ресурсы. – 2007. – № 2. – С. 44–51.
42. Левшина, С. И. Растворенное и взвешенное органическое вещество вод Амура и Сунгари / С. И. Левшина // Вод. ресурсы. – 2008. – Т. 35. – № 6. – С. 745–753.
43. Леонов, А. В. Биогидрохимическая модель трансформации органогенных веществ и ее использование для расчета первичной продукции в экосистеме Охотского моря / А. В. Леонов, В. В. Сапожников // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 143–166.
44. Леонов, А. В. Биотрансформация органогенных веществ в водах залива Анива: оценка с помощью математического моделирования / А. В. Леонов, В. М. Пищальник // Вод. ресурсы. – 2005 а. – Т. 32. – № 5. – С. 558–574.
45. Леонов А. В. Биотрансформация нефтяных углеводородов в водах залива Анива: оценка с помощью математического моделирования / А. В. Леонов, В. М. Пищальник // Вод. ресурсы. – 2005 б. – Т. 32. – № 6. – С. 712–726.
46. Леонов, А. В. Моделирование природных процессов на основе имитационной гидроэкологической модели трансформации соединений С, N, P, Si / А. В. Леонов. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2008. – 168 с.
47. Леонов, А. В. Трансформация биогенных веществ в водах Татарского пролива (Японское море): анализ результатов математического моделирования / А. В. Леонов, В. М. Пищальник, О. В. Чичерина // Вод. ресурсы. – 2010. – Т. 37. – № 1. – С. 35–59.
48. Леонов, А. В. Биогидрохимическая модель трансформации органогенных веществ и ее использование для расчета первичной продукции в экосистеме Охотского моря / А. В. Леонов, В. В. Сапожников // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 143–166.
49. Леонов, А. В. Биотрансформация нефтяных углеводородов в Каркинитском заливе Черного моря: оценка по результатам математического моделирования / А. В. Леонов, Д. Я. Фашук // Вод. ресурсы. – 2006. – Т. 33. – № 3. – С. 311–326.
50. Леонов, А. В. Трансформация органогенных веществ в экосистеме Белого моря: оценка по результатам математического моделирования / А. В. Леонов, Н. Н. Филатов, О. В. Чичерина // Вод. ресурсы. – 2005. – Т. 32. – № 4. – С. 435–451.
51. Леонов, А. В. Роль микроорганизмов в трансформации соединений органогенных элементов в экосистеме Каспийского моря: оценка с помощью математического моделирования / А. В. Леонов, О. В. Чичерина // Вод. ресурсы. – 2004. – Т. 31. – № 4. – С. 436–450.
52. Леонов, А. К. Японское море / А. К. Леонов // Региональная океанография. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – Ч. 1. – С. 291–463.
53. Лобанова, Н. И. Общая характеристика зоны смещения устьевой области Амура / Н. И. Лобанова. – Тр. ДВНИИ. – 1987. – Вып. 130. – С. 33–44.
54. Лоция Татарского пролива, Амурского лимана и пролива Лаперуза. – № 1402. – СПб., 2003. – 433 с.
55. Лучин, В. А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое Дальневосточных морей / В. А. Лучин // Дальневосточные моря России. – Кн. 1. – М.: Наука, 2007. – С. 232–252.

56. Мамаев, О. И. Т, S-анализ вод Черного моря / О. И. Мамаев, В. С. Архипкин, В. С. Тужилкин // Океанология. – 1994. – Т. 34. – № 2. – С. 178–192.
57. Мансуров, М. Н. Ликвидация аварийных разливов нефти в ледовых морях / М. Н. Мансуров, Г. А. Сурков, В. И. Журавель, А. В. Маричев. – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2004. – 424 с.
58. Марголина, Г. Л. Микробиологические процессы деструкции в пресноводных водоемах / Г. Л. Марголина. – М.: Наука, 1989. – 120 с.
59. Матишов, Г. Г. Химические процессы в экосистемах северных морей (гидрология, геохимия, нефтяное загрязнение) / Г. Г. Матишов, Л. Г. Павлова, Г. В. Ильин и др. – Апатиты: Кольс. НЦ РАН, 1997. – 404 с.
60. Меншуткин, В. В. Математическая модель экосистемы пелагиали Японского моря / В. В. Меншуткин, М. Е. Виноградов, Э. А. Шушкина // Океанология. – 1974. – Т. 14. – № 5. – С. 880–887.
61. Миронов, О. Г. Взаимодействие морских организмов с нефтяными углеводородами / О. Г. Миронов. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 129 с.
62. Миронов, О. Г. Биологические аспекты нефтяного загрязнения морской среды / О. Г. Миронов, Н. Ю. Миловидова, Т. А. Щекатурина и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 248 с.
63. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – Т. 1. – Вып. 22. Бассейны рек Сахалинской области. – 227 с.
64. Мокиевская, В. В. О распределении форм фосфора в морской воде / В. В. Мокиевская // Тр. ИО АН СССР. – 1958. – Т. XXVI. – С. 215–233.
65. Мокиевская, В. В. Химическая характеристика водных масс / В. В. Мокиевская // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. – М.: АН СССР, 1961. – С. 122–131.
66. Научно-прикладной справочник по климату СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – Сер. 3. Части 1–6. – Вып. 34. Сахалинская область. – 350 с.
67. Немировская, И. А. Углеводороды в экосистеме юго-западной части Берингова моря / И. А. Немировская // Геохимия. – 1996. – № 2. – С. 165–170.
68. Немировская, И. А. Углеводороды воды, взвеси и донных осадков Охотского моря (распределение, формы миграции, генезис) / И. А. Немировская // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 172–179.
69. Немировская, И. А. Углеводороды в экосистеме Японского моря / И. А. Немировская // Геохимия. – 1999. – № 1. – С. 44–50.
70. Немировская, И. А. Углеводороды в океане / И. А. Немировская. – М.: Науч. мир, 2004. – 328 с.
71. Немировская, И. А. Углеводороды Белого моря (пути поступления, формы миграции, генезис) // Геохимия. – 2005. – № 5. – С. 542–554.
72. Немировская, И. А. Углеводороды в воде и донных осадках в районе постоянного нефтяного загрязнения / И. А. Немировская // Геохимия. – 2007. – № 7. – С. 704–717.
73. Никитин, А. А. Типизация и изменчивость термической структуры Японского моря / А. А. Никитин, А. М. Харченко // Изв. ТИНРО, 2002. – Т. 131. – С. 22–40.
74. Никитин, А. А. Возможные пути переноса теплых субтропических вод в район Дальневосточного морского заповедника / А. А. Никитин, В. Б. Лобанов, М. А. Данченков // Изв. ТИНРО, 2002. – Т. 131. – С. 41–53.
75. Никитин А. А. Основные черты пространственного распределения термических фронтов в водах Японского моря и их изменчивость // Исследование Земли из космоса. – 2006. – № 5. – С. 49–62.
76. Никитин, А. А. Новая схема поверхностной циркуляции Японского моря с учетом синоптических вихрей / А. А. Никитин, М. А. Данченков, В. Б. Лобанов, Г. И. Юрасов // Изв. ТИНРО, 2009. – Т. 137. – С. 158–166.
77. Никитин, А. А. Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным / А. А. Никитин, Г. И. Юрасов // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 5. – С. 42–57.
78. Патин, С. А. Экологические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов морского шельфа / С. А. Патин. – М.: ВНИРО, 1997. – 350 с.
79. Патин, С. А. Нефть и экология континентального шельфа / С. А. Патин. – М.: ВНИРО, 2001. – 247 с.

80. Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. – М.: ВНИРО, 1999. – 304 с.

81. Пищальник, В. М. Гидрохимия и загрязнение морских вод шельфа о-ва Сахалин, прогностические оценки и рекомендации по предотвращению загрязнения: дис. ... канд. геогр. наук / В. М. Пищальник. – Южно-Сахалинск: Сахалинское УГКС, 1986. – 178 с.

82. Пищальник, В. М. Каталог глубоководных наблюдений, выполненных в шельфовой зоне острова Сахалин за период 1948–1987 гг. / В. М. Пищальник, С. М. Климов. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. – 168 с.

83. Пищальник, В. М. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин / В. М. Пищальник, А. О. Бобков. – Южно-Сахалинск: СахГУ, 2000. – Ч. I. – 174 с. – Ч. II. – 108 с.

84. Пищальник, В. М. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах Сахалина / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, Г. И. Юрасов, С. С. Ермоленко // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 87–95.

85. Пищальник, В. М. Изучение условий функционирования экосистемы зал. Анива – пролив Лаперуза / В. М. Пищальник, А. В. Леонов // Вод. ресурсы. – 2003. – Т. 30. – № 5. – С. 616–636.

86. Пищальник, В. М. Прогноз геоэкологической обстановки в природно-технических комплексах шельфовых зон на основе моделирования океанографических процессов: дис. ... докт. техн. наук / В. М. Пищальник. – Южно-Сахалинск: Сах. фил. Дальневосточного геологического ин-та ДВО РАН, 2004. – 268 с.

87. Пищальник, В. М. Моделирование природных процессов на основе ГИС «Сахалинский шельф» / В. М. Пищальник, А. О. Бобков. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2008. – 104 с.

88. Пищальник, В. М. Восстановление среднемесячных термохалинных полей в Татарском проливе / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, А. В. Леонов // Вод. ресурсы. – 2009. – Т. 36. – № 6. – С. 657–667.

89. Пищальник, В. М. О циркуляции вод в Татарском проливе / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, А. В. Леонов // Вод. ресурсы. – 2010. – Т. 37. – № 6. – С. 657–670.

90. Платпира, В. П. Микрофлора и трансформация нефтяных углеводородов в морской среде / В. П. Платпира. – Рига: Зинатне, 1985. – 162 с.

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

92. Покудов, В. В. Температурный режим прибрежных вод Приморья и острова Сахалин по данным ГМС / В. В. Покудов, Н. А. Власов // Тр. ДВНИИ. – 1980. – Вып. 86. – С. 109–118.

93. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей. – Т. VIII: Японское море. – Вып. 1. – СПб.: Гидрометеоздат, 2003. – Вып. 1. – 399 с. 2004. – Вып. 2. – 207 с.

94. Ресурсы поверхностных вод. Основные гидрологические характеристики. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – Т. 18: Дальний Восток. – Вып. 2: Нижний Амур. – 136 с.

95. Ростов, И. Д. Гидрологические особенности приустьевой области р. Амур / И. Д. Ростов, И. А. Жабин // Метеорология и гидрология. – 1991. – № 7. – С. 94–99.

96. Руководящий документ 52.88.699. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. – М.: ВНИИГМИ–МЦД, 2008. – 33 с.

97. Сорокин, Ю. И. Вертикальная структура и продукция сообщества микропланктона в Японском море в летний период / Ю. И. Сорокин // Океанология. – 1974. – Т. 14. – № 2. – С. 327–332.

98. Свидетельство РосАПО РФ об официальной регистрации базы данных № 930002. «База данных по гидрологии, гидрохимии и химическому загрязнению вод сахалинского шельфа». Автор Пищальник В. М. Дата регистрации 26.10.1993 а.

99. Свидетельство РосАПО РФ об официальной регистрации программы для ЭВМ № 930078. «Комплект прикладных программ для подготовки и графического представления гидролого-гидрохимических параметров сахалинского шельфа». Авторы: Пищальник В. М., Бобков А. О. Дата регистрации 08.12.1993 б.

100. Степанов, В. Н. Моделирование течений Японского моря / В. Н. Степанов // Океанология. – 1998. – Т. 39. – № 2. – С. 166–174.

101. Тихомирова, Е. А. Океанологические основы формирования первичной продукции в заливе Петра Великого Японского моря: автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Е. А. Тихомирова. – Владивосток: ТОИ, 2008. – 23 с.

102. Тищенко, П. Я. Сезонная изменчивость гидрохимических свойств Японского моря / П. Я. Тищенко, Л. Д. Талли, В. Б. Лобанов и др. // Океанология. – 2003. – Т. 43. – № 5. – С. 683–695.

103. Тищенко, П. Я. Временная изменчивость гидрохимических свойств Японского моря / П. Я. Тищенко, Л. Д. Талли, А. П. Недашковский и др. // Океанология. – 2002. – Т. 42. – № 6. – С. 838–847.

104. Трусенкова, О. О. Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря / О. О. Трусенкова // Дальневосточные моря России. – Кн. 1. – М.: Наука, 2007. – С. 280–306.

105. Цыбань, А. В. Современные достижения в изучении процессов окисления нефти в море / А. В. Цыбань, А. И. Симонов // Тр. ГОИН. – 1978. – Вып. 128. – С. 5–27.

106. Шапоренко, С. И. Загрязнение прибрежных морей России / С. И. Шапоренко // Вод. ресурсы. – 1997. – Т. 24. – № 3. – С. 320–327.

107. Шевченко, Г. В. Сезонные колебания уровня моря в Татарском проливе по данным спутниковой альтиметрии / Г. В. Шевченко, О. С. Седаева, А. А. Романов, Е. А. Вилянская // Исследование Земли из космоса. – 2007. – № 3. – С. 59–72.

108. Шестеркин, В. П. Особенности формирования химического состава льда р. Амур / В. П. Шестеркин // Гидрохим. матер. – 1990. – Т. CVIII. – С. 3–12.

109. Шестеркин, В. П. Зимний кислородный режим вод Амура / В. П. Шестеркин // География и природные ресурсы. – 2004. – № 1. – С. 148–151.

110. Шестеркин, В. П. Трансграничное загрязнение Амура в зимнюю межень 2005–2006 гг. / В. П. Шестеркин, Н. М. Шестеркина, Ю. А. Форина, Т. Д. Ри и др. // География и природные ресурсы. – 2007. – № 2. – С. 40–44.

111. Эшби, Р. У. Введение в кибернетику / Р. У. Эшби. – М.: изд-во иностр. лит., 1969. – 432 с.

112. Юрасов, Г. И. Течения Японского моря / Г. И. Юрасов, В. Г. Яричин. – Владивосток: ДВО РАН, 1991. – 164 с.

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

114. Якунин, Л. П. Распределение водного стока по фарватерам устья Амура / Л. П. Якунин. – Тр. ДВНИГМИ. – 1978. – Вып. 71. – С. 162–166.

115. Якунин, Л. П. Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточных морей России / Л. П. Якунин. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1995. – 57 с.

116. Яричин, В. Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с.ш. / В. Г. Яричин // Тр. ДВНИИ. – 1982. – Вып. 96. – С. 111–120.

117. Aubert M., Charra R., Malara G. Etude de la toxicite de produits chimiques vis-a-vis de la chaine biologique marine // Rev. Intern. Oceanogr. Med. – 1969. – № 13/14. – P. 45–72.

118. Berntsen J. Users guide for a modesplit-coordinate numerical ocean model. – Bergen: University of Bergen, 2004. – 51 p.

119. Davies A. M., Xing J. An intercomparison and validation of a range of turbulence closure schemes used in three dimensional tidal models. In D.R. Lynch and A.M. Davies, editors, Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models. Washington: American Geophysical Union, AGU Coastal and Estuarine Series, 1995.

120. Holloway G., Sou T., Eby M. Dynamics of circulation of the Japan Sea // J. Mar. Res. – 1995. – V. 53. – P. 539–569.

121. Lishavskaya T. S., Moshchenko A. V., Konovalova T. V., Chernova A. S. Changes of the petroleum hydrocarbon content in marine environment around the operating oil platform MOLIKPAQ (Okhotsk Sea northeast shelf of Sakhalin Island) // Pacific Oceanography. 2005. – V. 3. – № 1. – P. 49–54.

122. *Yakunin L. P.* Level and ice jams in the Amur Liman // The 14<sup>th</sup> International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice and International Workshop on Rational Evaluation of Ice Forces on Structures. – Hokkaido: Mombetsu, 1999. – P. 241–242.
123. *Weatherly G., Martin P. J.* On the structure and dynamics of the oceanic bottom boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, 8, pp. 557–570.
124. *Zobell C. E., Prokop I. F.* Microbial oxidation of mineral oils in Barataria Bay bottom deposits // *J. Allgem. Microbiol.* – 1966. – V. 6. – № 3. – P. 143–162.