

Министерство образования и науки Российской Федерации  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «РОССИЙСКИЙ  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»  
(ФГБОУ ВПО «РГГМУ»)

---

*На правах рукописи*  
УДК 551.465.7: 551.589

Динь Нгок Хуи

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕВЕРОМОРСКИХ ВОД В  
БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ В ПЕРИОД ГЛАВНЫХ ЗАТОКОВ ПО  
РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

(25.00.28 – океанология)

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель –  
д. ф-м. наук, профессор  
Царев В.А.

Санкт-Петербург – 2017

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	4
1 Основные особенности затоков и распространения североморских вод в Балтийском море	10
1.1 Основные особенности водообмена Балтийского моря через Датские проливы	10
1.2 Численные моделирования придонных плотностных потоков	38
2. Модель распространения придонного плотностного потока в Борнхольмском бассейне в период главного залива 2003 года	42
2.1 Уравнения движения, неразрывности и переноса	42
2.2 Параметризация придонного пампинга	46
2.3 Блок расчета баротропных процессов приспособления	49
2.4 Блок расчета трансформации фонового поля солености	51
3 Особенности распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне по результатам моделирования	55
3.1 Расчет скоростей обусловленных заливом баротропных течений в Борнхольмском бассейне в период главного залива в январе 2003 года	55
3.2 Особенности распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне по результатам расчетов	65
3.3 Особенности трансформации поля температуры воды при заливе	81
3.4 Особенности трансформации распределения кислорода	85

3.5	Влияние обусловленных затоком баротропных течений	88
3.6	Влияние вертикальной стратификации фонового поля солености на распространение поступающих соленых вод	99
3.7	Оценка влияния учета температуры в уравнении состояния на динамику придонных соленых вод	103
	Заключение	106
	Список использованных источников	109

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы**

Поступление плотностных затоков североморских вод в Балтийское море играет важную роль в формировании его различных характеристик, включая обновление глубинных вод в расположенных в центральной части моря глубоководных котловинах и насыщение их кислородом, обновление промежуточных глубинных вод, формирование вертикальной плотностной стратификации вод и протекание осенне-зимней конвекции, траекторию и интенсивность потоков соли и другие. При движении к центральной части Балтийского моря североморские соленые воды проходят относительно мелководные и небольшие котловины. При этом происходит взаимодействие плотностных североморских вод с придонной водой котловин, в результате чего происходит значительное изменение и возобновление их солености, температуры, объема и кислорода [47, 69, 133]. Распространение плотностных североморских вод в центральной части Балтийского моря зависит от степени их трансформации, которая происходит при прохождении котловин. Борнхольмский бассейн является второй после Арконской мелководной котловиной, где происходит резкая трансформация поступающих в него плотностных североморских вод. Результаты предыдущих исследований показали, что поступающая в Арконский бассейн североморская вода распространяется в нем под влиянием баротропных и бароклинических течений [4,7,26]. Это определяет интерес к изучению механизмов и особенностей распространения североморских вод, а также роли баротропных и бароклинических течений в Борнхольмском бассейне. Несмотря на важность данного процесса, к настоящему времени практически отсутствуют сведения о характере распространения плотностных североморских вод в Борнхольмском бассейне. Распространение в придонном слое Балтийского моря соленых насыщенных кислородом североморских вод, достигающих его центральной части, происходит в период больших (главных) Балтийских затоков, которые происходят достаточно редко (с интервалом около 10 лет). Это затрудняет изучение данных

процессов с помощью натуральных исследований. История изучения придонных плотностных потоков начинается со второй половины 20-го века. К настоящему времени накоплены материалы по результатам натуральных наблюдений, опубликованы результаты лабораторных экспериментов, проведенных на вращающихся бассейнах, получены важные теоретические результаты. Кроме этого, представлены математические модели данных процессов. Однако, разработка модели придонного плотностного потока для конкретных условий затруднена тем, что распространение соленых придонных вод в котловинах моря происходит в виде узкого и небольшого по толщине придонного плотностного потока. Его динамика отличается от динамики фоновой жидкости. Поэтому на настоящее время опыт численного моделирования процессов распространения придонных североморских вод в котловинах Балтийского моря ограничен. Отмеченное определяет актуальность изучения с помощью математического моделирования распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне.

**Цель и задачи работы.** Целью диссертации является исследование с помощью математического моделирования механизмов и особенностей распространения североморских вод в придонных слоях Борнхольмского бассейна в Балтийском море, происходящего в виде придонных плотностных потоков. Исследование проводится на примере залива 2003 г.

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи

1. Выбор модели плотностных потоков и ее адаптация к исследуемому процессу;
2. Исследование с помощью моделирования особенностей распространения и трансформации придонных североморских вод в Борнхольмском бассейне в период главного залива на примере залива 2003 г.

**Предметом исследования** является процесс распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне в период главных заливов.

**Объектом исследования** является Борнхольмский бассейн

**Исходные материалы.** В процессе исследования использовались опубликованные данные натурных наблюдений.

**Метод исследования.** При исследовании использовалось математическое моделирование.

**Научная новизна.**

1. Проведено уточнение разработанной ранее модели придонных плотностных потоков путем учета влияния баротропных течений, температуры воды, фонового поля солёности на его распространение.

2. По результатам моделирования получены новые сведения о структуре придонных плотностных потоков в Борнхольмском бассейне в период главных затоков.

3. Получены новые сведения о влиянии различных факторов на особенности распространения североморских вод, включая придонный пампинг, фоновое поле солёности, поле температуры, связанные с затоком баротропные течения.

4. Выделены особенности связанного с затоком формирования в придонном слое полей температуры, концентрации кислорода.

**Теоретическая значимость диссертационного исследования.**

Проведено уточнение имеющейся модели придонных плотностных потоков, что позволило адаптировать ее для описания процесса затока в Борнхольмский бассейн североморских вод, протекающего в период главного затока. При уточнении модели учтены влияние фонового поля солёности, связанных с затоком баротропных течений. Кроме этого, в модель включены блоки расчета обусловленной распространением североморских вод трансформации полей температуры и содержания кислорода,

По результатам моделирования проанализирована структура распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне и связанные с этим особенности трансформации полей температуры и содержания кислорода

Проанализированы характеристики распределения вертикальных течений, формирующихся в результате дивергенции придонных экмановских потоков

(придонного пампинга) в области плотностного потока. Выделен механизм и структура их влияния на плотностный поток.

**Практическая значимость.** Разработанная модель может быть использована для исследования особенностей аналогичных придонных плотностных потоков для других котловин Балтийского моря и для других морей. Результаты подобных исследований могут уточнить существующие представления об особенностях и механизмах, определяющих потоки солей, тепла, кислорода и химических элементов. Это позволит лучше понять процессы формирования трехмерных полей температуры и солености, а также процессы аэрации глубин, формирования структуры полей химических (в том числе биогенных) элементов.

Диссертационное исследование выполнялось в рамках Научно-исследовательских НИР «Разработка комплексной математической модели термогидродинамических и ледовых процессов в шельфовых морях», «Разработка математической модели придонных плотностных потоков в шельфовых морях».

**Научная обоснованность и достоверность результатов.** Обоснованность представленных результатов определяется тем, что базовые постулаты модели опираются на полученные ранее результаты исследований особенностей распределения возмущения давления в окрестности плотностной линзы. Используемая модель тестировалась с помощью проведения серии численных экспериментов, включающих расчеты распространения придонного плотностного потока в областях, имеющих упрощенную форму рельефа дна. Полученные результаты численного моделирования сопоставлялись с данными натурных наблюдений, результатами лабораторных исследований и результатами численного моделирования, полученными другими авторами.

#### **Положение, выносимое на защиту**

1. Уточненная трехмерная модель придонных плотностных потоков в Борнхольмском бассейне, учитывающая влияние дивергенции плотностных придонных экмановских потоков (придонного пампинга) на структуру и динамику плотностного потока, а также на баротропную циркуляцию в море.

2. Структура и особенности распространения придонных плотностных потоков в Борнхольмском бассейне.

3. Особенности взаимодействия придонного плотностного потока с вышележащим слоем.

4. Особенности трансформации полей солёности, температуры, содержания кислорода, скоростей течений придонных вод Борнхольмского бассейна под влиянием распространения придонных в нем плотностных потоков.

### **Соответствие диссертации паспорту специальности**

Представленная работа соответствует паспорту специальности 25.00.28 «Океанология» по следующим пунктам:

1. Динамические процессы (волны, вихри, течения, пограничные слои) в океане.

2. Процессы формирования водных масс, их пространственно – временной структуры, гидрофизические поля Мирового океана.

3. Закономерности переноса вещества и энергии в океане.

4. Методы исследований, моделирования и прогноза процессов и явлений в океанах и морях.

**Апробация работы.** Результаты работы докладывались и обсуждались на итоговых сессиях Ученого Совета океанологического факультета РГГМУ (Санкт-Петербург, 2014 – 2017гг.), IV научно-техническая конференция молодых ученых и специалистов «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики» (Учебно-методический центр АО «Концерн «Океанприбор», Санкт-Петербург, октябрь 2015г.), Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: Оперативная океанография и экспедиционные исследования», (ФГБУН МГИ РАН, Севастополь, апрель 2016г.), II Всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана», (ИО РАН, Москва, апрель 2017г.).

**Публикации.** Основные результаты по теме диссертации представлены в 8 работах, из них 2 статьи опубликованы в рецензируемых журналах из перечня



ВАК Министерства образования и науки РФ, 6 статей в трудах международных и российских конференций.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, трех глав и заключения.

Целью диссертационной работы явилось изучение механизмов, структуры и особенностей распространения североморских вод в придонных слоях Борнхольмского бассейна с учетом их взаимодействия с баротропными процессами приспособления

С учетом этой цели ставились следующие задачи

- выбор модели плотностных потоков и ее адаптация к исследуемому процессу,

- исследование с помощью модели особенностей распространения обусловленного затокком плотностных североморских вод в Борнхольмском бассейне на примере залива 2003 года;

- исследование особенностей процесса трансформации глубинных вод в Борнхольмском бассейне при заливе североморских вод в 2003 году.

В первой главе дается аналитический обзор основных особенностей распространения североморских вод и их больших заливок в 1993 и 2003 годах, представленных в публикациях результатах численного моделирования.

Во второй главе формулируется исходная система уравнений модели. В третьей главе с помощью представленной модели на примере залива 2003г. исследуются особенности формирования и распространения в Борнхольмском бассейне плотностных североморских вод. Рассматриваются особенности процесса трансформации глубинных вод в Борнхольмском бассейне при распространении залива плотностных североморских вод.

# 1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАТОКОВ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕВЕРНОМОРСКИХ ВОД В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ

## 1.1 Основные особенности водообмена Балтийского моря через Датские проливы

В результате положительного пресного баланса за счет речного стока, а также превышения осадков над испарением в Балтийском море поддерживается более низкая соленость по сравнению с соленостью воды в граничащим с Балтийским морем заливом Каттегат. Из-за различия плотности вод, связанной с разностью в солености, в области Датских проливов формируется плотностной градиент давления, благодаря которому практически постоянно через проливы в нижнем слое происходит заток соленых вод. Обычно соленость поступающей воды лежит в пределах 12 – 16‰. В свою очередь положительный пресный баланс моря формирует направленный в сторону проливов баротропный поток, поддерживаемый наклоном возмущения уровня свободной поверхности. При этом в приповерхностном слое преобладает направленный из моря баротропный поток, а ниже направленный в противоположную сторону поток соленых вод. В верхнем слое отмечается относительно невысокая соленость (около 8‰), а в нижнем слое соленость может превышать 20‰. С расстоянием от проливов соленость воды глубинного слоя уменьшается в результате перемешивания с верхней распресненной водой (рис.1.1–1.2). Данный тип циркуляции и распределения солености воды характерны для эстуариев, поэтому Балтийское море сравнивают с большим эстуарием, а отмеченный тип циркуляции в море называют эстуарным. Под влиянием данного процесса устанавливается средняя фоновая картина распределения солености воды и течений.

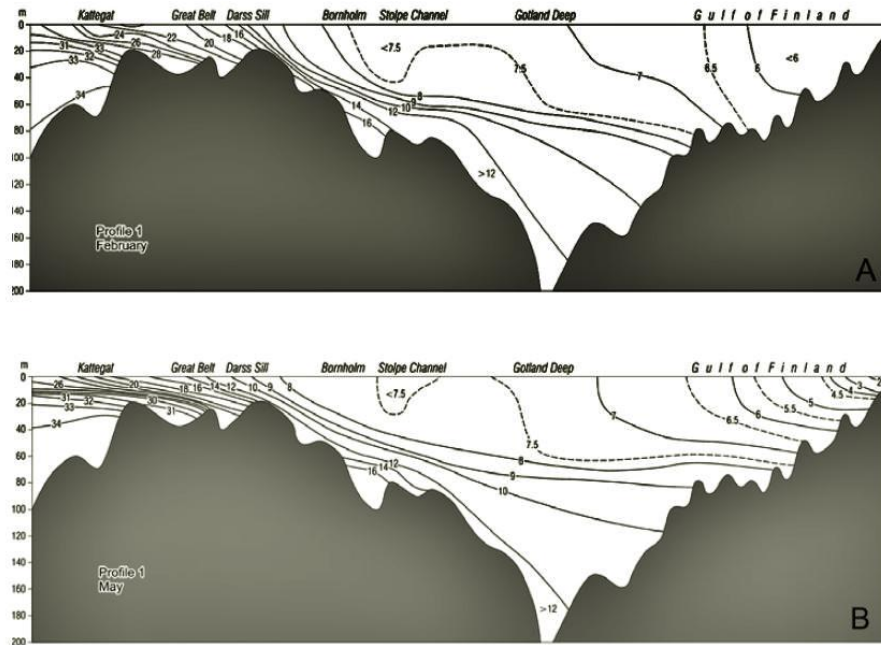


Рисунок 1.1– Вертикальное распределение солености в Балтийском море в разных сезонах (а – февраль, б – май) [87]

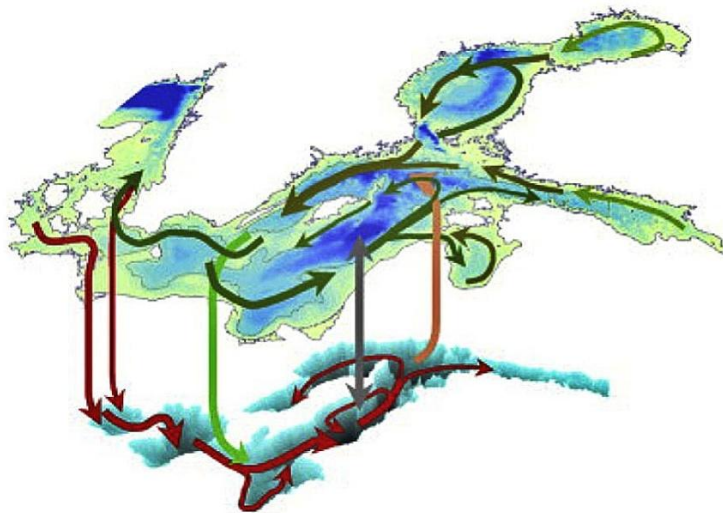


Рисунок 1.2 – Схема мезомасштабной внутренней циркуляции в Балтийском море (зеленые стрелки: поверхностное течение, красные: глубоководное течение) [46]

Заток обычно происходит в непрерывном режиме с умеренной соленостью. В период интенсивных ветровых нагонов, в южной части пролива Каттегат из-за значительного подъема уровня моря происходит интенсивный заток соленой воды. Двухслойная картина течений в проливах меняется на практически

однородную от поверхности до дна. За период затoka, продолжающегося около десяти и более суток в Балтийское море поступает соленая вода объемом до 300 км<sup>3</sup>. Такие затоки называются «главными Балтийскими затоками». Главные затоки имеют важное значение для экологического состояния Балтийского моря, так как только они могут приводить к обновлению придонных вод в море. Время между разными главными затоками называется «период стагнации», т.к. в это время концентрация кислорода в придонном слое многих котловин Балтийского моря снижается.

Главные Балтийские затоки были исследованы многими авторами с использованием данных наблюдений, а также результатов численного моделирования [40, 47, 59, 64, 75, 88, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 110, 117, 121]. В течение последних десятилетий главные балтийские затоки стали происходить очень редко. В научной литературе обсуждаются различные возможные причины этого явления [54, 75, 98, 99, 106, 125, 127, 129, 137, 142]. В качестве одной из главных причин увеличения длительности периода стагнации называется изменчивость речного стока в Балтийское море (рис.1.26). По данным наблюдений отмечается связь между придонной соленостью в котловинах Балтийского моря и максимальным речным стоком со сдвигом во времени 6 лет [17, 98]. Предполагается, что при увеличении речного стока происходит распреснение поступающей североморской воды, что снижает ее плотность и уменьшает ее способность обновления старой придонной воды. Также считается, что увеличение пресного стока в Балтийское море приводит к усилению выносных стоковых течений, что ослабляет скорость затoka североморских вод. В качестве одной из причин также называется зарегулированность стока рек, в результате чего зимой сохраняется относительно большая величина речного стока, препятствующая зимнему затoku североморских вод. Снижения частоты главных затоков также связывают с изменениями метеорологических закономерностей [96, 106, 150].

В период главных затоков разница в уровне моря возникает под влиянием зонального ветра над Северным морем. При определенных условиях в проливе

Каттегат формируется значительное превышение (до 1м) уровня над уровнем Балтийского моря, в результате чего резко усиливается баротропный заток североморских вод. Возникновение необходимых для формирования таких заток метеорологических условий происходит достаточно редко. Нерегулярность и долговременный интервал между последующими главными балтийскими заток являются главной причиной стагнации вод, часто отмечающейся в Балтийском море. При этом в придонном слое котловин отмечается увеличение концентрации фосфатов, а концентрация кислорода снижается. Иногда отмечается появление значительной концентрации сероводорода в придонных горизонтах котловин [53, 97].

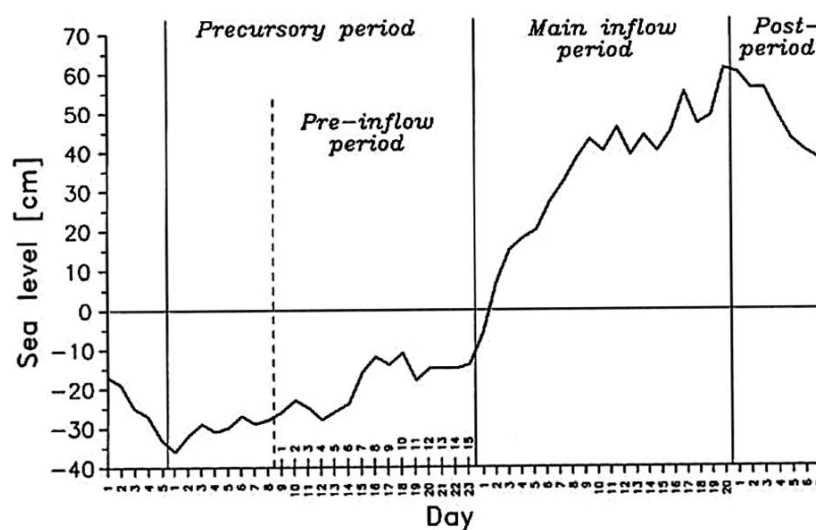


Рисунок 1.3 – Основные этапы крупного затора: начальный период, период главного затора и период после затора, а также взаимосвязь с изменением уровня моря [96].

Выделены определенные метеорологические условия, необходимые для формирования главных балтийских заток. Считается, что началу главных балтийских заток, как правило, должен предшествовать период, в течение которого над Северным морем должен преобладать восточный ветер. Этот ветер приводит к понижению уровня Балтийского моря до минимального. Такое понижение может составлять 1м. Понижение уровня Балтийского моря создает

благоприятные условия для последующего развития главного залива. Главные балтийские заливы состоят из трех главных периодов: начальный период, период главного залива и период после залива (рис.1.3) [96].

Начальный период охватывает время, в течение которого уровень в Балтийском море сохраняется минимальным до начала периода главного залива. Метеорологические условия в течение последних двух недель начального периода играют важную роль в формировании благоприятных условий для главного залива (так называемый период предшествующий заливу). После начального периода, когда ветер меняется на западный и вызывает нагон воды Северного моря к Датским проливам, начинается период главного залива. Уровень в Балтийском море в период главных заливов может подниматься до одного метра относительно нулевой отметки. Водные массы с высокой соленостью (и плотностью), проходя пороги Дарс и Дрогден, распространяются в придонном слое Арконского бассейна. Для того, чтобы водные массы Северного моря достигли, по крайней мере, границы с Борнхольмским бассейном, ветер должен сохранять свою силу достаточно долго (порядка 10 суток). В некоторых случаях соленые воды в период залива могут проникать Борнхольмский бассейн. Период после залива начнется, когда западный ветер ослабевает, и уровень у Датских проливов со стороны Северного моря понижается.

При этом уровень со стороны Балтийского моря становится выше, что приводит к оттоку воды из Балтийского моря, вызывая понижение уровня в море. При этом происходит вынос некоторой части соленых вод из Арконского бассейна. Главные заливы чаще всего наблюдаются в сентябре–апреле. В 60% случаев они происходили в период с ноября по январь [96]. Обычно в течение нескольких недель, во время начального периода отмечается постепенное увеличение интенсивности главных заливов (рис.1.4). Соленые воды ( $S > 17\%$ ) начинают распространяться через Дарс примерно через день после того, как скорость западного ветра достигнет наибольшего значения. Изменение направления геострофического ветра с западно–юго–западного на западно–северо–западный происходит в течение последних двух дней перед началом

периода главного залива. Это отражает изменение направления поверхностного ветра с юго-запада на запад. Максимальная скорость может достигать величины 15 м/с. Средняя скорость и длительность сильного ветра влияют на интенсивность залива [75, 96, 97].

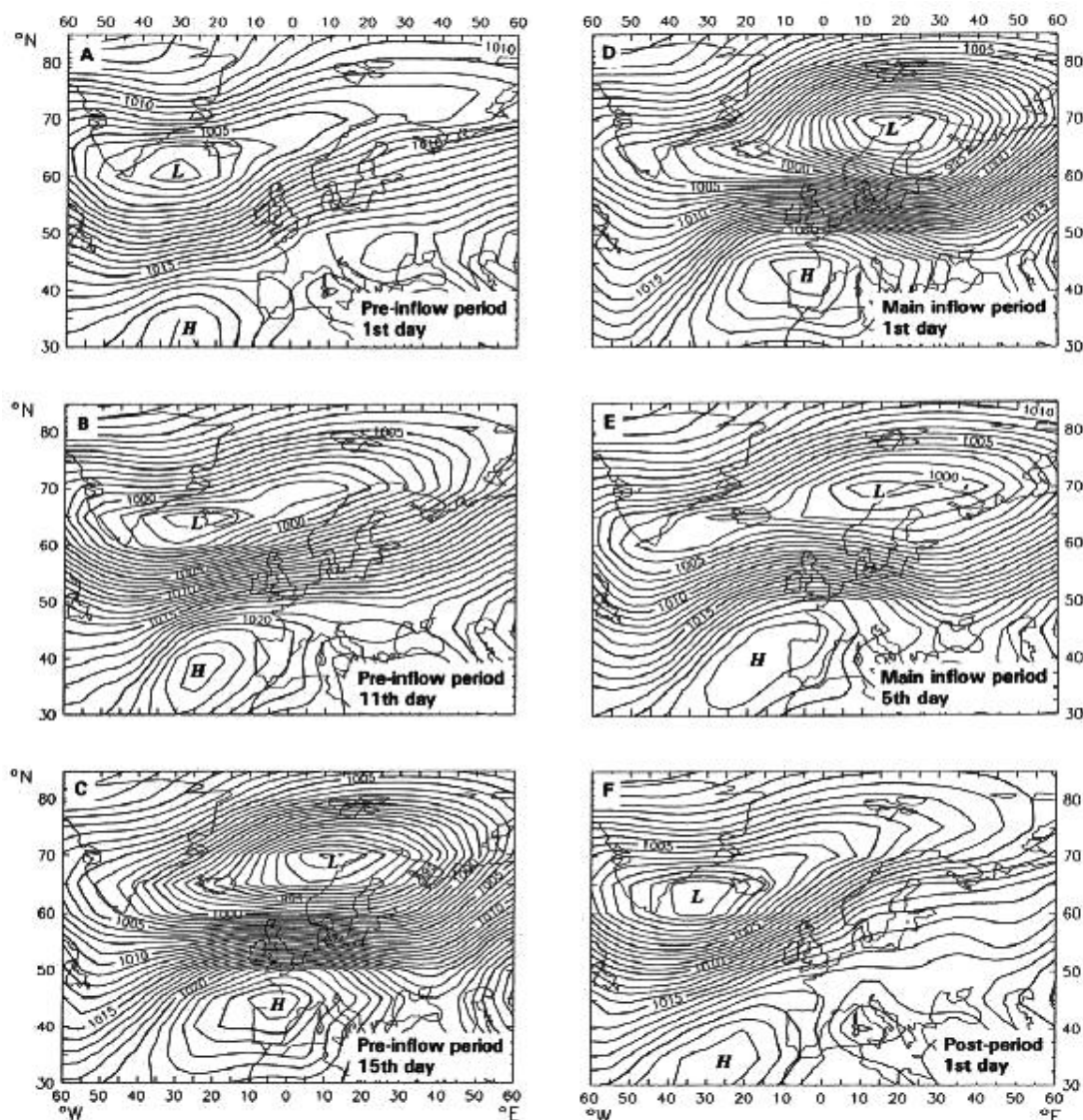


Рисунок 1.4 – Средние значения давления на уровне моря (миллибары) в течение типичного события «Главный балтийский заток». (А) начальный период 1-й день, (В) начальный период 11-й день, (С) начальный период 15-й день, (D) период главного залива 1-й день, (Е) период главного залива 5-й день, (F) период после залива 1-й день [96]

Затоки значительно ограничены узкими каналами в Датских проливах

(Малый Бельт, Большой Бельт и Зунд) и мелководными порогами, находящимися между ними и Арконским бассейном. Дарс имеет поперечное сечение только 0,8 км<sup>2</sup>, и его глубина составляет 18м. Для Дрогден соответствующие характеристики имеют значения в 0,1км<sup>2</sup> и 7м. В период главных затоків поступление соленых вод происходит через пороги Дарс и Дрогден. При этом через Дрогден заток чаще начинается раньше на несколько дней и характеризуется большей соленостью. Обычно соленость поступающей воды в зависимости от интенсивности затоків может составлять от 12‰ до 16‰. Во время максимальных затоків она может достигать 22–25‰. Поступающая североморская вода в период затоків заполняет вначале придонную область Арконской впадины. Из-за частичного смешения с окружающей водой происходит увеличение ее объема и уменьшение солености. Распространение северомоских вод в Арконской впадине происходит под влиянием баротропных и бароклинических факторов. Их относительная роль в распространении северомоских вод до настоящего времени остается на стадии исследования. Считается, что продолжительность заполнения Арконского бассейна северомоскими водами зависит от интенсивности затоків и может составлять порядка 10 суток.

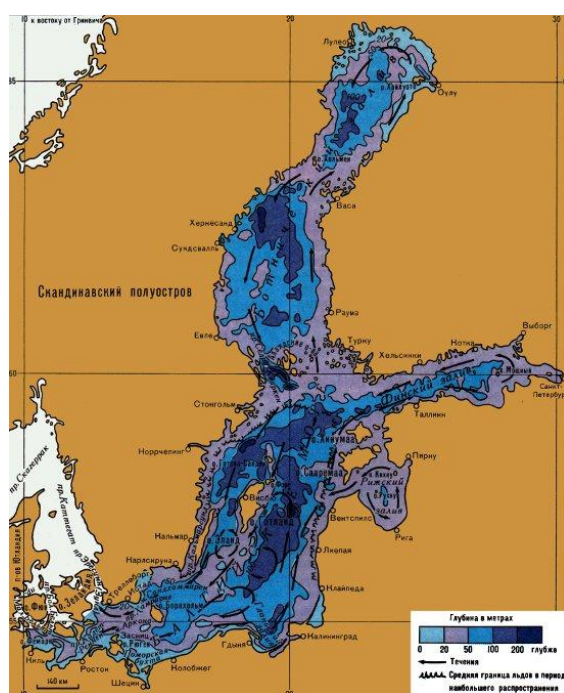


Рисунок 1.5 – Рельеф дна Балтийского моря [151]



Из-за сложного рельефа дна Балтийского моря, представляющего собой цепь котловин, разделенных между собой относительно мелководными порогами (рис.1.5), распространение поступившей североморской воды вглубь Балтийского моря представляет собой сложный процесс последовательного затока соленых вод из одной котловины в соседнюю, расположенную дальше по направлению от Датских проливов.

Так, из Арконского бассейна соленая вода через Борнхольмский пролив проникает в Борнхольмский бассейн, где она, распространяясь в придонном слое, заполняет глубокую часть котловины (рис.1.6). Несмотря на значительный объем собранных натуральных данных, а также результатов численного моделирования, к настоящему времени нет ясного представления о траектории распространения соленых вод в Борнхольмском бассейне, ее трансформации, деталях механизма формирования ее движения. В литературе отмечается, что заполнение соленой водой глубоководной части котловины Борнхольмского бассейна приводит к вытеснению старой придонных воды и ее выносу через мелководный порог в Слупский желоб [77, 88]. Вытесненная из Борнхольмского бассейна соленая вода заполняет глубоководную часть Слупского желоба, вытесняя находящуюся там придонную, но обладающую меньшей соленостью воду [107, 119, 137, 145, 147].

После прохождения Слупского желоба соленые воды распространяются на северо-восток к Готландской впадине, а часть к Гданьской впадине. Обновление придонных вод в этих котловинах происходит только при интенсивных заторах [43, 46]. Считается, что наиболее интенсивная трансформация соленых водных масс происходит при прохождении порогов, разделяющих котловины моря. В период главных заторов соленые воды распространяются до Готланского бассейна (рис.1.7). Распространение соленых вод сопровождается образованием внутренних фронтов с мелкомасштабной интрузией и завихрением [57, 97, 99, 119].

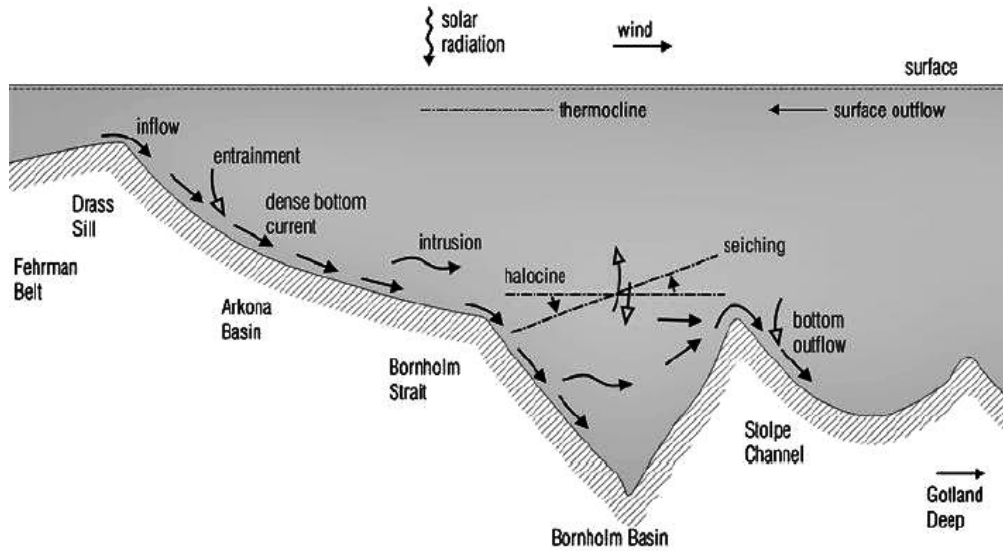


Рисунок 1.6 – Схема залива в Балтийское море и определение процессов [64]

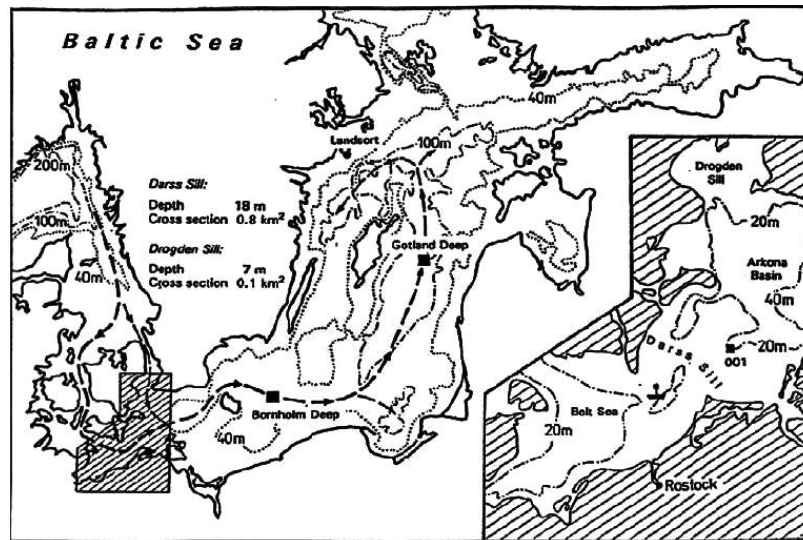


Рисунок 1.7 – Главный маршрут, за которым следуют главные балтийские заливы, основные пороги и каналы [94]

Главный балтийский заток, наблюдавшийся в 1993г.

В январе 1993 года главный заток происходил после 17 лет стагнации. В результате затока соленые воды проникли в глубоководный Готландский бассейн. Объем поступившей в период затока североморских вод составил около  $310 \text{ км}^3$ , в том числе  $135 \text{ км}^3$  высокосоленных вод (более 17‰) и с высокой концентрацией кислорода. Высокосоленные воды, поступающие через Дарс, имели среднюю

соленость около 19‰, среднюю температуру 3,5°C, а среднюю концентрацию кислорода в 8,2 мл.л<sup>-1</sup>.

Этот сильный главный заток имел несколько специфических особенностей. Его продолжительность была очень короткой (продолжительность главного затока составила 22 суток). Уровень Балтийского моря поднялся на 70 см выше среднего значения [88, 97].

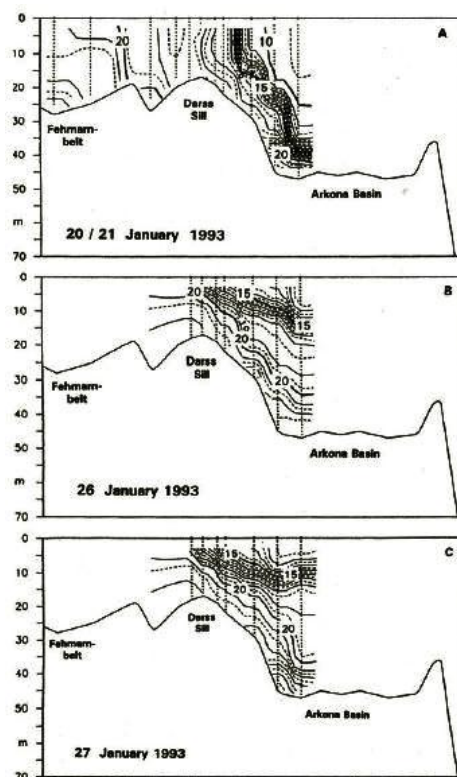


Рисунок 1.8 – Продольный разрез солености в районе Дарс во время главного балтийского затока в январе 1993 года. (а) главный заток в течение 20–21 января; (б) главный заток в 26 января; (в) заток в 27 января 1993 года [84].

Заток североморских вод через Дрогден, начался в 5 января 1993 года. При этом в Арконском бассейне отмечалась адвекция соленых вод. Заток соленых вод через Дарс начался на 1–2 недели позже. Соленость затока в Дарсе 18 января превысила 17‰ и достигла своего максимального значения в 26 января (рис.1.8, рис.1.9). Из-за большого количества высокосоленых вод, которые поступали через Дарс в Арконский бассейн, галоклин поднялся с 38м до 10м и изохалина 20‰ сместилась с 42м до 32м. В расположении галоклина отмечался наклон от

центра Арконского бассейна к Борнхольмскому каналу. Из-за того, что период главного затока был коротким, большое количество соленых вод вытекло обратно через м. Бельт [99]. Было подсчитано, что половина солей, поступивших в Арконский бассейн в период затока были вынесены из Арконы в последующий период [97].

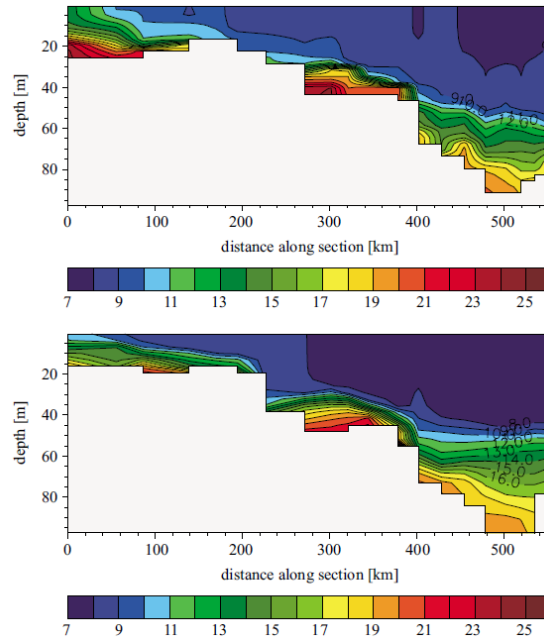


Рисунок 1.9 – Поперечное сечение солености от пояса Фемарн до Слупского желоба через Арконский бассейн и Борнхольмский бассейн, между 14 и 17 февраля 1993 года: наблюдения (верхняя панель) и результаты модели у центра океанологического Россби (нижняя панель) [106]

Оставшаяся североморская вода распространилась через Борнхольмский канал в Борнхольмский бассейн и обновила его придонные воды. Соленость придонных вод увеличилась с 15‰ до 20‰ и концентрация кислорода возросла примерно от 1 до 7,5 мл.л<sup>-1</sup>. Стагнационные придонные воды в Борнхольмском бассейне сместились в Слупский желоб. Далее эти воды распространились в восточный Готландский бассейн. Первые признаки обновления придонных вод в восточном Готландском бассейне наблюдались в начале апреля 1993 года. Обновление придонного слоя произошло только в середине мая. Слабые эффекты были отмечены в Северном Готландском бассейне и в Финском заливе [28].

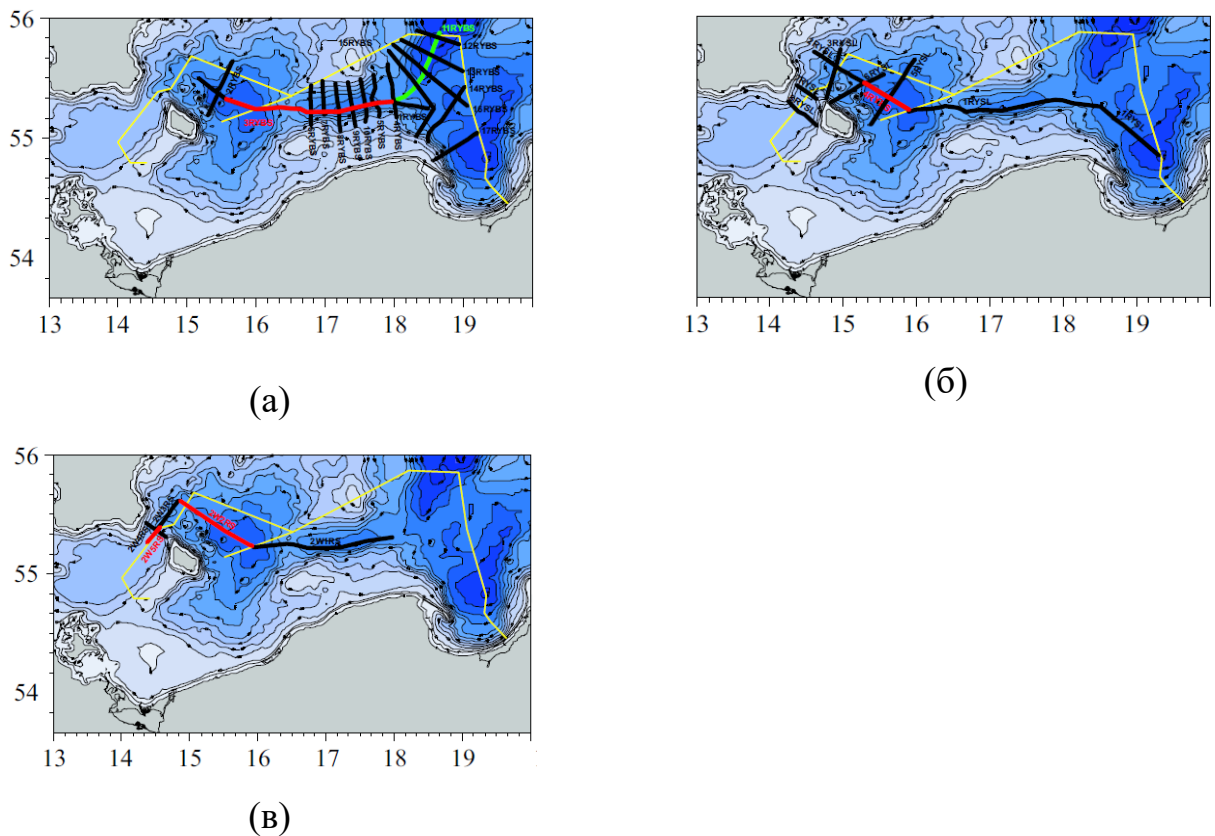
## Главный балтийский заток 2003 года

Заток 2003 года был изучен несколькими авторами [47, 121]. В период затора около  $200 \text{ км}^3$  соленых вод поступило в юго-западную часть Балтийского моря. Этот сильный затор ( $Q_{96} = 20,3$  – индексный счет стоков у Дарса и Дрогдена) был очень интересным по многим причинам. Из-за теплых заторов в августе 2002 года и в ноябре 2002 года, придонная водная масса в южной части Балтийского моря и была чрезвычайно теплой в декабре 2002 года. Температура поверхности моря составляла около  $7^\circ\text{C}$  и в глубоководной достигала  $11\text{--}12^\circ\text{C}$ , в то время как распределение солености было типичным для данного периода года. Во время поступления в январе 2003 года, исключительно холодная вода заменила теплую глубоководную [121]. Затор января сопровождался более слабым затором в марте и мае [47]. Затор начался через 10 лет, с момента последнего «главного» затора [99]. Перед началом затора в начале января над Скандинавией установилась область высокого атмосферного давления, что сформировало над Балтикой ветер северо-восточного направления. В результате уровень моря снизился на 80 см ниже его среднего значения. 11-го января, ветер над западной частью Балтийского моря изменил направление на западный. Его скорость достигла  $15 \text{ мс}^{-1}$ , что привело к формированию затора. Затор в области порога Дрогден отмечался 11 января. 16 января затор уже наблюдался в области порога Дарс. Под влиянием затора уровень Балтийского моря вырос до 25 см выше среднего. В период затора в проливе Зунд отмечалась очень высокая соленость и низкая температура воды (15 января  $26,6\text{‰}$  и  $2,5^\circ\text{C}$ , а 18 января  $26,4\text{‰}$  и  $2,2^\circ\text{C}$ ). В районе порога Дарс, соленость достигла до  $21\text{‰}$  в придонном слое и  $18\text{‰}$  у поверхности. Оценочный перенос солей через Дарс составил  $1,18 \cdot 10^{12}$  кг (58% от общего объема переноса соли) и через Зунд  $0,85 \cdot 10^{12}$  кг (42%) [47].

Втекающая вода перемещалась исключительно быстро в Арконском бассейне. Оценочная скорость потока составляла в  $30 \text{ см/с}$  за 12-суточный период. Через Борнхольмский пролив соленая вода распространилась в Борнхольмском бассейне. В придонном слое Борнхольмской котловины происходило вытеснение старой более теплой и менее соленой воды к вышележащим горизонтам.

Одновременно происходило смешение холодных соленых вод залива с местной теплой водой. Смешанная вода из промежуточных слоев в Борнхольмской впадине поднималась выше порога, разделяющего Борнхольмский бассейн со Слупским желобом. В результате этого происходит перетекание трансформированной старой воды Борнхольмского бассейна в Слупский желоб и дальше к Гданьской впадине. Последовавшие за главным заливом более слабые заливы в марте и мае 2003 года усилили проявление главного залива [99, 121].

По данным наблюдений в январе 2003 года через северные проливы в Балтийское море поступило  $200 \text{ км}^3$  соленой холодной (менее  $1^{\circ}\text{C}$ ) североморской воды [121]. Необычным обстоятельством было то, что залив происходил на фоне высокой температуры придонной вод в южной Балтике, включая Акону, Борнхольмский бассейн и Слупский желоб.



(по вертикали – широта, по горизонтали – долгота)

Рисунок 1.10 Схема расположения разрезов в период наблюдений в декабре 2002г.(а) , в январе 2003г.(б), в феврале 2003г. [120]

С помощью экспедиционных наблюдений были получены данные о различных гидрометеорологических характеристиках в предшествующий период, в период затора и в последующий период. На рисунках 1.10–1.14 представлены расположения разрезов, на которых проводились судовые наблюдения.

По данным экспедиционных наблюдений, проводимых в период с 3 по 4 декабря 2002 г. в бассейнах южной Балтики были отмечены необычные условия, заключающиеся в присутствии высокой температуры воды, достигающей  $7^{\circ}\text{C}$  в верхнем 40–50 метровом слое и около  $11\text{--}12^{\circ}\text{C}$  в нижележащем слое (рис.1.11).

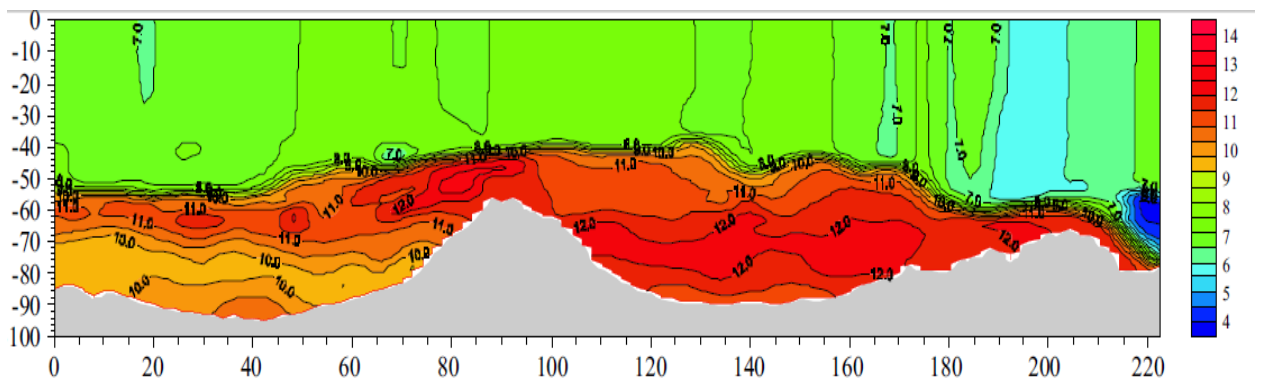


Рисунок 1.11 – Распределение температуры воды на основном сечении в южной Балтике по данным наблюдений в период 3 – 4 декабря 2002 г. [120]

Заток над поднятием Дрогден происходил в период с 11 по 18 января, а над порогом Дарс с 16 по 25 января. Считается, что отмеченные величины температуры воды были одними из наиболее высоких для декабря за период наблюдений. Такая высокая температура воды сформировалась благодаря затоку теплых вод, происходившему в августе [121]. В то же время распределение солёности было типичным для декабря. Солёность верхнего перемешанного слоя толщиной 40–60 м, составляла 7,5‰. Ниже располагался галоклин, ниже которого ко дну солёность в Борнхольмском бассейне повышалась до 17‰. У дна в Слупском желобе солёность равнялась 13,5‰ (рис.1.12).

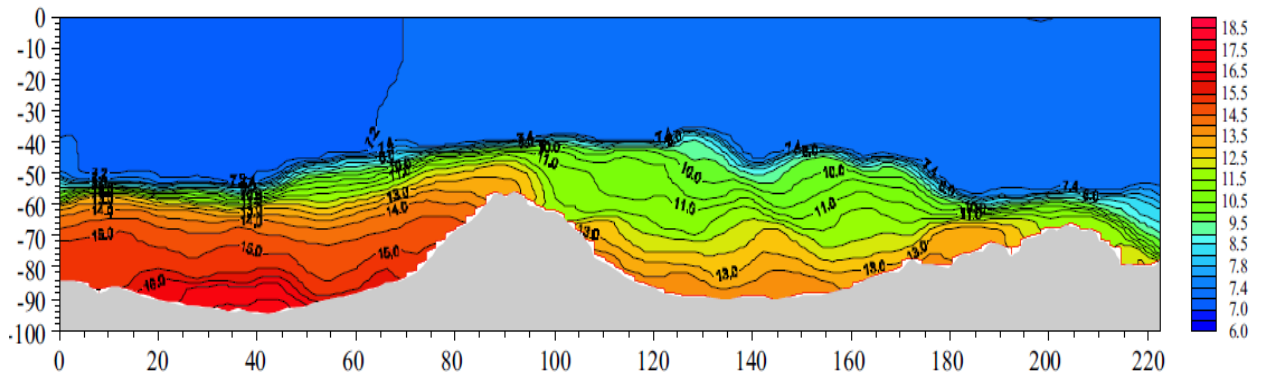


Рисунок 1.12 – Распределение солености воды на основном сечении в южной Балтике по данным наблюдений в период 3–4 декабря 2002 г. [120]

Распределение концентрации кислорода на основном сечении в конце ноября 2002 г. (12 – 26.11.2002) имело двухслойный тип. В верхнем однородном слое толщиной 40–50 м содержание кислорода близко к  $7 \text{ мл.л}^{-1}$  (рис.1.13). Ниже концентрация кислорода заметно уменьшалась. В Арконе в придонном слое толщиной около 10 м она достигала величин  $5\text{--}6 \text{ мл.л}^{-1}$ . В Борнхольмском бассейне от нижней границы верхнего однородного слоя ко дну она уменьшалась до  $0 \text{ мл.л}^{-1}$  (рис.1.13). В Слупском желобе у дна концентрация кислорода достигала величин  $2\text{--}3 \text{ мл.л}^{-1}$ .

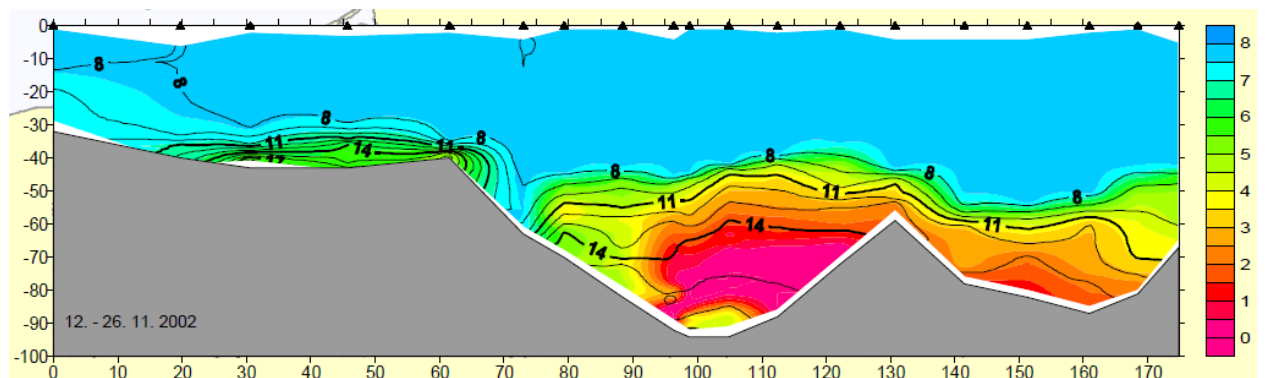


Рисунок 1.13 – Распределение температуры (изолинии) и концентрации содержания кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) (палитра) на основном сечении в западной Балтике в конце ноября 2002 г. (12–26.11.2002) [108]



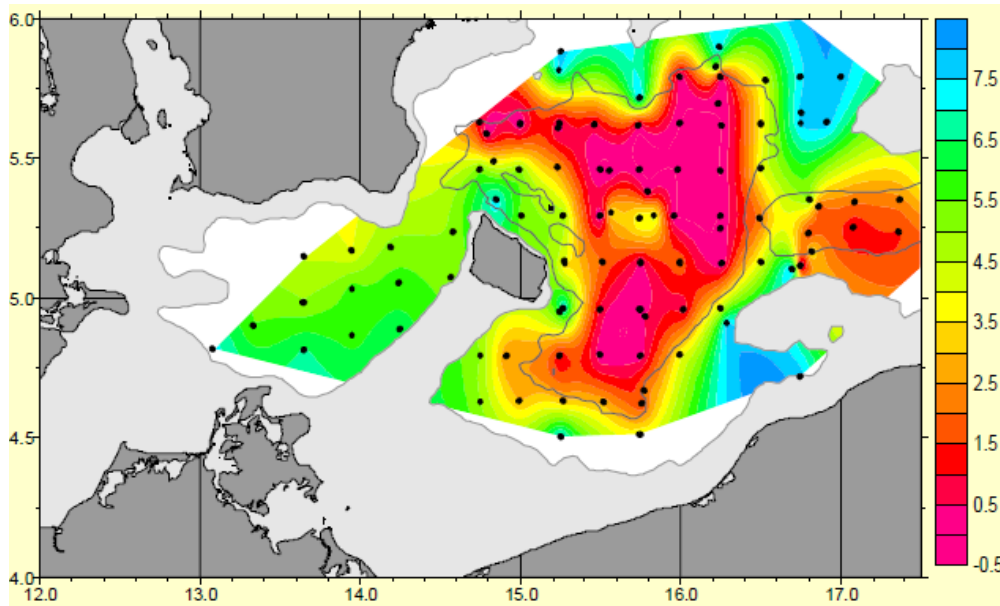
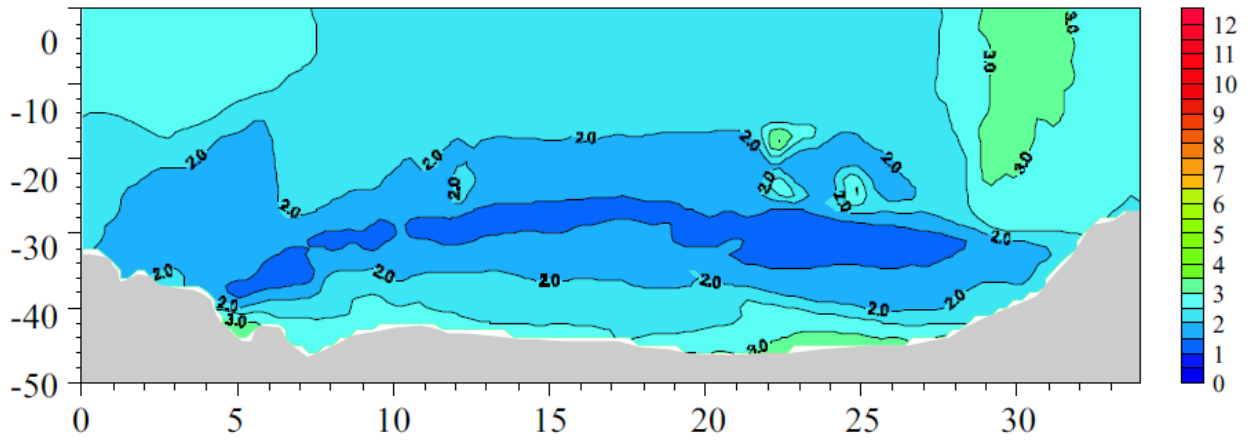


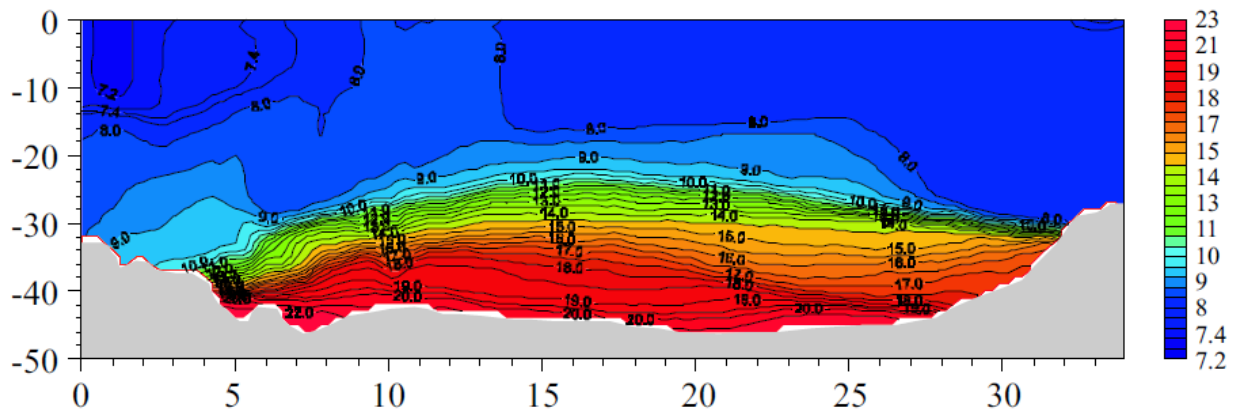
Рисунок 1.14 – Распределение в придонном слое концентрации содержания кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) в конце ноября 2002 г. (12 – 26.11.2002) [108]

Распределение концентрации кислорода в придонном слое в конце ноября 2002г. характеризуется присутствием в центральной и восточной части Борнхольмского бассейна области с низким содержанием кислорода, близким к  $0\text{мл.л}^{-1}$  (рис.1.14). В западной части в относительно мелководной области в окрестности острова Борнхольм признаки гипоксии отсутствуют. Это, вероятно, связано с влиянием залива из Арконы вод с высоким содержанием кислорода.

В январе 2003 года (23.01.2003) североморские воды было обнаружены в Арконе, в Борнхольмском проливе и в северной части Борнхольмского бассейна (рис.1.15, 1.16, 1.17). В Арконе температура воды упала до  $2^{\circ}\text{C}$ , а соленость у дна повысилась до  $20\text{‰}$  (см.рис.1.15 а–б).



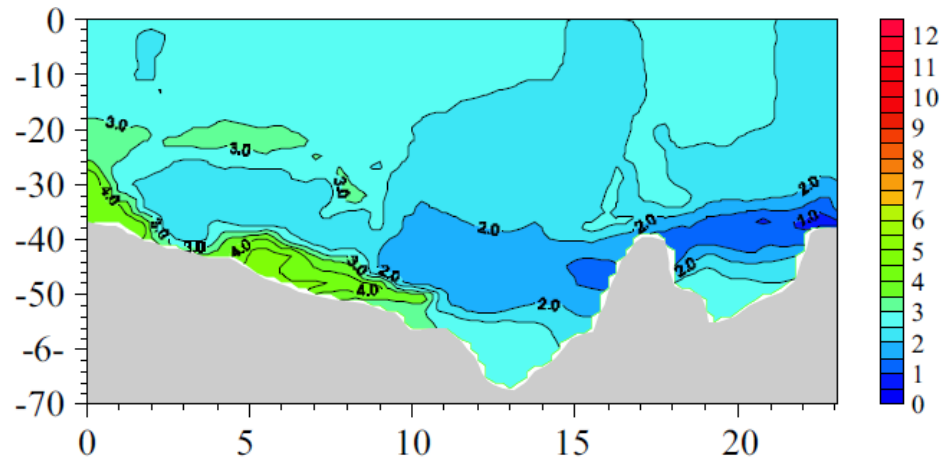
(a)



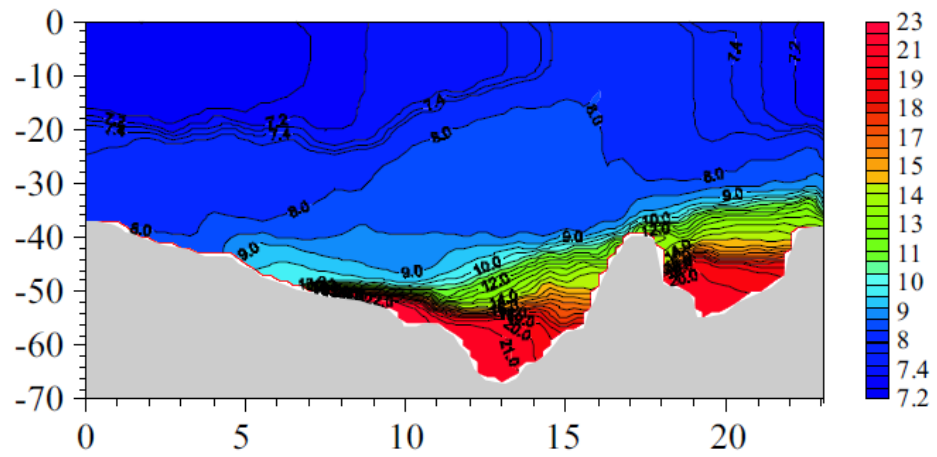
(б)

Рисунок 1.15 – Температура и соленость в Арконе 25–26 декабря 2003 г. [120]

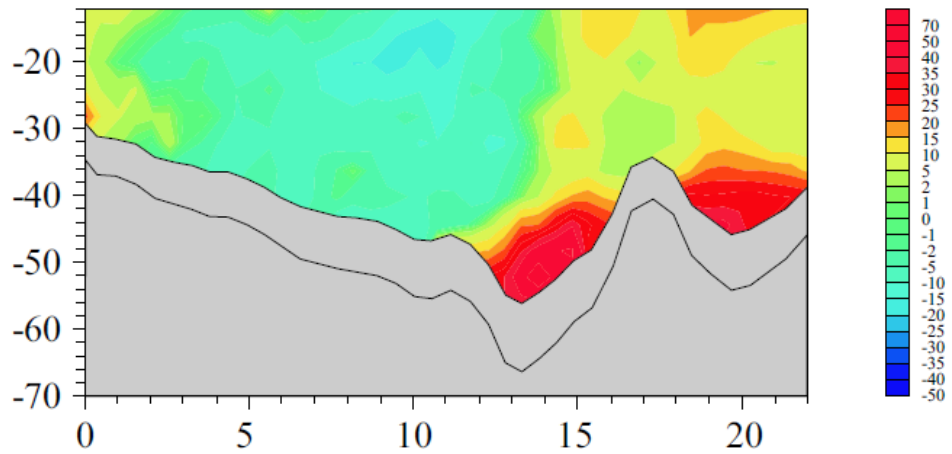
В Борнхольмском проливе в придонном слое южного (правого) склона присутствовала поступившая при затопке североморская вода с температурой ниже  $1^{\circ}\text{C}$  и соленостью до  $24\text{‰}$  (рис.1.16а–б). Изохалины и изотермы наклонены в сторону северного склона. У северного склона у дна отмечается присутствие старой более теплой воды. При этом изотермы здесь наклонены в сторону южного склона.



(a)



(б)

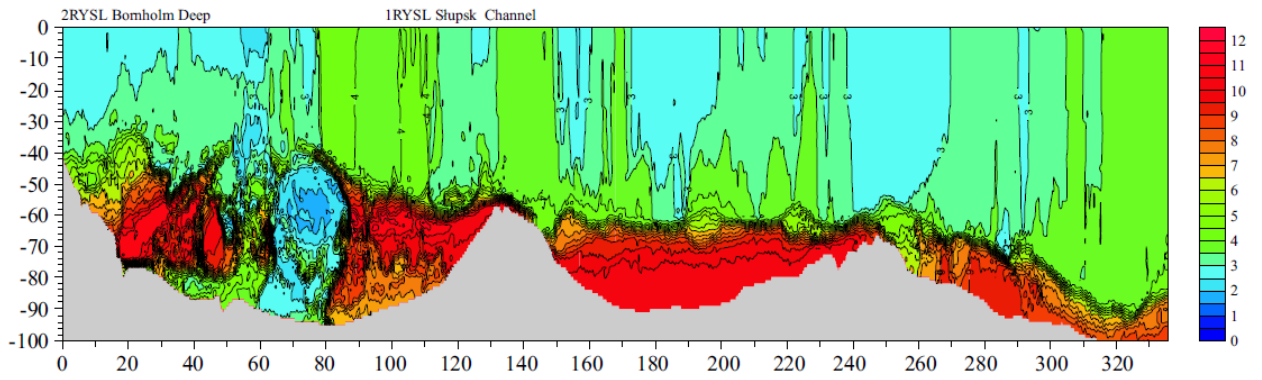


(в)

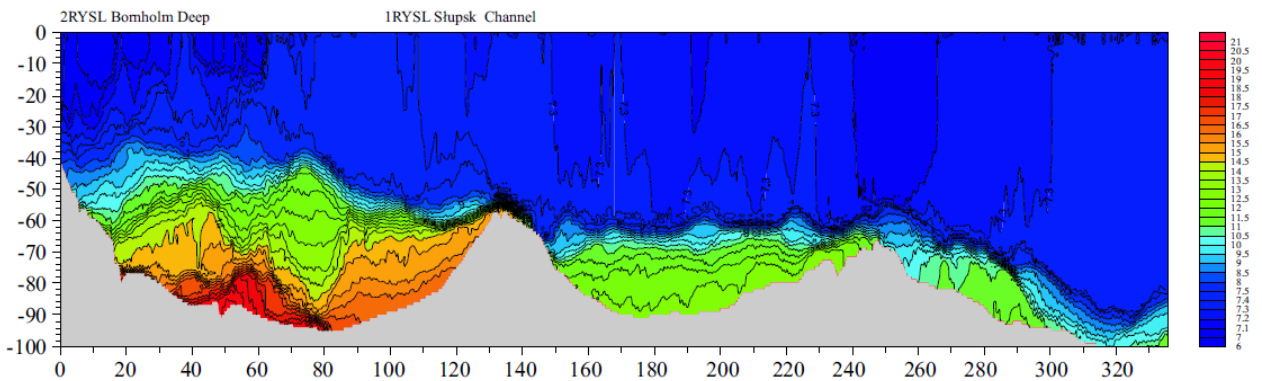
Рисунок 1.16 – Распределение температуры (град.) (а), солёности (‰) (б), скоростей течений ( $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ )(в) на сечении через Борнхольмский пролив в конце января 2003 г. (23.01.2003) [120]

На распределении направленных вдоль пролива составляющих скоростей течений у южного склона выделяется придонная область толщиной около 10 м, где отмечаются высокие скорости течений, направленных в сторону Борнхольмского бассейна. Скорости течений по толщине выделенного слоя возрастают ко дну от 5 до  $40 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$  (рис.1.16в). Над северным склоном преобладают слабые (до  $2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ ) направленные в сторону Арконы скорости течений.

В Борнхольмском бассейне в конце января (26–27.01.2003) происходит нарушение однородности в горизонтальном распределении температуры воды (рис.1.17а). В центре сечения, проходящего через Борнхольмский бассейн (рис.1.10б) в придонной области от 40 м до дна обнаруживается присутствие ядра холодной воды. Высокие горизонтальные градиенты температуры свидетельствуют о том, что заток холодной воды произошел незадолго до съемки, что не позволило горизонтальному перемешиванию сгладить распределение температуры. По данным наблюдений на других разрезах представленное на рисунке 1.17а ядро холодной воды не сразу достигло центральной части бассейна, миновав пролив, а предварительно перемещалось вдоль западного склона бассейна в окрестности острова Борнхольм [47, 93, 121]. В придонном слое Борнхольмской котловины формируется слой с пониженной температурой  $6-7^{\circ}\text{C}$ , который вытесняет к вышележащим горизонтам слой с максимальной температурой воды. В области поднятия, разделяющего Борнхольмский бассейн со Слупским желобом, формируется перелив тонкого слоя теплой воды (рис.1.17а). В распределении солености на сечении области расположения ядра холодной воды соответствует расположение области ядра соленой воды соленостью от 10 до 16‰. Под влиянием этой воды происходит вытеснение старой придонной воды, которая начинает переливаться через разделительный хребет в Слупский желоб (рис.1.17б).



(a)



(б)

Рисунок 1.17 – Распределение температуры (а) и солёности (б) на основном сечении в конце января 2003 г. [120]

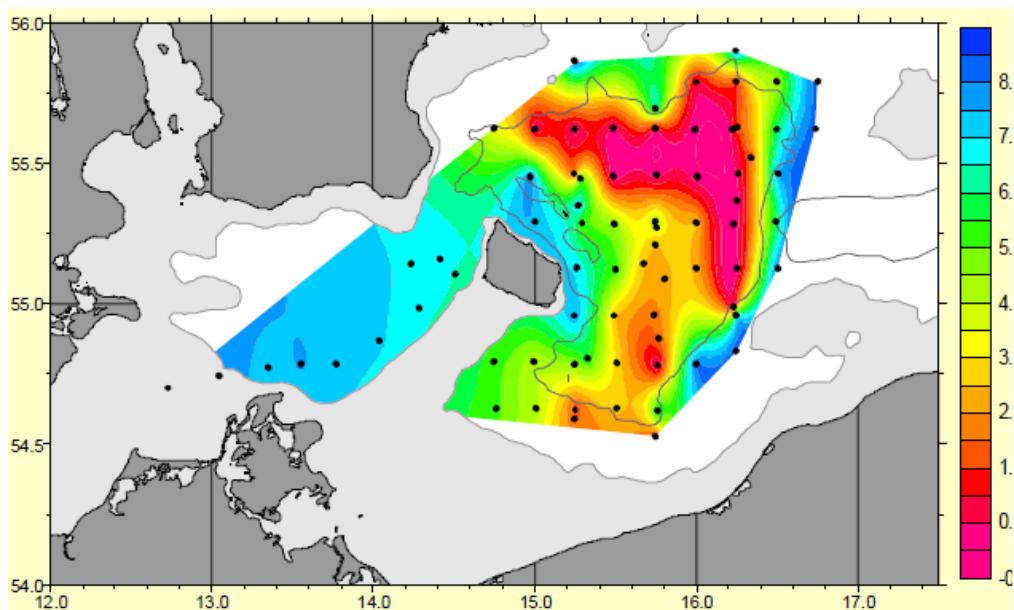


Рисунок 1.18 – Распределение концентрации содержания кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) в придонном слое в Борнхольмском бассейне в конце января 2003 г. (26–28.01.2003)

К концу января произошло заметное смещение придонных водных масс с малым содержанием кислорода к западному склону. По представленным на рисунке 1.18 данным наблюдений распространение североморской воды, обогащающей придонный слой бассейна кислородом после выхода их пролива происходило вдоль западного склона котловины в окрестности острова Борнхольм.

По результатам ADCP съемки скорости течений на горизонтах 50 и 60 м соответствуют присутствию в верхнем слое в бассейне циклонического вихря (рис.1.19а–б) размером порядка 80 км. Ниже обнаруживается антициклонический вихрь.

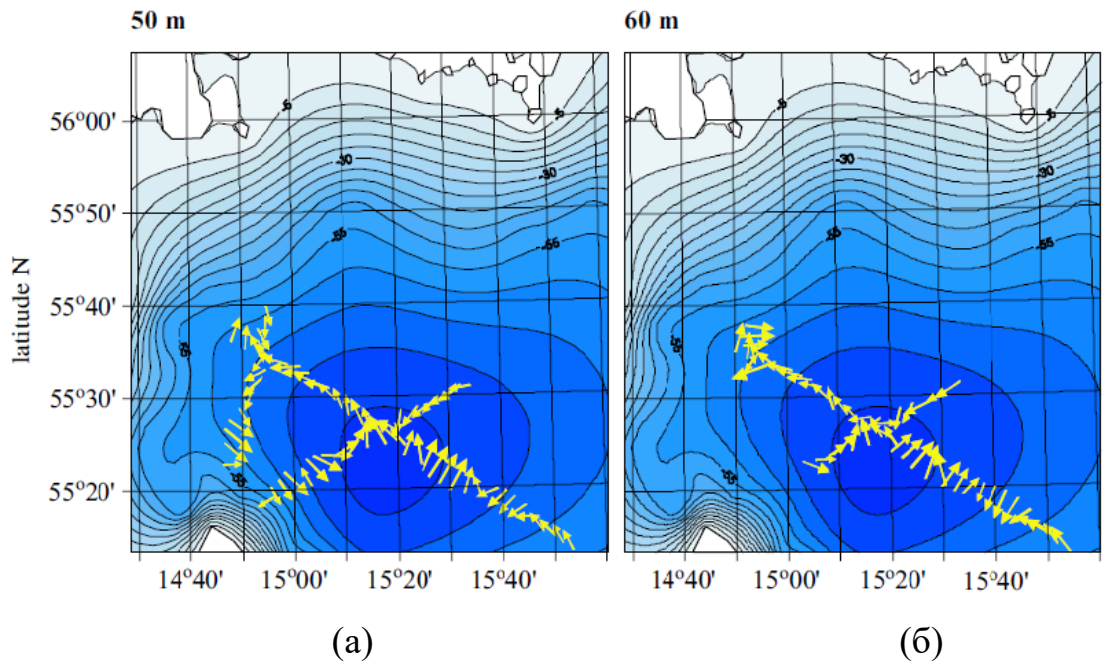


Рисунок 1.19. Распределения скоростей течений на горизонтах 50 (а) и 60 (б) в конце января 2003 г. по данным ADCP съемки. [120]

Поступающая вода подняла положение галоклина на 10–20 м, вытеснив теплую старую перемешанную воду к восточному склону. В Слупском желобе пока еще отсутствуют признаки поступления североморской воды. Температура воды здесь еще выше 10°C. Но придонный слой стал тоньше. На момент наблюдений положение галоклина соответствует глубине около 60 м. В декабре

он находился на глубине 40 м. Соленость придонной воды в Слупском желобе понизилась на 1‰. Такие изменения не могли быть вызваны лишь перемешиванием. Следует предположить, что в этих изменениях сыграла важную роль адвекция.

В начале февраля (4–7.02.2003) в Арконском бассейне из-за поверхностного выхолаживания формируется однородное вертикальное распределение температуры в окрестности 2°C. В течение предшествующих 10–12 дней придонная соленость понизилась на 2–4‰.

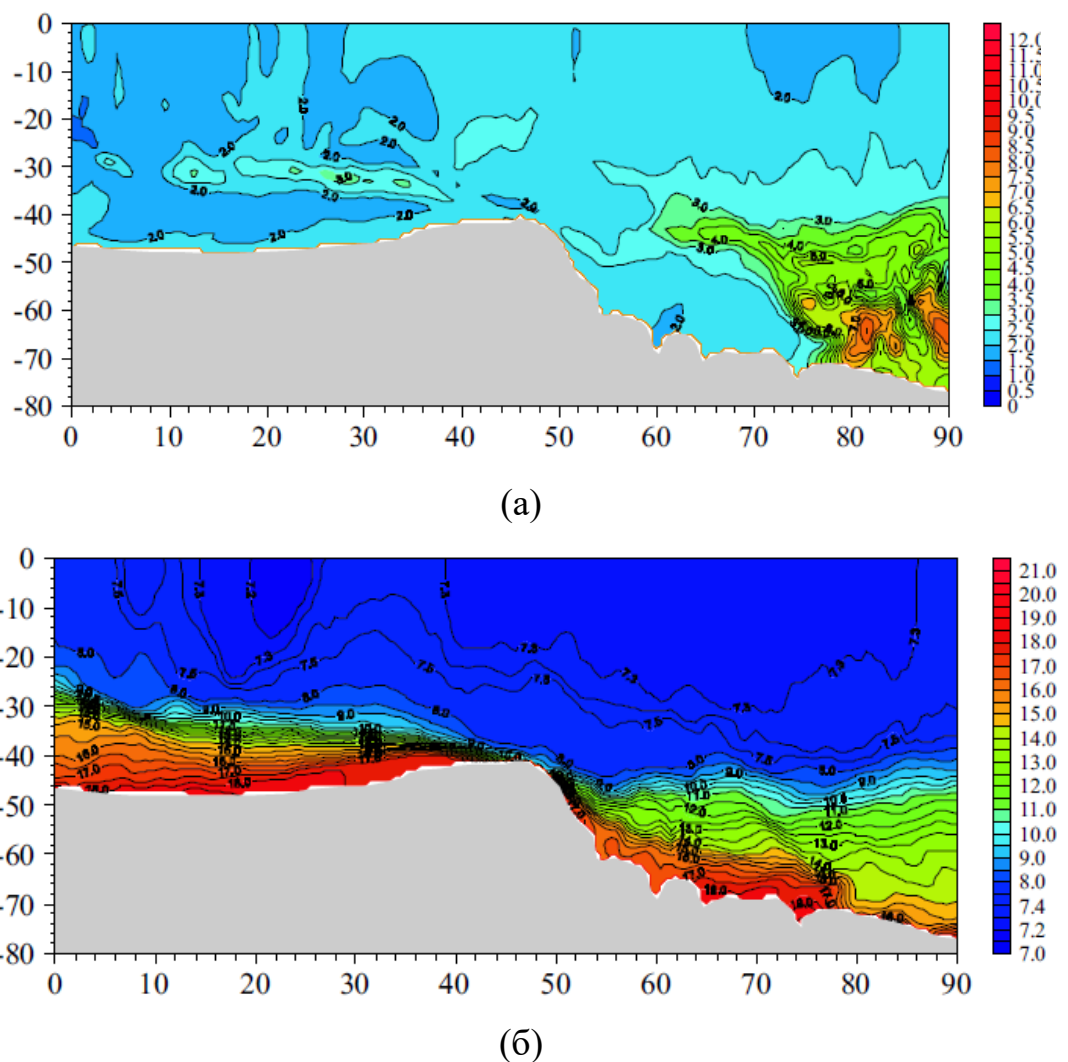


Рисунок 1.20 – Распределение температуры (а) и солености (б) на продольном разрезе в Борнхольмском проливе 4–7 февраля 2003 г. [120]

На продольном сечении вдоль Борнхольмского пролива видно, что происходит поступление в Борнхольмский бассейн холодных (рис.1.20а) и соленых (рис.1.20б) вод из Арконы [48, 93, 121]. Поступающая вода не распространяется до максимальных глубин. Ее продвижение ограничивается горизонтом 70м. Толщина распространяющегося придонного слоя составляет около 10 м. При поступлении в Борнхольмский бассейн холодная, соленая и потому более плотная вода отклоняется вправо и движется в окрестности острова преимущественно вдоль изобат.

Распределение температуры на разрезе, распространяющимся от середины пролива до Слупского желоба показывает, что к началу февраля придонный слой толщиной порядка 20 м, расположенный в центре и к восточному склону котловины заполнен поступающей через пролив холодной водой (рис.1.21а). При этом часть западной котловины заполнена старой теплой водой до дна. Эта вода разделяет расположенную ближе к проливу область холодной воды и придонный слой холодной воды в центре котловины бассейна. Таким образом, поступающая холодная вода, поступает в центральную часть Борнхольмского бассейна, распространяясь не непосредственно по наклону, а двигаясь вправо вдоль изобат. Поступившая холодная соленая вода, заполнив придонный слой, вытеснила старую теплую воду к вышележащим горизонтам. На рисунке 1.21а видна прослойка теплой воды на горизонте 60 м. Кроме этого обнаруживается область старой теплой воды на восточном склоне Борнхольмской котловины у Слупского желоба. Видно, что часть этой воды перетекает в Слупский желоб. На рисунке 1.21б также видно, что придонный слой Борнхольмской котловины заполнен более соленой водой соленостью достигающей у дна 18‰. Этот слой отделен от расположенной у пролива соленой воды. В отличии от распределения температуры на распределении солености трудно выделить старую придонную воду.



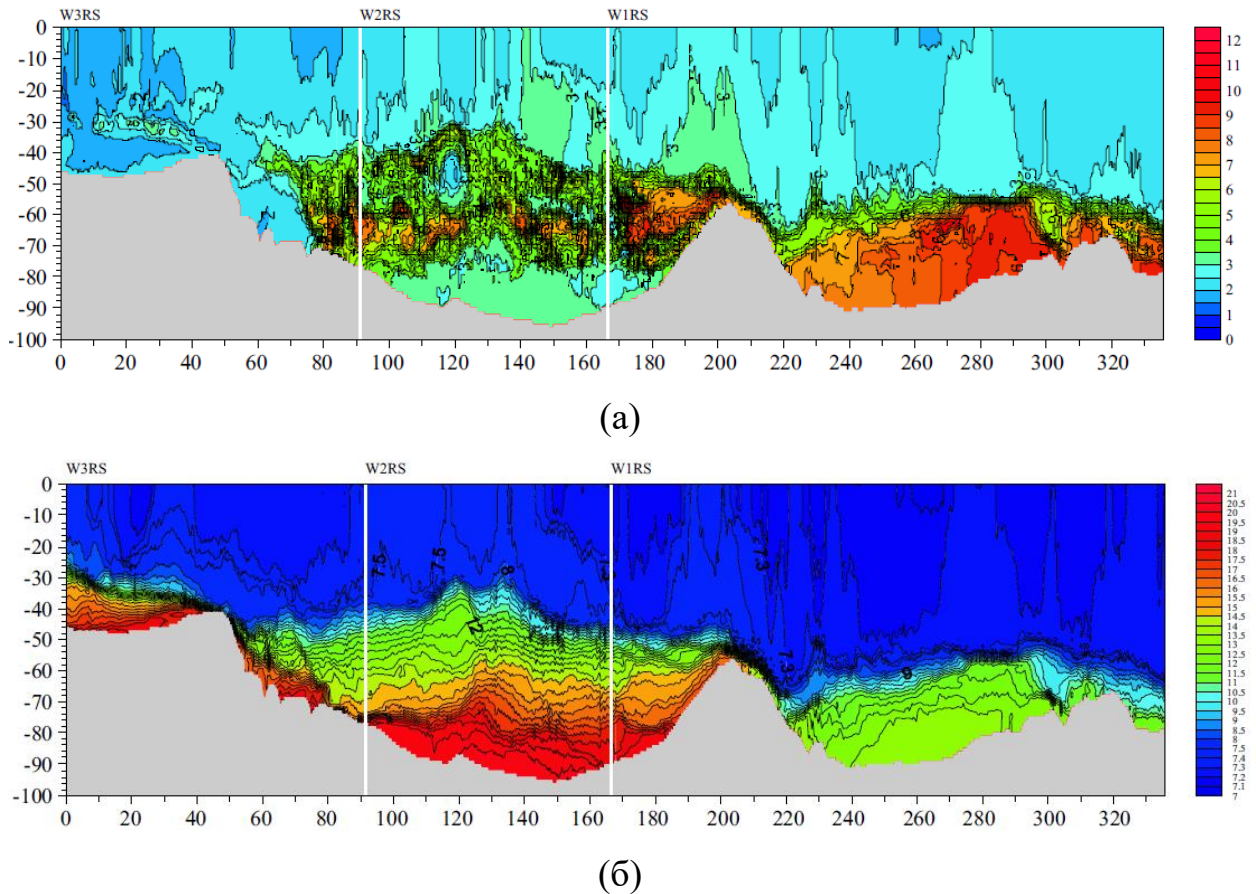
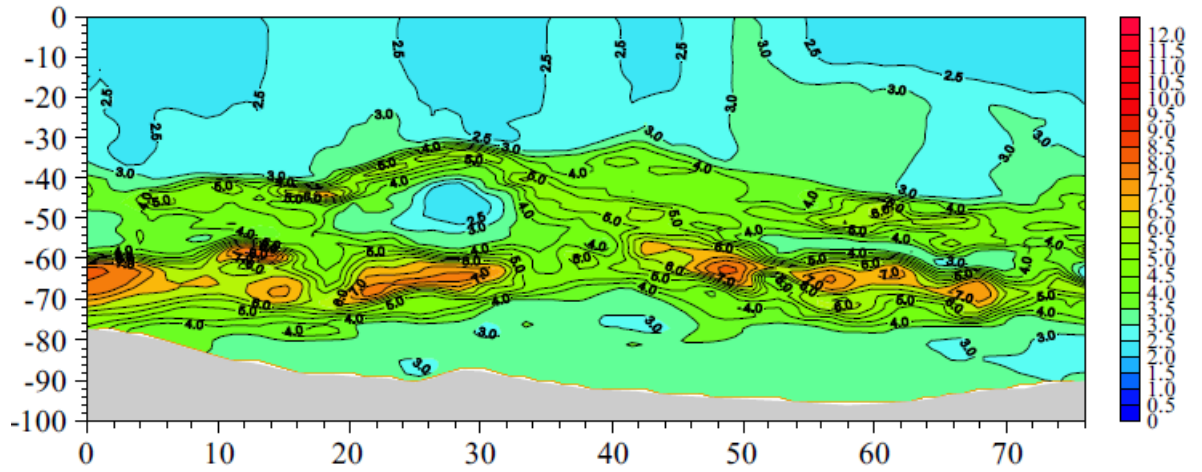
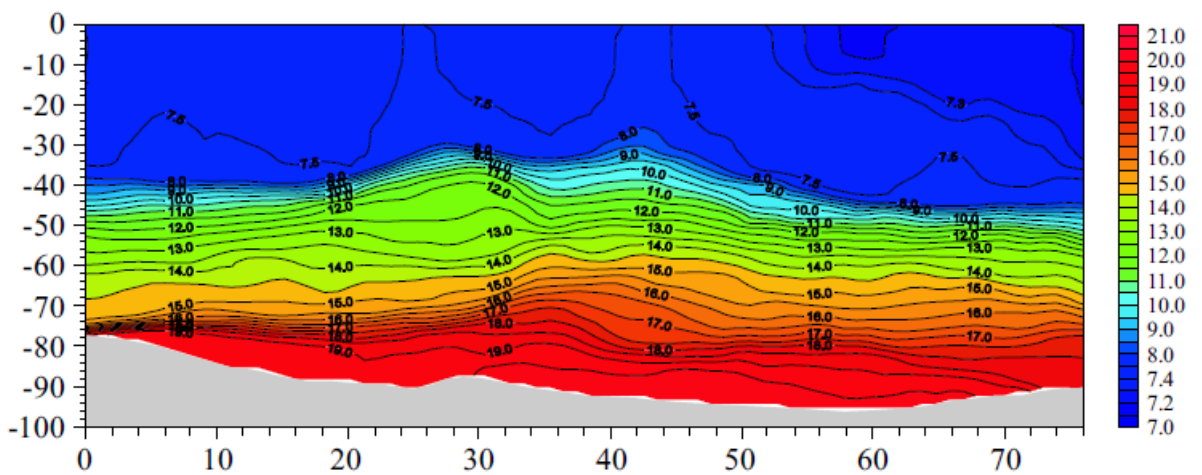


Рисунок 1.21 – Распределение температуры (а) и солёности (б) на сечении, расположенном от Борнхольмского пролива до Слупского желоба 4–7.02.2003 [120]

Результаты более детальной съемки распределения температуры и солёности воды на сечении в Борнхольмском бассейне показывают, что старая более теплая вода, расположенная в слое 40–70 м фрагментирована на отдельные линзы с горизонтальными размерами от нескольких километров до десятков километров и толщиной порядка десяти метров (рис.1.22а). Распределение солёности является более однородным (рис.1.22б). Это объясняется тем, что в данном случае плотность воды определяется солёностью. Поэтому поступающая вода, распределяясь на горизонте своей плотности, оказывается в окружении воды близкой солёности. Важной особенностью распределения поля солёности является увеличение толщины нижнего соленого слоя в центре Борнхольмской котловины и подъем его верхней границы к горизонтам 26–28 м (рис.1.22б).



(a)

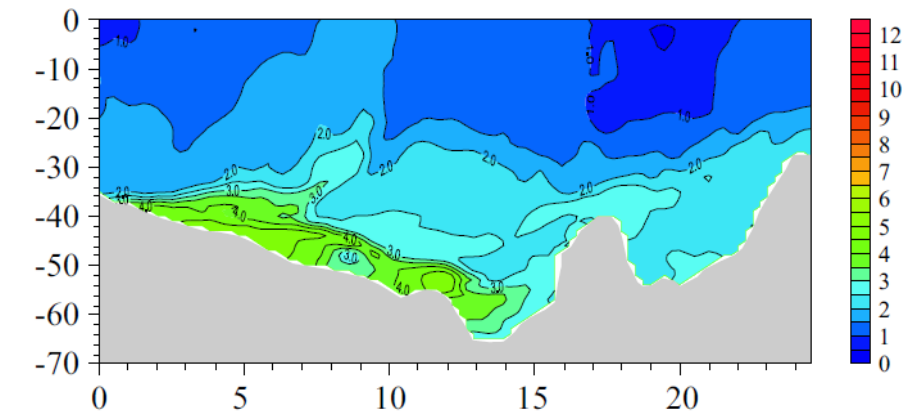


(б)

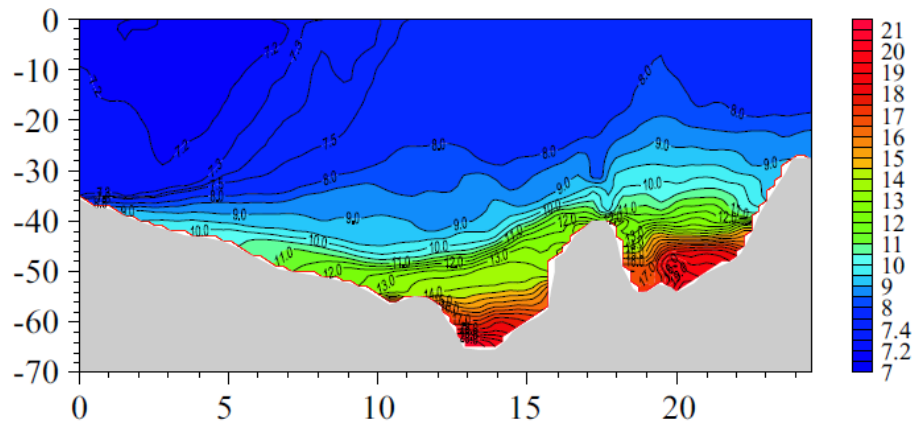
Рисунок 1.22 – Распределение температуры (а) и солёности (б) в котловине Борнхольмского бассейна 4–7.02.2003. [120]

Через две недели (16–18.02.2003) в Арконском бассейне в в Борнхольмском проливе значительных изменений гидрологических характеристик не обнаружено. В Борнхольмском проливе обнаруживается холодная ( $2^{\circ}\text{C}$ ) вода (рис.1.23а). Холодная вода концентрируется в проливе у южного склона в слое от 30м до 50м, которая представляет собой воду Арконского бассейна. У северного склона в придонном слое с толщиной менее 10м располагается более теплая (до  $4^{\circ}\text{C}$ ) вода, которая, вероятно, поступает из Борнхольмского бассейна. Более соленая вода (до 20‰) также располагается у южного склона пролива (рис.1.23б). Наклон изохалин

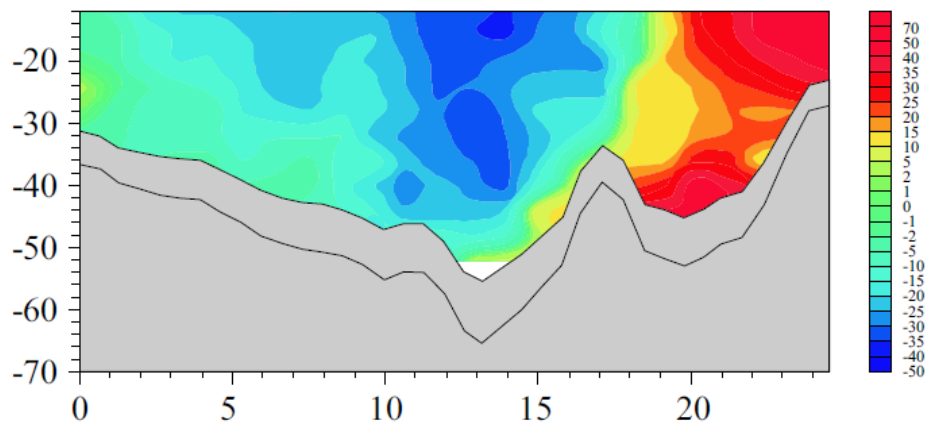
в сторону северного склона свидетельствует о том, что у южного склона происходит заток в сторону Борнхольмского бассейна.



(a)



(б)

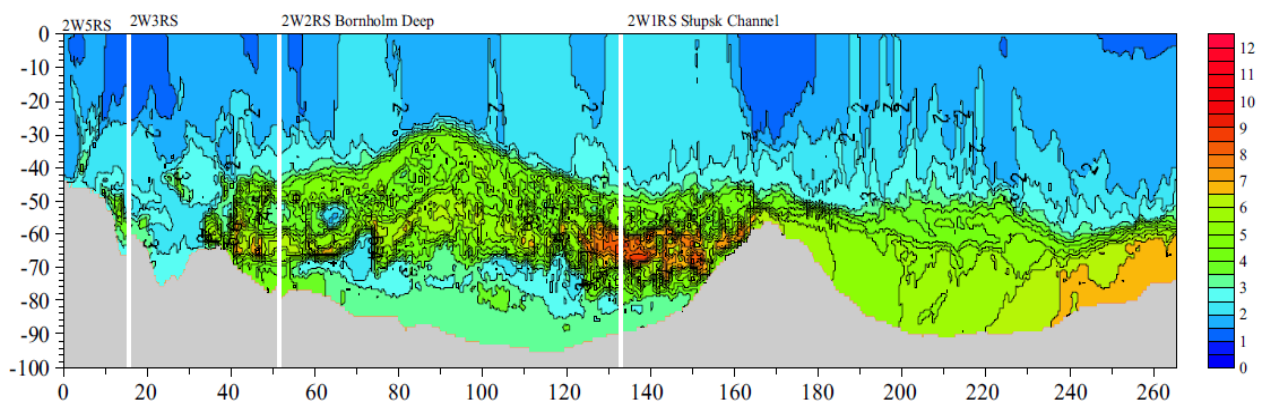


(в)

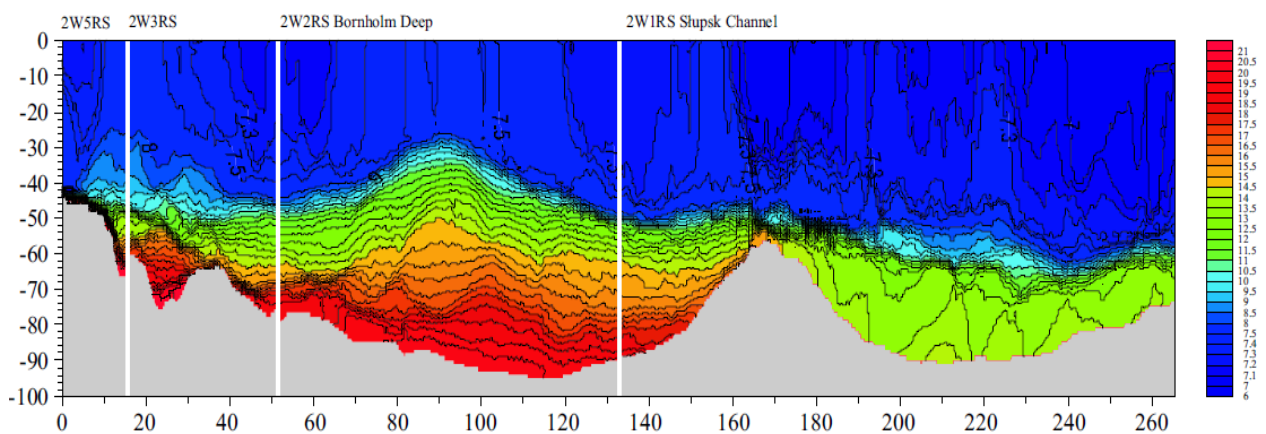
Рисунок 1.23 – Распределение температуры (а), солёности (б) и продольных составляющих скоростей течений в Борнхольмском проливе 16–18 февраля 2003г.

Наличие такого залива подтверждается результатами прямых измерения скоростей продольных составляющих течений на данном сечении (рис.1.23в). В центральной части пролива и над северным склоном обнаруживается противоположно направленный поток.

В Борнхольмском бассейне продолжается перемешивание старой воды. Линзы старой теплой воды становятся многочисленней, но меньшими по размеру (рис.1.24а). Лишь у границы со Слупским желобом отмечается крупная линза воды с температурой 5–6<sup>0</sup>С. В среднем отмечается понижение температуры воды в нижнем слое. При этом сохраняется неоднородность в вертикальном распределении температуры воды в Борнхольмском бассейне. В придонном слое до глубины 60 м отмечается низкая температура воды (2–3<sup>0</sup>С).



(a)

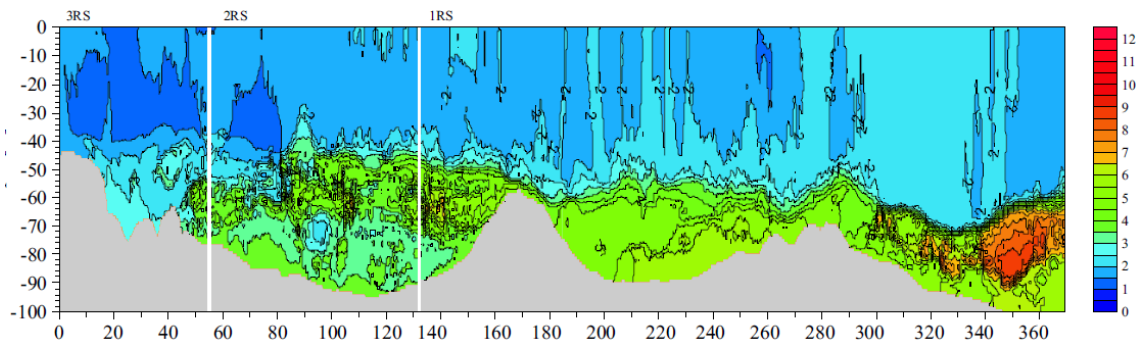


(б)

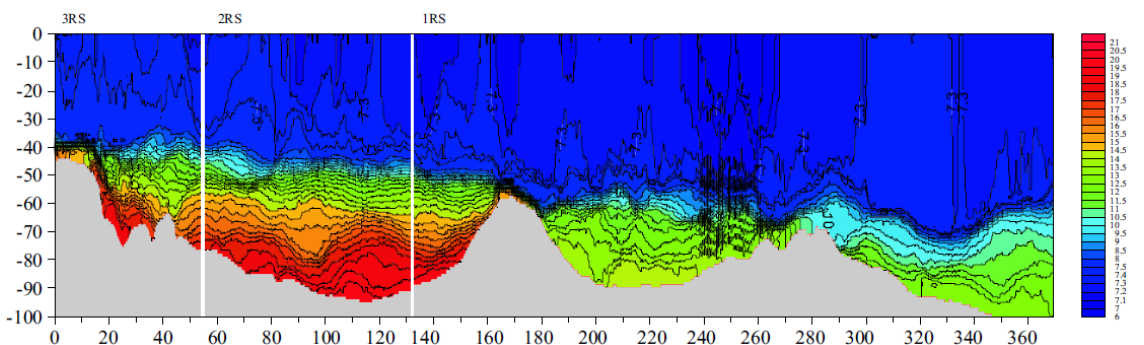
Рисунок 1.24 – Распределение температуры (а) и солёности (б) на центральном сечении (16–18.02.2003) [120]

Выше до нижней границы поверхностного однородного слоя, расположенного на глубинах 30–50 м, температура повышается до 5–6<sup>0</sup>С. Температура поверхностного однородного слоя снова уменьшается до 2<sup>0</sup>С. Характерной особенностью распределения и температуры и солёности воды в Борнхольмском бассейне является подъем изохалин и изотерм в центральной части бассейна. В результате нижняя граница верхнего однородного слоя поднимается на 20–30м.

В середине марта (15–17.03.2003) в Арконе и в Борнхольмском проливе температура воды поднялась до 2–3<sup>0</sup>С, а солёность уменьшилась до 15–16‰. Это говорит о том, что к этому времени влияние январского залива прошло. Распределение температуры и солёности воды вернулось к обычному состоянию. В Борнхольмском бассейне распределение температуры и солёности в целом сохраняет основные черты, отмеченные для середины февраля. Основное отличие заключается в ослаблении горизонтальной и вертикальной неоднородности полей (рис.1.25а–б).



(a)



(б)

Рисунок 1.25 – Распределение температуры (а) и солёности (б) на центральном разрезе 15–17.03.2003. [120]

Затоки средней интенсивности, возникающие в зимний период, являются очень важными для вентиляции промежуточного галоклина в центральной Балтике [39, 77, 79, 108, 130]. Хотя концентрация кислорода при летнем теплом затоке бывает относительно низкой (в отличие от зимнего), они также повышают содержание кислорода в Борнхольмском бассейне и восточном Готландском бассейне путем захвата местных вод с более высоким уровнем кислорода [108]. Таким образом, при слабом и среднеинтенсивном затоке, концентрация кислорода в Арконском бассейне является важным фактором для вентиляции придонных вод.

Так, летом 2002г. и 2003г. наблюдались исключительные теплые затоки слабой интенсивности [48, 49, 51, 108]. В результате перемешивания втекающих вод с окружающими богатыми кислородом водами в Арконском бассейне содержание кислорода в североморских водах также увеличилось. Впоследствии данная водная масса распространилась в галоклине Борнхольмского бассейна и, возможно, распространялась дальше в Готландскую впадину.

## 1.2 Численные моделирования придонных плотностных потоков

На начальном этапе развития моделирования придонных плотностных потоков признавалось, что основным фактором движения жидкости повышенной плотности у наклонного дна являлось превышение силы тяжести над вертикальным градиентом давления, то есть локальное нарушение уравнения гидростатики. Данную силу иногда называют отрицательной плавучестью. Действительно, при сохранении условия гидростатики плотная жидкость продолжала бы находиться в своем горизонте и не стремилась опуститься вниз. Были предложены способы учета этого эффекта негидростатичности. Наиболее широко использовалось допущение, что в области плотностной линзы вертикальный градиент давления равен силе тяжести фоновой жидкости. Одними из первых возникли интегральные модели плотностных потоков, в которых

распределение плотности в пределах придонной воды повышенной плотностью и в окружающей воде считались постоянным. В качестве основной вынуждающей силы рассматривалась направленная вдоль наклона дна составляющая превышения силы тяжести. В рамках такого подхода разрабатывались модели движения линзы плотной воды и придонных плотностных потоков. В частности, с помощью модели было показано, что при опускании потока по наклонному дну под влиянием силы Кориолиса происходит изменение направления его движения вправо, в результате чего формируется перенос придонного объема вправо от наклона дна вдоль изобат. Получена связь скорости этого переноса с разностью плотностей придонного объема и окружающей среды и наклоном дна. Вместе с тем, применение теоретических моделей для описания плотностных потоков в реальных морях затруднительно из-за используемых в них ограничений на распределение плотности окружающей жидкости, форму рельефа дна и т.д. Это стимулировало развитие дифференциальных математических моделей придонных плотностных потоков [34, 88]. В качестве исходных уравнений в них используется двумерные или трехмерные негидростатические уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и тепла, уравнение состояния.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = g \frac{\rho}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} + k \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (1.6)$$

$$\rho = f(T, S, P) \quad (1.7)$$

Для моделирования затоков (в том числе главных затоков) в Балтийское море, большое количество исследований были сделаны с начала 1990–х годов [32, 56, 68, 71, 81, 82, 83, 84, 85, 100, 102, 128]. Последние теплые потоки были смоделированы Мейером и др. в работах [101, 104] и Леманном и др. в работе [86]. Обзоры моделирования затока можно найти в работах [99, 106].

Одна из первых интегральных моделей динамики затока была проведена в начале 1990–х годов [71]. Авторы утверждали, что сильные западные ветры над западной частью Балтийского моря дают наклон уровня моря от Скагеррак до Арконского бассейна, и сильный заток соленой и богатой кислородом воды проникает в западную часть Балтийского моря до Борнхольмского бассейна. Тем не менее, результат моделирования показал, что северные и восточные ветры также необходимы для транспортировки этих вод из Борнхольмского бассейна к Готландскому морю.

Главный заток в 1993 году был объектом численного моделирования у многих исследователей. Леманн (1995) использовал модель с горизонтальным разрешением 5 км и 21 уровнями по вертикали, включая реальные ветровые условия (рис.1.27) [85]. Модель воспроизводила реалистичное распределение солености, но глубина перемешанного слоя была занижена и, следовательно, вертикальный градиент солености по галоклину был слишком слабым. Хорошее согласие между результатами моделирования и данными наблюдений получил Мейер (1996) [100] при моделировании переноса солей в главном затоке 1993–ого года. Им была отмечена важная затока через Дрогден в главном затоке. Мейер и



др. показали, что при формировании главного залива 1993-го года в процессе формирования залива важную роль играют речной сток и уровень моря в проливе Каттегат [101]. В работе [147] Журбас и др. показали по результатам моделирования, что донная соленая вода на выходе из Слупского желоба разбивается на две ветви, одна из которых направляется в сторону Готландской, а другая Гданьской впадин.

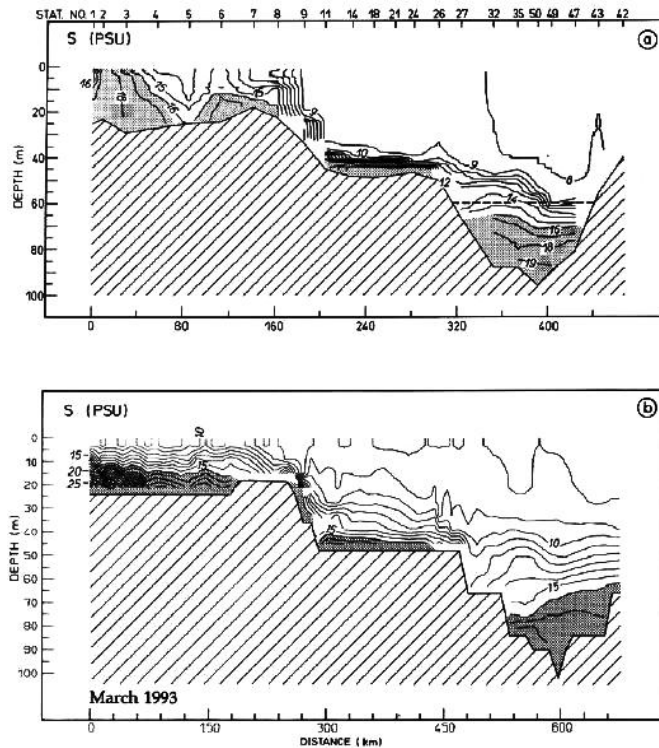


Рисунок 1.27 – Распределения солености на разрезе через Бельт, Арконский бассейн и Борнхольмский бассейн в марте 1993 г., (а) наблюдение, (б) модель [85]

Долгосрочное моделирование проводилось для периода 1902–1998 гг. Показано, что увеличение речного стока и осадков снижает интенсивность главных заливок, но не может объяснить периоды стагнации глубоководных вод в Готландском бассейне [103]. В периоды стагнации, аномальные сильные западные ветры вызывают повышение уровня моря и приводят к снижению солесереноса в Балтийское море. Увеличение стока и осадков изменяет градиент давления для большого масштаба времени, и ослабляет перенос солей. В работах [54, 104] представлены результаты моделирования умеренных заливок в 2002–2003 гг.

## 2. МОДЕЛЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННОГО ПЛОТНОСТНОГО ПОТОКА В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ В ПЕРИОД ГЛАВНОГО ЗАТОКА 2003 ГОДА

### 2.1 Уравнения движения, неразрывности и переноса

Процесс затока соленой североморской воды в Борнхольмский бассейн в период главных заток состоит из совокупности взаимосвязанных процессов. Основным процессом является распространение в придонном слое воды повышенной плотности, которое происходит в виде придонного плотностного потока. Следующим процессом является баротропный поток воды, обусловленный интенсивным поступлением воды через Датские проливы. Формирующиеся при этом баротропные течения могут оказывать влияние на распространение придонных соленых вод. Распространение поступивших при главном затоке придонных вод происходит в среде с неоднородным вертикальным и горизонтальным распределением фоновых температуры и солености. Из-за неоднородности фоновых полей температуры и солености при погружении на большие глубины придонный плотностной поток попадает в среду большей плотности. Это приводит к уменьшению превышения плотности воды потока над плотностью окружающей воды и вызывает уменьшение скорости потока. В свою очередь, придонный плотностной поток, вытесняя старую придонную воду, формирует вертикальные течения, за счет которых происходит трансформация фонового распределения температуры и солености. Учитывая указанные особенности исследуемого процесса, распространение придонного плотностного потока, трансформацию фоновых полей температуры и солености, а также обусловленные заток баротропные течения будем рассматривать отдельно. Основное внимание было уделено описанию процессов, определяющих придонный плотностной поток. При этом рассчитываемое поле солености представлялось как сумму фонового поля и поля аномалии солености,

связанного с придонным плотностным потоком. Реальное поле солёности находилось как сумма отмеченных полей. Влияние фонового поля солёности на плотностной поток учитывалось через включение в адвективные составляющие в уравнении переноса соли производных от фонового поля солёности, градиента фонового поля. Это приводило к уменьшению аномалии солёности при движении плотностного потока в направлении увеличения фоновой солёности. Учет влияния баротропных течений проводился путем включения их в составляющие скорости течений в уравнении переноса соли. Для расчетов связанных с затоком баротропных составляющих течений и процесса трансформации фонового поля солёности выполнялись в виде отдельных блоков.

При выборе блока модели для описания придонных плотностных потоков учитывалось, что основными определяющими динамическими факторами являются обусловленный градиентом плотности и наклоном дна горизонтальный градиент давления, ускорение Кориолиса, вертикальная составляющая трения [5]. Кроме этого, важным является учет влияния придонного пампинга [19]. Чтобы получить возможность лучшего вертикального разрешения в придонном слое, расчетную область разобьем на две подобласти: придонную толщиной  $\Delta H=20$  м и на расположенную выше  $H_1$  толщиной  $H-\Delta H$ . Для указанных областей используем следующие способы преобразования координат.

$$\sigma_1 = \frac{z}{H_1}, \text{ для вышележащего слоя } (z < H_1).$$

$$\sigma_2 = \frac{z - H_1}{H - H_1}, \text{ для придонного слоя } (z > H_1),$$

При использовании указанных преобразования исходная система уравнений движения, уравнение неразрывности и уравнение переноса для придонного слоя, расположенного от  $H_1$  до  $H$ , принимают вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^\sigma \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left( \frac{K_z}{(H - H_1)} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} \right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma} \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left( \frac{K_z}{(H-H_1)} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} + \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial w}{\partial \sigma_1} = 0 \quad (2.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial S}{\partial x} + (u+u_d) \frac{\partial S_0}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial S}{\partial y} + (v+v_d) \frac{\partial S_0}{\partial y} - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} - \\ - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + w \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial T}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{(v+v_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{w}{(H-H_1)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \\ \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial C}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial C}{\partial y} - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - \frac{(v+v_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} + \frac{w}{(H-H_1)} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = \\ \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Для области выше придонного слоя, лежащей в пределах от 0 до  $H_1$  аналогичная система уравнений записывается в виде

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma^* + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right); \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^{\sigma} \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma^* + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right); \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{1}{H_1} \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0; \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (u + u_d) \frac{\partial S}{\partial x} + (v + v_d) \frac{\partial S}{\partial y} + (v + v_d) \frac{\partial S_0}{\partial y} - (u + u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} - \\ - (v + v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + (u + u_d) \frac{\partial T}{\partial x} + (v + v_d) \frac{\partial T}{\partial y} - (u + u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \\ - (v + v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.11)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + (u + u_d) \frac{\partial C}{\partial x} + (v + v_d) \frac{\partial C}{\partial y} - (u + u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - \\ - (v + v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.12)$$

Для расчета плотности учитывается уравнение состояния

$$\rho = \rho_0 + \alpha_s S + \alpha_T T \quad (2.13)$$

где  $u, v, w$  – составляющие скорости течений по  $x, y$  и  $z$  соответственно;  $u_d, v_d$  – баротропные составляющие скорости течений, обусловленные расходом воды через Датские границы;  $S$  – соленость;  $S_0$  – фоновая соленость в бассейне;  $T$  – температура воды;  $C$  – концентрация содержания кислорода;  $H$  – глубина моря;  $H_T$  – толщина верхнего слоя;  $\rho$  – плотность;  $f$  – параметр Кориолиса;  $\alpha_s, \alpha_T$  – коэффициенты халинного сжатия и термического расширения.

Кроме горизонтального градиента давления, ускорения Кориолиса и вязкости также учитывается влияние инерция. Учет этого фактора связан с тем,

что под его влиянием происходит нарушение геострофического баланса между градиентом давления и ускорением Кориолиса при движении придонной воды в условиях изменения наклона дна. В модели придонного плотностного потока фоновое распределения плотности принималось равными нулю.

## 2.2 Параметризация придонного пампинга

Согласно данным исследований [4, 7, 19, 26], дивергенция придонных экмановских потоков приводит к формированию вертикальных течений (придонный пампинг), что оказывает заметное влияние на динамику придонного плотностного потока. Для его учета воспользуемся представленными в [18] уравнениями. Скорости возникающих под влиянием придонного пампинга вертикальных течений находятся из уравнения

$$w_H = \left( \frac{\partial M_{ex}}{\partial x} + \frac{\partial M_{ey}}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

где  $M_{ex}$ ,  $M_{ey}$  – составляющие придонных экмановских потоков по  $x$  и  $y$  соответственно.

Придонные экмановские потоки выражаются через касательное напряжение трения у дна, которое в свою очередь преобразуются с помощью соотношения Акерблома. В итоге получаются уравнения [18]

$$\begin{aligned} w_H = & -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) - \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) - \\ & \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( H_1 \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + H_1 \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) + \\ & \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) - \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) + \\ & \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) - \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \end{aligned} \quad (2.15)$$

где  $\alpha = \sqrt{\frac{f}{2k_z}}$ ,  $k_z$  – придонный коэффициент турбулентной вязкости;  $\rho(H)$ ,  $\rho(H_1)$

плотности воды у дна и на нижней границе верхнего слоя соответственно.

В уравнении (2.15) первое слагаемое характеризует формирование в придонном экмановском слое вертикальной составляющей течений за счет баротропных экмановских потоков. Третье слагаемое описывает вклад в лапласиан придонного давления и за счет этого в вертикальную скорость лапласиана от средней плотности в верхнем и в нижнем слоях. Второе слагаемое учитывает влияние неоднородности распределения толщины верхнего слоя. Четвертое описывает формирование дивергенции экмановского потока за счет неоднородности распределения придонной плотности воды в направлении наклона дна. При этом второе слагаемое в скобках характеризует влияние плотности воды в верхнем слое. Последнее слагаемое определяет влияние кривизны морского дна на дивергенцию придонных экмановских потоков. Второе слагаемое в скобках также характеризует влияние вышележащего слоя. Для удобства обозначим различные слагаемые, входящие в уравнение (2.15) следующими буквами

$$w_1 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) - \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.16)$$

$$w_2 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( H_1 \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + H_1 \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) - \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.17)$$

$$w_3 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) - \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.18)$$

$$w_4 = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad (2.19)$$

С учетом (2.16)–(2.19) уравнение (2.15) может быть записано в виде

$$w_H = w_1 + w_2 + w_3 + w_4 \quad (2.20)$$

Для случая, когда плотностный поток локализуется в пределах придонного слоя уравнение (2.20) принимает вид

$$w_H = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) - \frac{g\Delta H}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) +$$

$$\frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) + \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) \quad (2.21)$$

При этом входящие в уравнение (2.15) слагаемые описываются более простыми соотношениями

$$w_1 = -\frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) \quad (2.22)$$

$$w_2 = -\frac{g\Delta H}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) \quad (2.23)$$

$$w_3 = -\frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) \quad (2.24)$$

$$w_4 = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad (2.25)$$



Составляющие  $w_1, w_2, w_3$  обусловлены влиянием бароклиных факторов, а  $w_4$  формируется под влиянием баротропного фактора (наклона уровня свободной поверхности), поэтому первые три составляющих мы будем называть бароклиными составляющими, а последний – баротропным.

### 2.3 Блок расчета баротропных процессов приспособления

Влияние придонного пампинга проявляется также в возмущении уровня свободной поверхности и в формировании связанных с возмущением уровня баротропных течений. Для данных процессов в модель включается блок расчета баротропных процессов, включающий следующие уравнения

$$\frac{\partial M_x}{\partial t} + fM_y = -gH \frac{\partial \xi}{\partial x} - rM_x + k_l \nabla_l^2 M_x \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial M_y}{\partial t} + fM_x = -gH \frac{\partial \xi}{\partial y} - rM_y + k_l \nabla_l^2 M_y \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y} = -\frac{\partial \xi}{\partial t} - w_H \quad (2.28)$$

где  $r$  – коэффициент придонного трения,  $k_l$  – коэффициент горизонтальной диффузии,  $M_x, M_y$  – составляющие полного потока по  $x$  и  $y$  соответственно,  $w_H = w_1 + w_2 + w_3$  – суммарная бароклиная составляющая скорости придонных вертикальных течений.

Входящие в правую часть уравнения неразрывности скорости вертикальных течений содержат описанные ранее бароклиные составляющие придонных вертикальных скоростей течений, обусловленные дивергенцией придонных экмановских потоков.

В уравнения движения (2.26)–(2.27) для составляющих полного потока входит коэффициент придонного трения  $r$ . Обычно для определения этой величины используется соотношение

$$r = c_0 \rho_0 \sqrt{u_0^2 + v_0^2} \quad (2.29)$$

где  $c_0$  – константа,  $u_0, v_0$  – средние по глубине скорости течений.

Так как основной задачей данного блока модели является воспроизведение процессов вязкого приспособления, результатом описания которых должны быть величины компенсационных вертикальных течений, то важно, чтобы трение в уравнениях движения описывалось таким же образом как при определении вертикальных течений, формирующихся в придонном слое плотностного потока. При их расчетах мы использовали соотношение Акерблома. Поэтому и в уравнениях (2.26)–(2.27) также целесообразно определить коэффициент  $r$ , исходя из соотношений Акерблома. Для баротропных условий соотношение Акерблома принимает вид

$$\tau_{Hx} = \frac{g}{2\alpha} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \quad (2.30)$$

$$\tau_{Hy} = \frac{g}{2\alpha} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \quad (2.31)$$

Соотношения (2.30)–(2.31) можно записать, используя вместо производных от возмущения уровня средние по глубине скорости течений. Для этого воспользуемся соотношениями

$$u_0 = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y} \quad (2.32)$$

$$v_0 = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (2.33)$$

где  $u_0, v_0$  – средние в слое скорости течений.

Подставив их в уравнения (2.30)–(2.31), получим

$$\tau_{Hx} = -\frac{f}{2\alpha} (u_0 - v_0) \quad (2.34)$$

$$\tau_{Hy} = -\frac{f}{2\alpha} (v_0 + u_0) \quad (2.35)$$

Используя соотношения (2.34)–(2.35), получим выражение для коэффициента придонного трения  $r$

$$r = \frac{f}{2\alpha H} \quad (2.36)$$

Граничные условия на боковой границе включали задание условия равенства нулю потоков, направленных по нормали к твердым границам. На жидких границах у ее левого края задавалось условие равенства нулю возмущения уровня. Для остальной части жидкой границы задавалось условие равенства нулю производной от возмущения уровня по нормали к жидкой границе.

#### 2.4 Блок расчета трансформации фонового поля солености

Влияние плотностного потока на фоновое поле солености проявляется через вертикальные течения, возникающие при вытеснении в придонном слое старой придонной воды. Формирующиеся вертикальные течения рассчитывались по величине приращения толщины придонного плотностного потока.

$$w_b = -\frac{\partial h_b}{\partial t} \quad (2.37)$$

где  $w_b$  – скорость вертикальных течений, обусловленных распространением придонного плотностного потока у дна,  $h_b$  – толщина придонного плотностного потока.

Толщина придонного плотностного потока находилась по величине интегральной в придонном слое аномалии солёности, поделенной на величину придонной солёности. Рассчитанная вертикальная скорость относилась к придонному горизонту. Как известно, придонная вертикальная скорость приводит к возмущению уровня, что вызывает компенсационные инерционные баротропные горизонтальные течения. В результате дивергенции (конвергенции) этих течений, формирующаяся в придонном слое вертикальные течения линейно уменьшаются до нуля. Учитывая это, вертикальное распределение величины скорости вертикальных течений описывалось соотношением

$$w_b = w_{bH} * (z / H); \quad (2.38)$$

Образуемая за счет указанных вертикальных течений горизонтальная неоднородность в распределении плотности приводит к образованию фоновых горизонтальных бароклинных течений, распространяющихся до дна. При этом из-за неоднородности рельефа дна в придонном слое могут возникать дополнительные составляющие вертикальных течений, описываемы соотношением

$$w_H = u_H \frac{\partial H}{\partial x} + v_H \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2.39)$$

где  $w_H$  – скорость вертикальных течений у дна, возникающая за счет влияния неоднородности рельефа дна на придонные бароклинные течения;  $u_H, v_H$  – придонные скорости фоновых бароклинных течений,  $H$  – глубина морского дна.

Для расчета фоновых горизонтальных составляющих скоростей течений в общем случае могут быть использованы уравнения движения

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz' + k_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^z \rho dz' + k_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (2.41)$$

Если принять во внимание особенности рассматриваемого процесса данные уравнения могут быть приведены к более простому виду. Рассматриваемый процесс представляет собой бароклинный процесс приспособления к возмущениям поля плотности, создаваемых вертикальными движениями. Так как бароклинный радиус деформации в рассматриваемой области имеет величину порядка нескольких километров, то можно предполагать, что возмущения фоновой плотности, обусловленные вертикальными течениями не будут заметно трансформироваться в процессе приспособления. Результатом процессов приспособления будет формирование квазигеострофических бароклинных горизонтальных течений. Это позволяет пренебречь в уравнениях движения вкладом инерции, то есть первым слагаемым. Баротропная составляющая, градиента давления, описываемая первым слагаемым в правой части уравнений, обычно противоположна по знаку бароклинной составляющей. Как правило, меньше, но сопоставим с вкладом бароклинной составляющей. Однако в придонном слое вклад бароклинной составляющей в формирование бароклинных горизонтальных течений является преобладающим. Для ее расчета можно использовать систему уравнений, описывающую баротропные процессы приспособления. Это делает допустимым в качестве первого шага пренебречь

баротропной составляющей градиента давления. Вклад слагаемых, описывающих горизонтальную и вертикальную составляющие турбулентной вязкости также является второстепенным и ими также можно пренебречь. В итоге, для расчета фоновой горизонтальной циркуляции, формирующейся в результате возмущения фонового поля плотности под влиянием придонного плотностного потока можно использовать в следующем виде.

$$v_H = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz' \quad (2.42)$$

$$u_H = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^z \rho dz' \quad (2.43)$$

Трансформация за счет указанных вертикальных течений распределения фоновой солености рассчитывалась из уравнения переноса соли

$$\frac{\partial S_0}{\partial t} + u_0 \frac{\partial S_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial S_0}{\partial y} + (w_b + w) \frac{\partial S_0}{\partial z} = k_z \frac{\partial^2 S_0}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 S_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S_0}{\partial y^2} \right) \quad (2.44)$$

где  $S_0$  – фоновая солености;  $w_b$  – вертикальная составляющая скорости течений, связанная с распространением в придонном слое плотностного потока;  $u_0, v_0$  – горизонтальные фоновые составляющие скорости течений, обусловленные горизонтальной неоднородностью фоновой солености;  $w_H$  – вертикальная составляющая скорости течений, возникающая под влиянием неоднородности рельефа дна на скорость фоновых течений  $u_0, v_0$ .

### 3. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕВЕРОМОРСКИХ ВОД В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

#### 3.1 Расчет скоростей обусловленных затоком баротропных течений в Борнхольмском бассейне в период главного затока в январе 2003 г.

Формирующиеся в результате водообмена через проливы в период затока баротропные течения могут оказывать определенное влияние на распространение соленых придонных вод. Поэтому целесообразно учесть их влияние, включив обусловленные ими скорости течений в адвективные составляющие в уравнении переноса соли. В связи с этим возникает задача расчета в Борнхольмском бассейне баротропных течений, обусловленных водообменном через Датские проливы в период затока. Так как распространение затока в Балтийское море происходит в виде наложения прямой и отраженной низкочастотных волн, формирующих стоячую волну Кельвина [9], то затруднительно описать этот процесс, ограничившись областью Борнхольмского бассейна. Поэтому данные течения рассчитываются при моделировании баротропной циркуляции с учетом области всего Балтийского моря. Полученные результаты используются для выделения расчетных данных о баротропных течениях в пределах области Борнхольмского бассейна, совпадающей с областью трехмерной модели придонных плотностных потоков. Для моделирования баротропных течений, формирующихся при затоках в Балтийское море использовалась баротропная гидростатическая модель, включающая следующую систему уравнений:

$$\frac{\partial u_m}{\partial t} - f v_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} u_m + k_l \left( \frac{\partial^2 u_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_m}{\partial y^2} \right) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v_m}{\partial t} + f u_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} v_m + k_l \left( \frac{\partial^2 v_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_m}{\partial y^2} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial(u_m H)}{\partial x} + \frac{\partial(v_m H)}{\partial y} = -\frac{\partial \xi}{\partial t} \quad (3.3)$$

где  $u_m, v_m$  – составляющие средней по глубине скорости течений по осям  $x$  и  $y$  соответственно;  $\xi$  – возмущение уровня свободной поверхности моря;  $H$  – глубина;  $f$  – параметр Кориолиса;  $c_b$  – коэффициент придонного трения;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $k_t$  – коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости;  $t$  – время.

Последние слагаемые в правой части уравнений (3.1) и (3.2) использовались для сглаживания рассчитываемых характеристик и исключения возникающей при численных расчетах высокочастотной составляющей. Рассчитывались средние по глубине скорости течений и возмущение уровня, обусловленные периодическим меняющимся расходом воды через Датские проливы. Граничные условия задавались в проливах перед порогами Дарсс и Дроген (рис.3.4). При задании граничных условий использовались фактические данные о величине изменения объемов воды в Балтийском море в период главного затора в январе–феврале 2003г. [86].

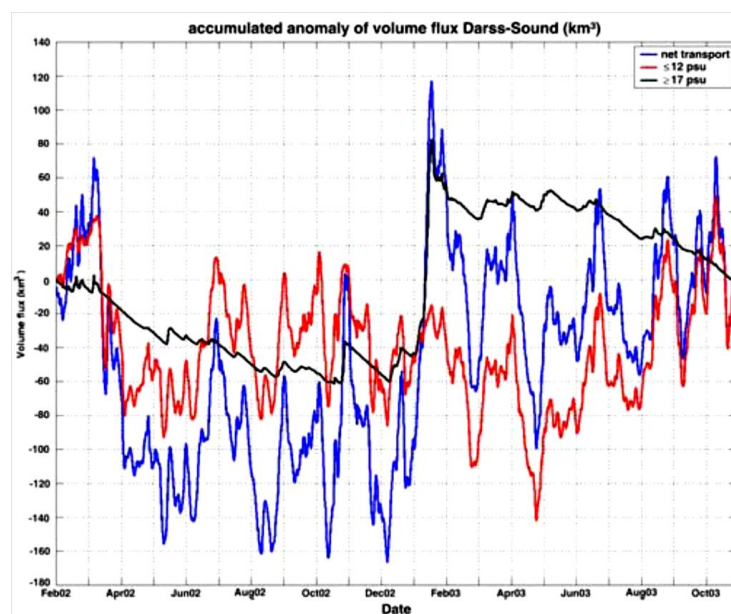


Рисунок 3.1– Временной ход отклонения объема воды ( $\text{км}^3$ ) в Балтийском море от среднего значения.



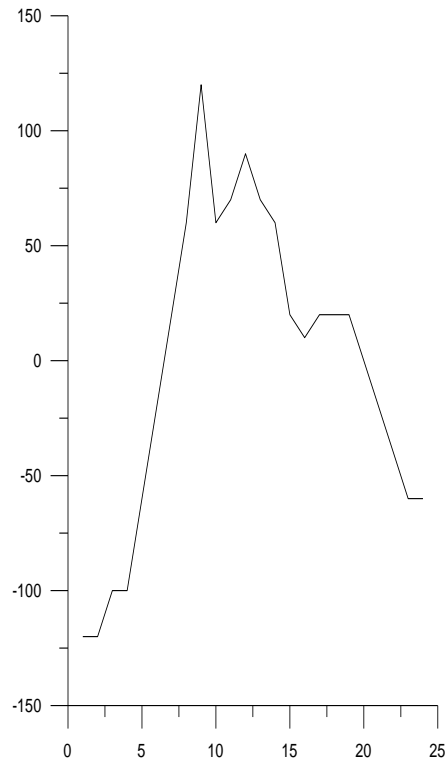


Рисунок 3.2 – График изменения отклонения объема воды в Балтийском море от среднего значения в период генерального нагона в январе–феврале 2003 г.

Величина отклонения объема воды в Балтийском море была аппроксимирована функциями

$$V = V_0 \sin\left(\frac{2\pi}{T}(t + t_0)\right) \quad (3.4)$$

где  $V$  – отклонение объема воды в Балтийском море от невозмущенного состояния ( $\text{км}^3$ ) в период главного затора в январе–феврале 2003 г.;  $V_0$ ,  $t_0$ ,  $T$  – константы аппроксимации;  $t$  – время (сутки).

а) для периода нагона для констант принимались следующие значения:

$$V_0 = 150 \text{ км}^3, T = 30 \text{ суток}, t_0 = -15 \text{ суток}.$$

б) для периода сгона перечисленные константы принимались равными

$$V_0 = 150 \text{ км}^3, T = 60 \text{ суток}, t_0 = 0 \text{ суток}.$$

Результаты аппроксимации представлены на рисунке 3.3

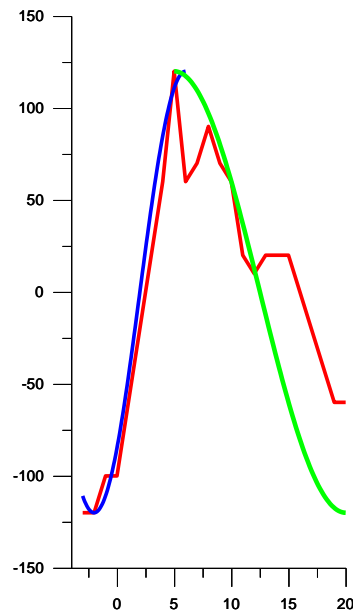


Рисунок 3.3 – Аппроксимация временной изменчивости отклонения объема воды в Балтийском море от его среднего значения ( $\text{км}^3$ ) в период январь–февраль 2003г.

Величина расхода воды на жидких границах в период залива была получена как производная по времени от отклонения объема воды ( $Q$ ) в Балтийском море для периода январь–февраль (рис.3.3)

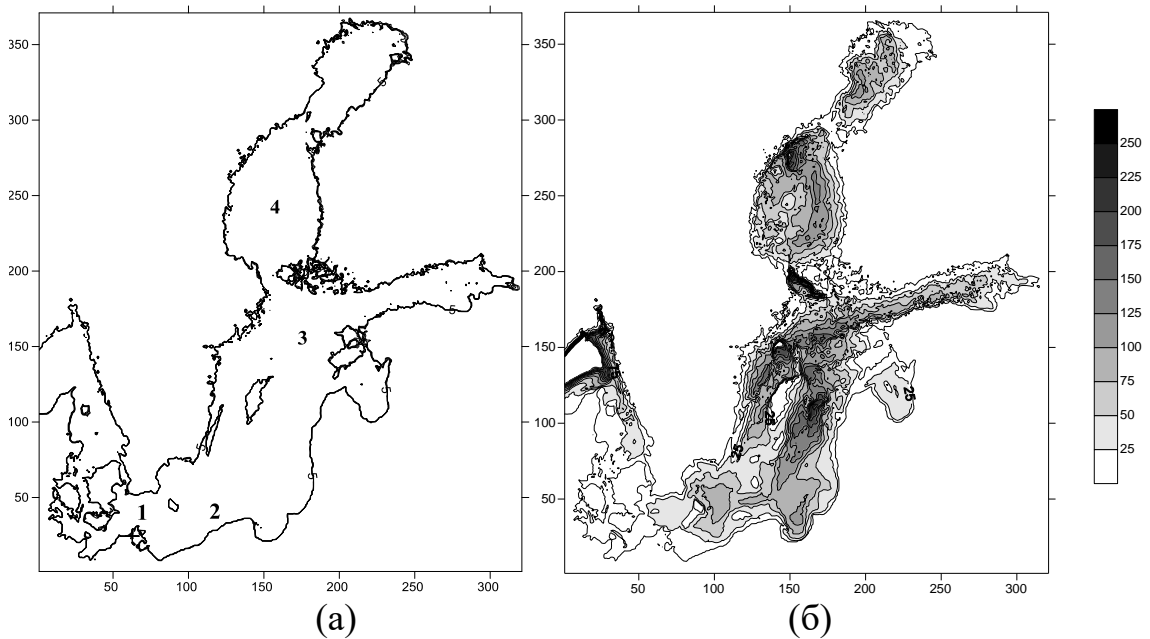
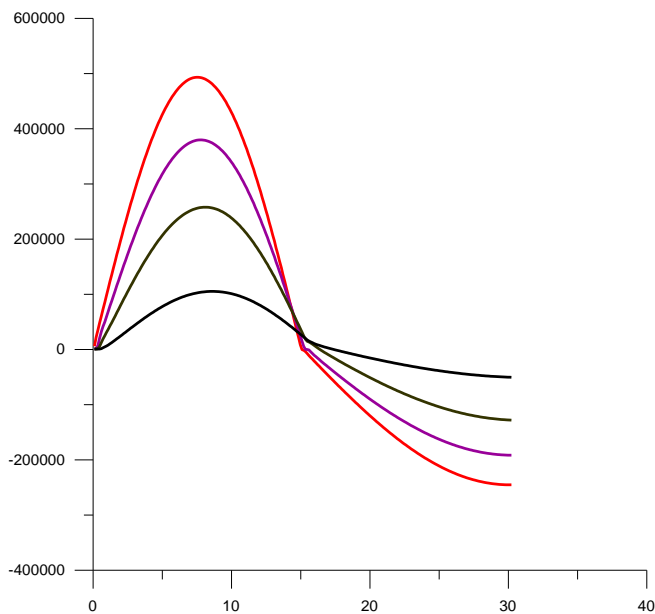


Рисунок 3.4 – Расположение сечений, для которых выводились расчетные данные временного хода расхода (а) и батиметрическая карта Балтийского моря (б)

Расходы через Датские проливы задавались в период с 11.01.03 по 17.01.03 через Дарс и пролив Зунд распределялись в соотношении 6:4. На твердых боковых границах задавалось условие непротекания. В качестве начальных условий задавались нулевое значение возмущения уровня моря и течений. Задача решалась на прямоугольной сеточной области размером по горизонтали 340x375 расчетных узлов с шагом по горизонтали 3,6 км (рис.3.4).



Графики представлены для точек:

1 – красный, 2 – фиолетовый, 3– коричневый и 4 – черный.

По оси  $x$  – время в сутках.

Рисунок 3.5 – Временная изменчивость расхода через Датские проливы

По расчетам временной ход возмущения уровня, формирующихся под влиянием расходов воды в Датских проливах, близко соответствует временному ходу расхода в проливах. Однако амплитуда колебания расходов уменьшается с удалением от проливов (рис.3.5). Это соответствует теории. Как известно распространение затухающей прогрессивной волны описывается уравнением:

$$u = u_0 \cos \left[ \frac{\sigma n}{c} \left( x - \frac{c}{n} t \right) \right] \exp \left( -\frac{\sigma \chi}{c} x \right) \quad (3.5)$$

где

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} + 1} \quad (3.6)$$

$$\chi = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} - 1} \quad (3.7)$$

Уравнение (3.5) описывает волновой характер распространения связанных с периодически меняющимся на границе затоком возмущений скорости течений. Величина  $n$  характеризует уменьшение фазовой скорости, а  $\chi$  определяет скорость затухания с расстоянием от границы волновых возмущений. Определим соответственно значение этих величин, учитывая что по оценкам  $r_0 = 10^{-6} c^{-1}$ , а  $\sigma = 2\pi 10^{-6} c^{-1}$ . При этом частота  $\sigma$  оказывается больше коэффициента придонного трения  $r_0$  (при глубине бассейна 100м) в  $2\pi$  раз.

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} + 1} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{2} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right) + 1} = \sqrt{\left(1 + \frac{1}{4} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right)} = 1 + \frac{1}{8} \frac{r_0^2}{\sigma^2} \equiv 1 + 3 * 10^{-3} \quad (3.8)$$

$$\chi = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} - 1} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{2} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right) - 1} = \frac{1}{2} \frac{r_0}{\sigma} \equiv 0.08 \quad (3.9)$$

Полученное значение для  $n$  показывает, что для низкочастотных возмущений фазовая скорость снижается незначительно (в 1.003 раз). Уменьшение частоты на порядок также не приведет к заметному изменению величины фазовой скорости. Полученное значение для  $\chi$  позволяет оценить характер затухания волнового возмущения с расстоянием, который будет определяться показателем экспоненты в уравнении (3.5)  $\frac{\sigma \chi}{c} x$ . Можно определить расстояние  $x_0$ , при прохождении которого амплитуда волнового возмущения уменьшится в  $e$  раз

$$x_0 = \frac{c}{\sigma \chi} \quad (3.10)$$

Подставив в соотношение (3.9) соотношение (3.10) и соответствующие значения входящих в представленное соотношение величин, найдем  $x_0$ , которое оказывается равным

$$x_0 = \frac{c}{\sigma \chi} = \frac{c}{\sigma} \frac{2\sigma}{r} = \frac{2c}{r} = 2 * 30 * 10^6 = 6 * 10^7 \text{ (м)} = 6 * 10^4 \text{ (км)} \quad (3.11)$$

Полученные оценки показывают, что амплитуда волновых возмущений убывает слабо. Однако надо учитывать, что оценка для коэффициента придонного трения получена для глубины 100 м и скорости течения  $0.1 \text{ мс}^{-1}$ . С уменьшением глубины одновременно происходит возрастание скорости течений, что ведет к увеличению коэффициента придонного трения и к уменьшению  $x_0$ .

При применении полученных результатов к Балтийскому морю можно предположить, что вызванные затоком через Датские проливы возмущения уровня и течений распространяются в виде прогрессивной волны, которая отражается у противоположной боковой твердой границе. При сложении распространяющейся от Датских проливов волны с отраженной от твердой боковой границе формируется стоячая волна. В области боковой границы скорость продольных течений стоячей волны становится равной нулю в силу условия непротекания. Здесь же будет происходить удвоение амплитуды возмущения уровня. Уравнение, описывающее распределение скоростей течений для результирующей стоячей волны в окрестности твердой правой границы будет иметь вид

$$u = 2u_0 \cos(\sigma t) \sin(kx) \quad (3.12)$$

где  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  – волновое число; начало осей координат расположено на твердой границе.

Так как длина низкочастотной волны существенно больше размера Балтийского моря, то синус можно заменить его аргументом. Тогда получим

$$u = 2u_0 \cos(\sigma t) \frac{2\pi}{\lambda} x \quad (3.13)$$

Из полученного соотношения можно найти выражение, описывающее колебания уровня в море. Используя уравнение неразрывности, получим

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\frac{1}{H} \frac{\partial u}{\partial x} = -2u_0 \frac{2\pi}{\lambda H} \cos(\sigma t) = \frac{4u_0\pi}{\lambda H} \cos(\sigma t) \quad (3.14)$$

Интегрируя по  $t$ , находим

$$\xi = -\frac{4u_0\pi}{\lambda H \sigma} \sin(\sigma t) \quad (3.15)$$

Как следует из полученных соотношений, модуль колебаний скорости течений линейно растет с расстоянием от твердой боковой границы. Его максимальное значение будет отмечаться на жидкой границе (в области проливов). Так как длина волны существенно больше горизонтальных размеров моря, то амплитуда колебания скорости течений на жидкой границе будет меньше  $2u_0$ . Амплитуда колебаний возмущения уровня моря будет однородно распределена в пределах области.

По расчетам распределение возмущения уровня в области на момент времени 6,25 суток, соответствующим моменту максимального затока (рис.3.6а), характеризуется достаточно однородным распределением по оси  $y$  наклона уровня в направлении вдоль этой оси.

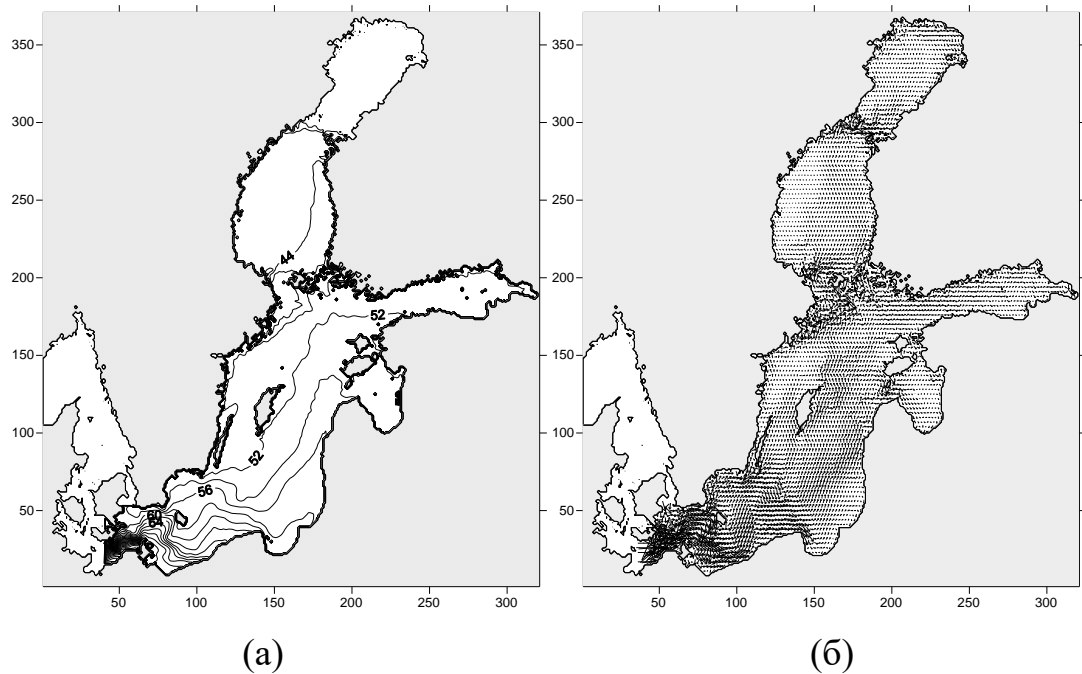
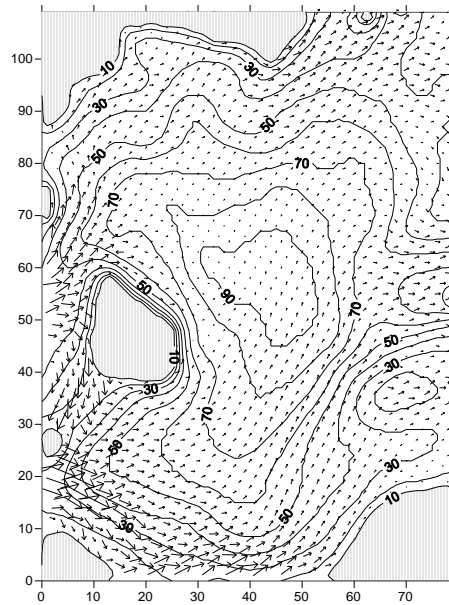


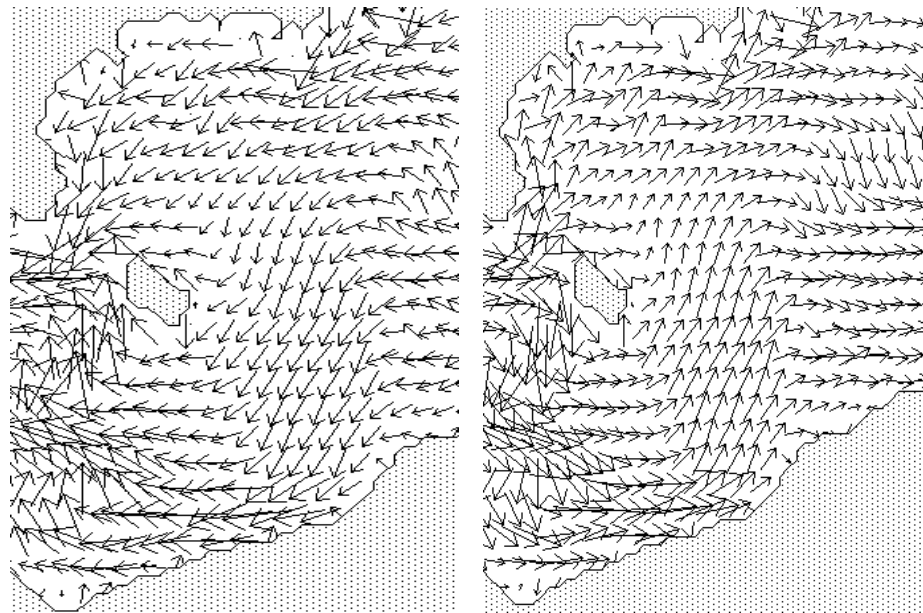
Рисунок 3.6 – Распределение возмущения уровня (а) и баротропных скоростей течений (б) на момент максимальной скорости залива через Датские проливы

В пределах центральной части Балтийского моря наибольшее изменение величины возмущения уровня отмечаются по ширине области и имеют порядок 4 см. Также отмечается уменьшение величины возмущения уровня, достигающее 8 см в Ботническом заливе по сравнению с центральной частью моря, что обусловлено с мелководностью пролива соединяющего залив с морем. Наибольшая неоднородность в распределении возмущения уровня имеет место в области Арконского и в меньшей степени в Борнхольмском бассейнах. Это объясняется с мелководностью бассейнов и неоднородностью распределения рельефа дна. Рассчитанные скорости баротропных течений в значительной степени являются геострофическими, так как их направление в значительной степени соответствуют направлениям изолиний возмущения уровня. В пределах области, совпадающей с расчетной областью трехмерной модели, были выбраны полученные на момент максимального залива результаты расчетов составляющих баротропных течений. Они были интерполированы в расчетные узлы трехмерной области, имеющей пространственный шаг 1.8 км (рис.3.7).



### Максимальная скорость течений

Рисунок 3.7 – Распределение в Борнхольмском бассейне баротропных составляющих скоростей течений, обусловленных затоком на момент максимальных расходов в Датских проливах



(а)

(б)

(Максимальная скорость течений  $-30 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ , длина вектора пропорциональна квадратному корню от модуля скорости течений)

Рисунок 3.8 – Распределение баротропных составляющих скоростей течений на моменты максимального затока (а) и выноса (б) через проливы.



Принималось, что вертикальное распределение баротропных скоростей течений однородно. Сопоставление результатов расчетов, полученных для различных временных шагов показало, что при изменении расходов скорость баротропных течений практически синхронно изменялась. При этом изменялась в основном величина скоростей течений при сохранении их направления (рис.3.8).

Это позволило рассчитывать баротропные скорости течений, умножая аналогичные скорости течений, полученные для максимального расхода, на отношение соответствующего временному шагу расхода к величине максимального расхода.

### 3.2 Особенности распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне по результатам расчетов

Для исследования особенностей распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне использовалась представленная в главе 2 трехмерная нестационарная гидродинамическая модель.

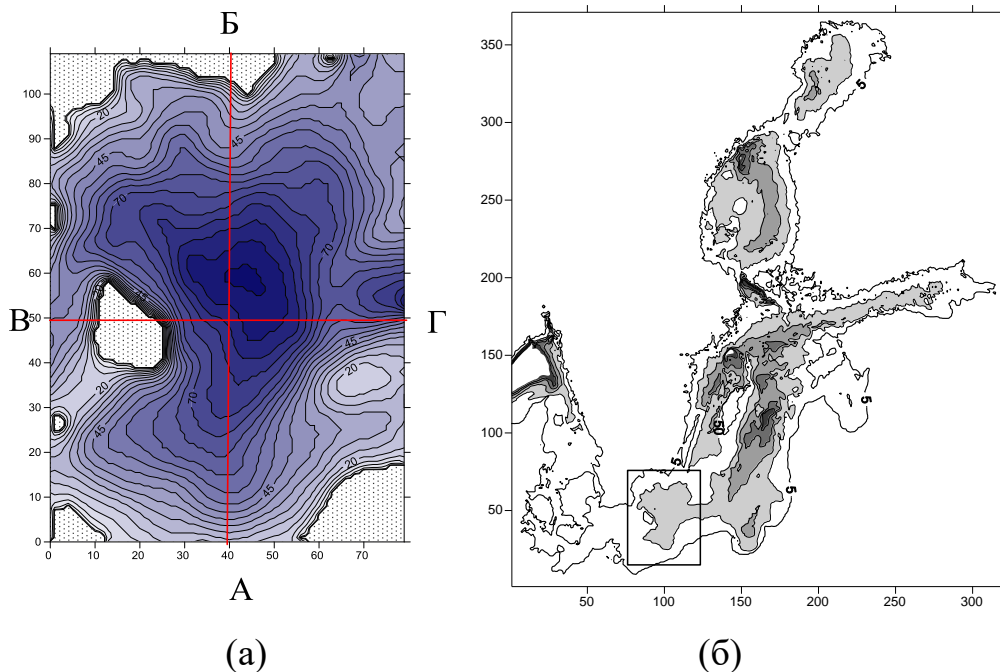


Рисунок 3.9 – Расчетная область с распределением глубины моря (м) (а) и ее расположение в Балтийском море (б)

Боковая левая жидкая граница расчетной области проходила левее острова Борнхольм, а правая жидкая граница проходила по середине Слупского желоба (рис.3.9). Расчетная область покрывалась сеткой размером 80x110 узлов по горизонтали и 40 узлов по вертикали. Горизонтальный шаг сетки составил 1.8 км. По вертикали первый 21 узел располагался в слое 20 метров от дна с шагом 1 м. Выше расстояние между узлами по вертикали составляло величину, равную  $1/H_1$ , где  $H_1=H-20$ м,  $H$  – глубина моря.

Главный заток в 2003 начался 11 января. Данные натуральных наблюдений, а также результаты расчетов дают основания предполагать, что время распространения соленых вод до западной границы Борнхольмского пролива составляет порядка 5 суток [120,121, 134]. С учетом этого за дату начала расчетов принято 15.01.03.

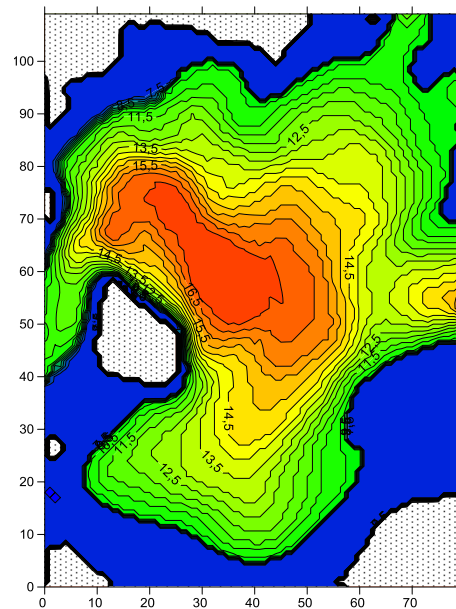


Рисунок 3.10 – Распределение придонной солености (‰) на начало расчетов

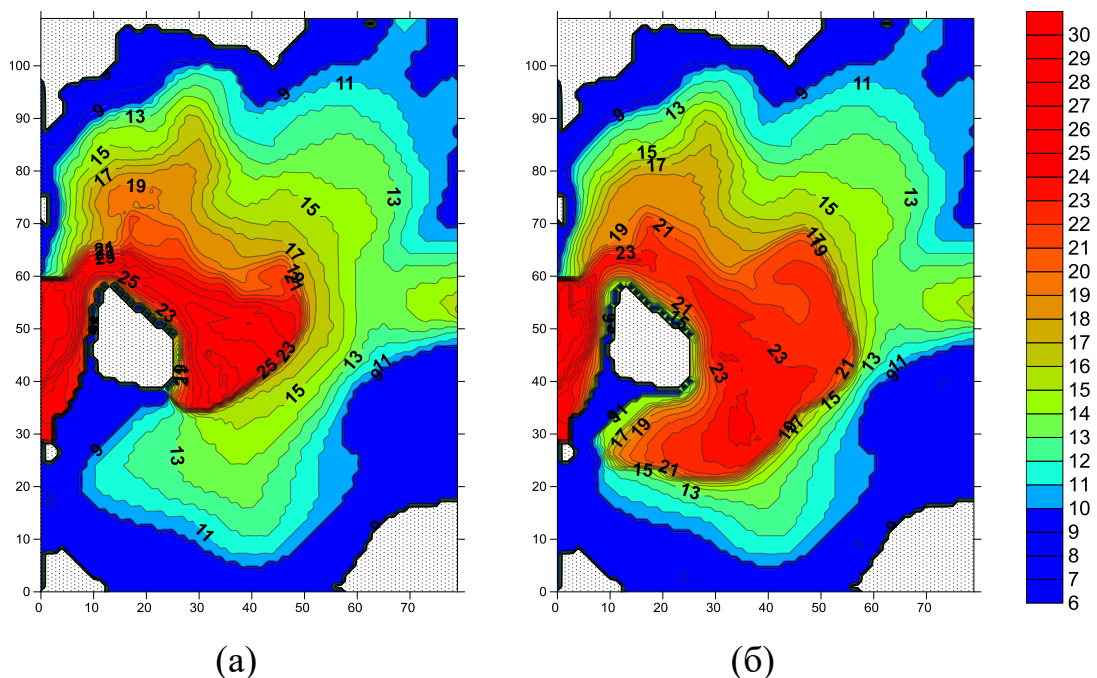
В качестве начальных условий задавались однородное по горизонтали распределение солености. По вертикали соленость верхних 40 м задавалась равная 7‰. Ниже 40 м соленость увеличивалась до 10‰ и далее возрастала к глубине 100 м до 17‰. Температура в верхнем сорокаметровом слое принималась равной 7°C, ниже она скачком увеличивалась до 14°C, и далее сохраняла свое

значение. Начальное содержание кислорода в верхнем сорокаметровом слое принималось равной  $8 \text{ мл.л}^{-1}$ . Ниже оно принимало значение  $0 \text{ мл.л}^{-1}$  и сохраняло свое значение с глубиной. Начальные значения скорости течений и возмущение уровня свободной поверхности принимались равными нулю. В качестве граничных условий в области западной границы Борнхольмского пролива у границы с Арконой задавалось расположение придонного слоя воды толщиной 15м с соленостью 25‰.

По результатам теоретических работ [26], данных лабораторных исследований [7, 141] и натуральных наблюдений [69, 121] движение придонного плотностного потока происходит преимущественно вдоль изобат вправо от наклона дна. Увеличение его ширины происходит за счет направленных по наклону дна придонных экмановских потоков, которые слабее потоков вдоль изобат. Скорость движения придонного плотностного потока пропорциональна наклону дна и превышению его плотности над плотностью окружающей воды.

Особенностью батиметрии Борнхольмского бассейна является присутствие расположенного вдоль береговой черты острова узкого участка с большим наклоном дна. С расстоянием от острова наклон дна уменьшается и изобаты расходятся. Распространение соленой воды из Арконы происходит в виде относительно узкого придонного плотностного потока, распространяющегося вначале в области южного склона Борнхольмского пролива (рис.3.11а). Через несколько суток поток достигает Борнхольмский бассейн (рис.3.11б). В области Борнхольмского бассейна плотностной поток отклоняется вправо и распространяется в окрестности склона дна у острова Борнхольм в виде относительно узкого плотностного потока. По мере распространения происходит увеличение его ширины и заглубление его левого края. Следуя изобатам в области максимального наклона дна, поток обходит остров, доходя до расположенного к югу от острова мелководья. Далее он движется вдоль мелководья. В области южной границы мелководья исчезает расположенная у боковых границ острова и мелководья относительно узкая область с большим наклоном дна. Поэтому при сохранении движения потока вдоль изобат

отмечается значительное увеличение его ширины. По мере распространения плотностного потока отмечается увеличение его ширины и отделение частей потока, образующих новые его ветви, перемещающиеся вдоль изобат вокруг области наибольших глубин котловины. Первая ветвь образуется уже в створе 50 расчетного узла по оси  $y$ . Здесь левый край потока спускается на глубину около 80м, к участку дна, характеризующемуся меньшим наклоном дна и значительным расхождением изобат (рис.3.11в). Эта ветвь движется на глубине около 80м, следуя изобатам, вначале на северо–восток, а затем к северу. Далее по направлению движения потока в области глубин 60–70м образуется еще одна ветвь, которая вначале движется к юго–востоку. При движении вдоль изобат происходит изменение ее направления движения вначале на восточное, а затем на северо–восточное. Со временем вторая ветвь включается в первую, но она перемещается выше первой ветви на глубинах 60–70м. Эта ветвь частично заходит в Слупский желоб. Третью ветвь формирует следующий вдоль изобат отклоняющийся от мелководья основной поток. Из–за расхождения изобат происходит увеличения его ширины. Горизонт его распространения 30–50м. С течением времени он смещается вдоль изобат в направлении против часовой стрелки (рис.3.11г).



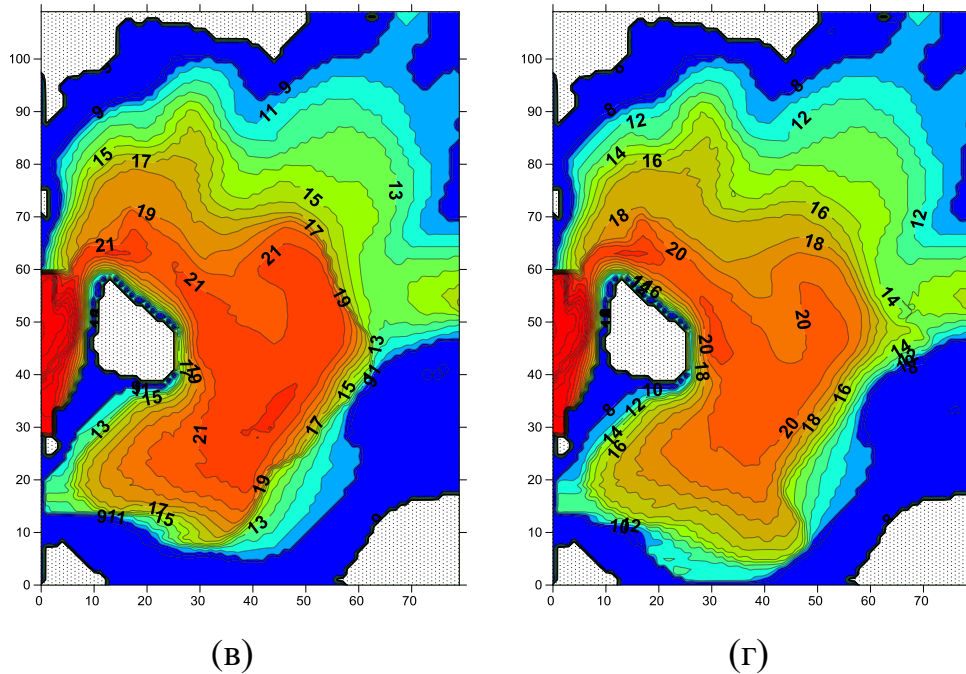


Рисунок 3.11– Распределение придонной солености (‰), рассчитанные на 25.01.03(а), 30.01.03 (б), 05.02.03 (в), 15.02.03 (г)

На рисунке 3.12а, представляющем распределение солености на поперечном сечении ВГ, по обеим сторонам от острова отмечаются области повышенной солености расположенная слева область соответствует участку плотностного потока в Борнхольмском проливе. Область, расположенная справа от острова (до 30–го узла), характеризует распределение плотностного потока в Борнхольмском бассейне на участке его движения вдоль восточного берегового контура острова. Расположенный правее участок плотностного потока соответствует потоку, движущемуся в Борнхольмском бассейне. В Борнхольмском бассейне поток располагается на глубинах 20–60м. С удалением от острова отмечается увеличение толщины потока до 20м, что связано с влиянием направленных по наклону дна придонных экмановских потоков. У правой границы плотностного потока формируется их дивергенция, а у левых – конвергенция. Далее от острова (правее 30 узла) обнаруживается слой повышенной солености с меньшей толщиной (около 10м), который распространяется до максимальных для данного сечения глубин. Этот слой представляет собой первую выделившуюся от основного придонного плотностного потока ветвь.

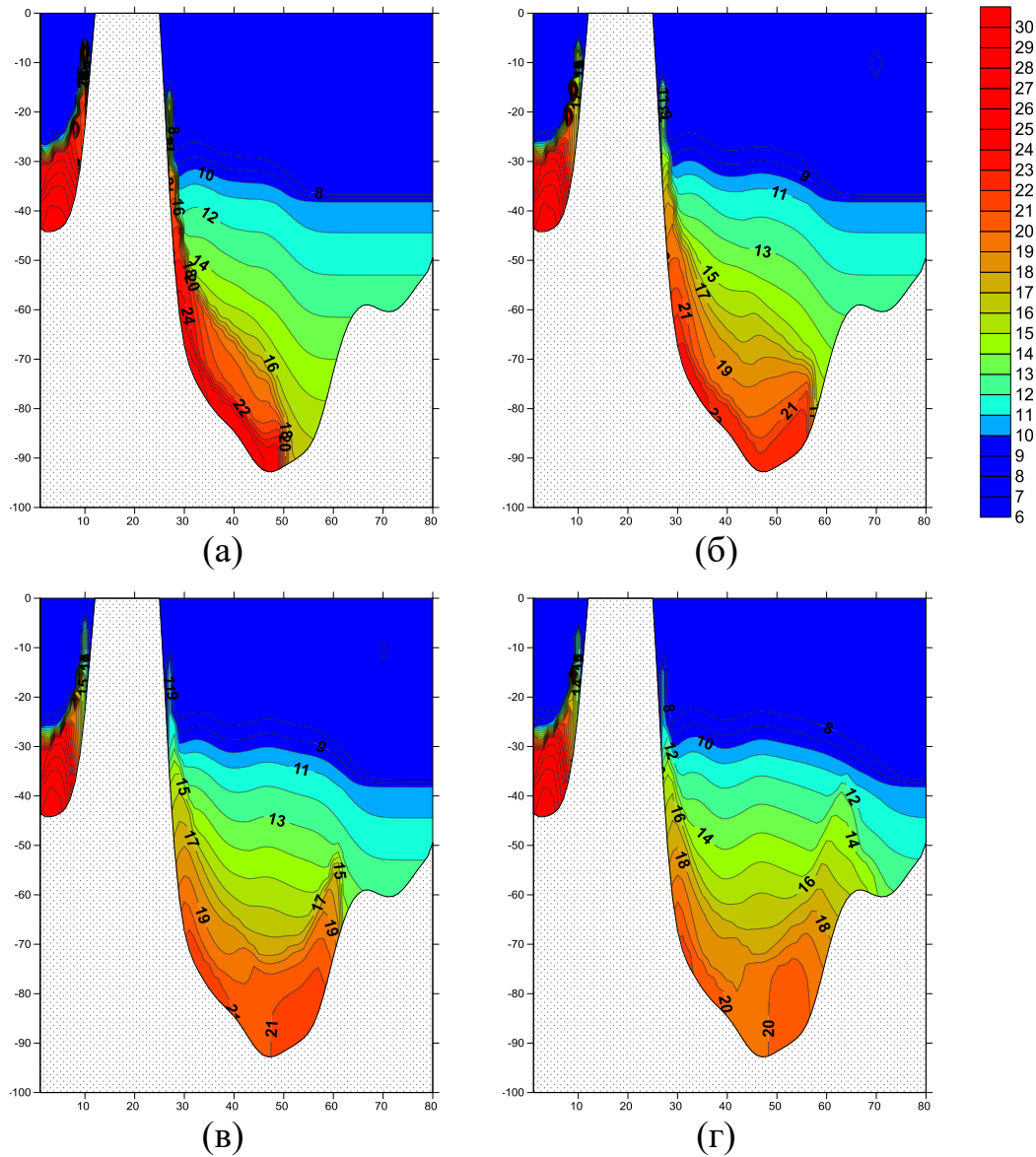


Рисунок 3.12 – Распределение солёности (‰) на поперечном сечении ВГ на 25.01.03(а), 30.01.03 (б), 5.02.03(в) и 15.02.03(г).

Уменьшение толщины этого слоя обусловлено дивергенцией потока, что обусловлено расходимостью изобат по направлению движения первой ветви. Уже через пять суток обнаруживается присутствие аналогичного слоя на противоположном склоне котловины (рис.3.12б). При этом здесь толщина и солёность придонного солёного слоя у правого склона котловины выше, чем у левого. Увеличение толщины по сравнению с толщиной придонного слоя на левом склоне котловины объясняется тем, что движению придонной воды в

восточной части котловины происходит в условиях схождения изобат, что вызывает конвергенцию потока и увеличение его толщины. В дальнейшем изменение картины распределения солености на поперечном сечении ВГ связано с подъемом соленой воды к более высоким горизонтам (рис.3.12в–г). Это вызвано тем, что движение придонных экмановских потоков к центру котловины приводят к формированию здесь восходящих потоков, что и приводит к вертикальной адвекции соленых вод. Отмеченные особенности формирования вертикальной структуры распределения солености проявляются и на продольных сечениях, построенных вдоль 40–го узла вдоль оси  $y$  (рис.3.13а–г).

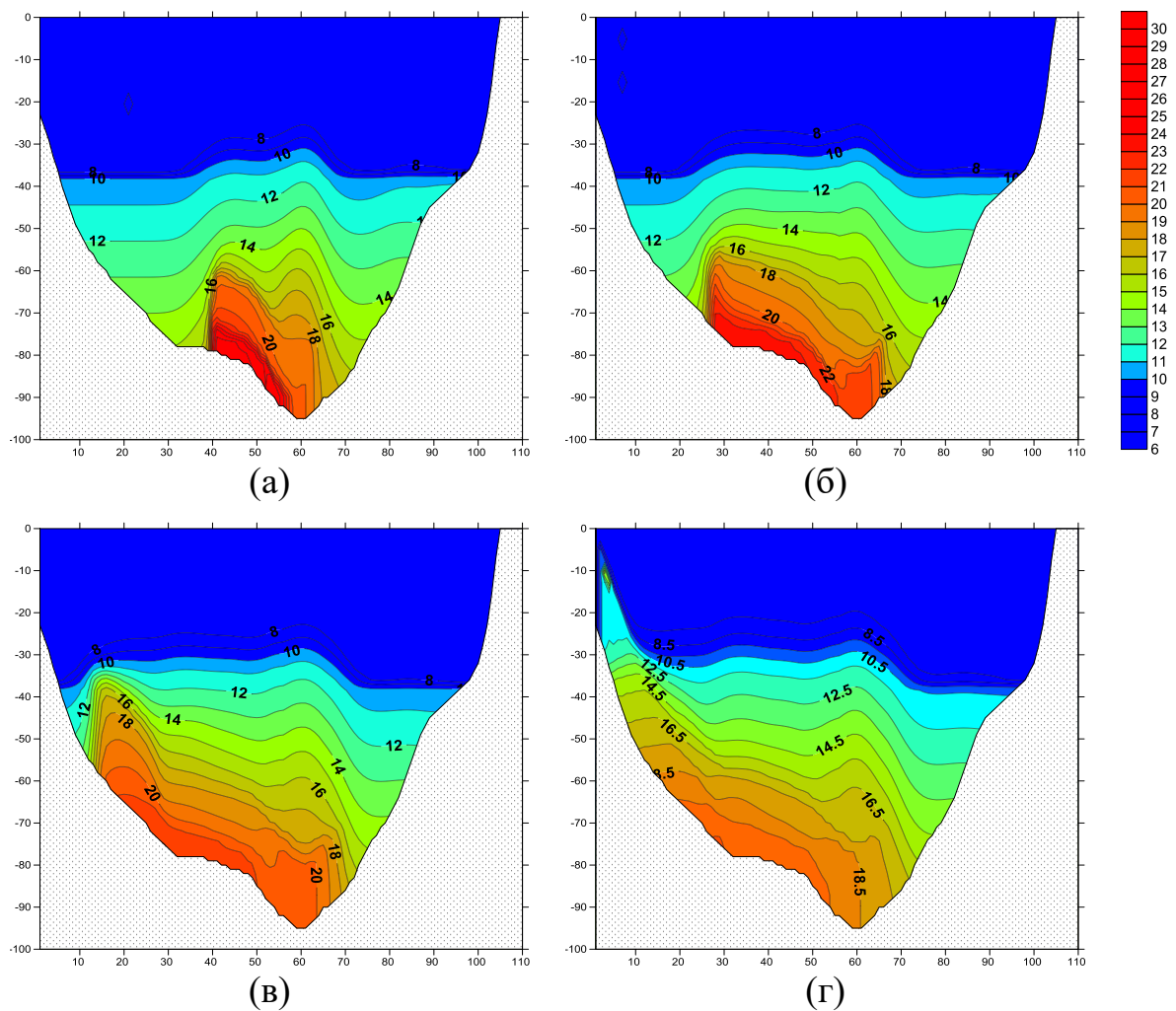
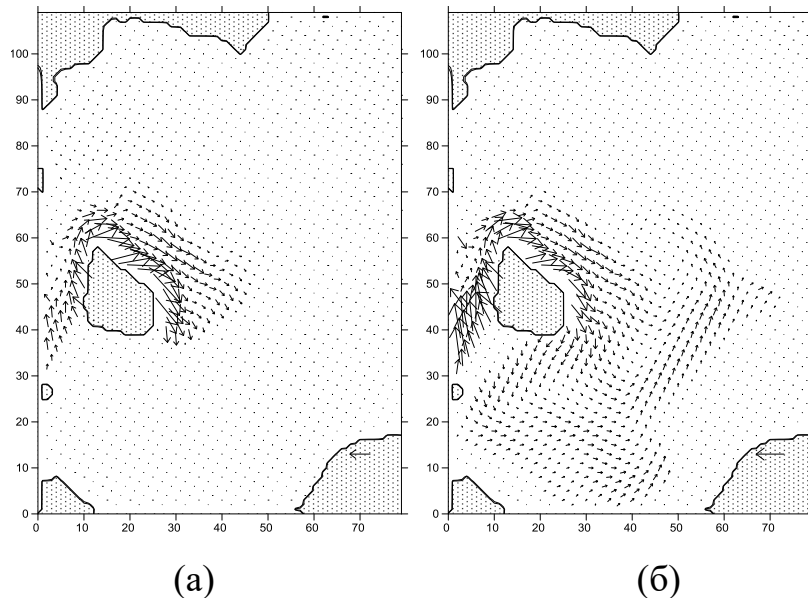


Рисунок 3.13 – Распределение солености на продольном сечении АБ на 25.01.03(а), 30.01.03 (б), 05.02.03(в) и 15.02.03(г).

Так для распределения солёности рассчитанного на 25.01.03 в придонном слое в окрестности максимальных глубин отмечается расположение относительно тонкого (около 10 м) слоя повышенной солёности, который является проявлением распространяющейся на больших глубинах воды боковой ветви (рис.3.13а). Через 5 суток (30.01.03) на сечении к югу на глубинах 50–70 м дополнительно появляется новый слой солёной воды толщиной до 20–ти м (рис.3.13б). Данный слой является проявлением второй ветви. С течением времени 05.02.03 и 15.02.03 (рис.3.13в–г) придонный слой солёной воды распространяется к южной границе области. Это является проявлением образующейся позже третьей ветви на горизонтах 20–40 м. Кроме этого, придонный слой с высокой солёностью образуется и на северном склоне котловины (рис.3.21в–г), что, в первую очередь является проявлением самой глубокой первой ветви. Направление придонных течений близко соответствуют направлению изобат (рис.3.14а–б).



стрелка в правом нижнем углу на рис. (а) –  $100 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ , на рис. (б) –  $50 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$

Рисунок 3.14 – Распределение придонных скоростей течений, рассчитанных на 25.01.03(а) и 15.02.03(б).

Максимальные скорости придонных течений локализируются в области расположения придонного плотностного потока. Наибольшие скорости течений



отмечаются в области прибрежной зоны у острова Борнхольм, что обусловлено присутствием здесь значительных величин наклона дна и большими величинами солености придонных вод. Модуль скорости придонных течений в этой области превышает  $100 \text{ см.с}^{-1}$  (рис.3.15а–б)

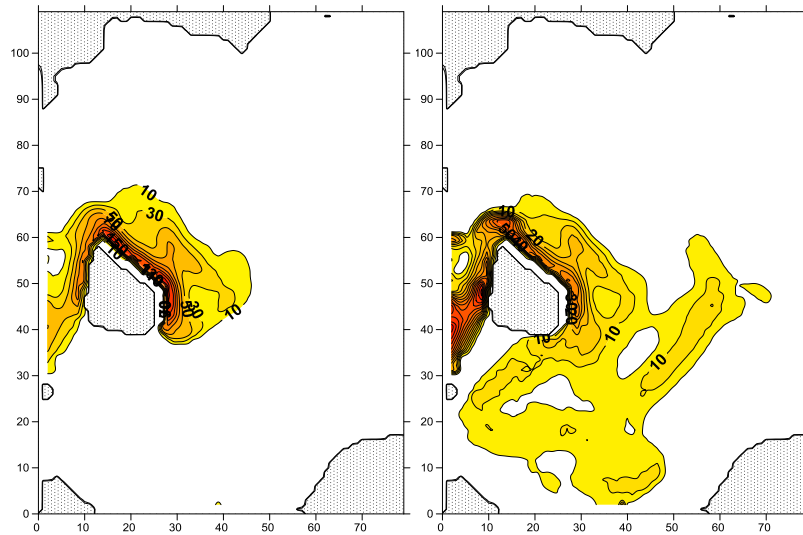


Рисунок 3.15 – Распределение модуля скорости придонных течений ( $\text{см.с}^{-1}$ ), рассчитанных на 25.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

Распространение придонного плотностного потока сопровождается формированием в придонном слое экмановских потоков дивергенция (конвергенция) которых приводит к образованию на верхней границе придонного экмановского слоя бароклинных вертикальных течений. По расчетам на 25.01.03 вдоль северо-восточной части берегового контура острова Борнхольм располагается область с наибольшими отрицательными (восходящими) бароклинными вертикальными течениями с величинами более  $3 \cdot 10^{-4} \text{ см.с}^{-1}$  (рис.3.16а–г). У внешней границей области распространения плотностного потока располагаются следующие друг за другом области положительных (нисходящих), а далее отрицательных вертикальных течений. Величина скоростей положительных вертикальных течений достигает по модулю  $3 \cdot 10^{-4} \text{ см.с}^{-1}$ . С течением времени одновременно с распространением в области придонного плотностного потока происходит перемещение областей с чередующимися

положительными и отрицательными вертикальными скоростями течений (рис.3.16б–г). В итоге структура распределения вертикальных течений, сформировавшихся под влиянием придонного бароклинного пампинга представляет собой распределение в центральной части области котловины и справа от острова области отрицательных течений, а на периферии области расположения плотностного потока располагается область положительных вертикальных течений.

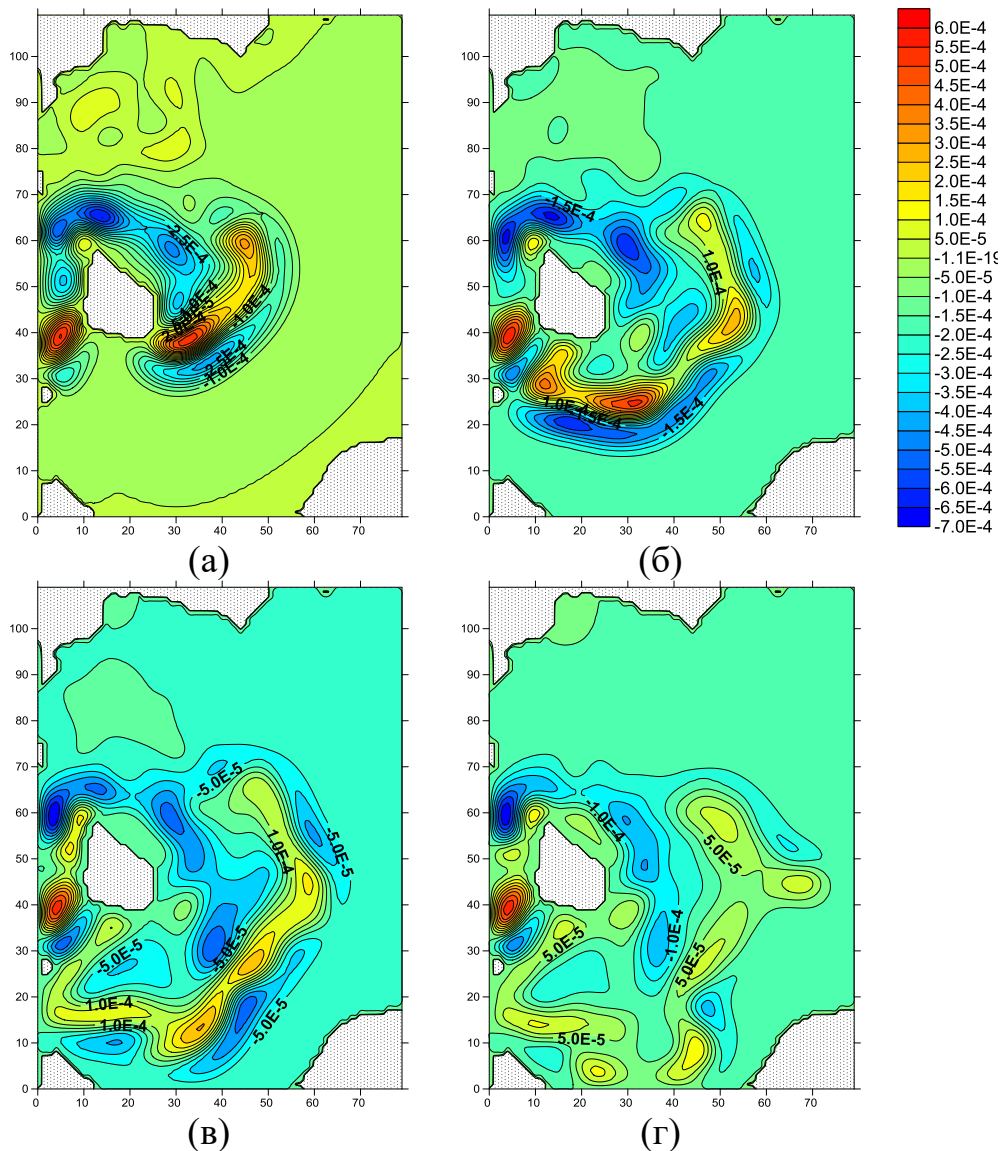


Рисунок 3.16 – Распределение бароклинной вертикальной скорости, сформированной за счет придонного пампинга ( $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ ) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03(в) и 15.02.03(г)

Механизм формирования отмеченной структуры распределения бароклинных вертикальных течений можно проанализировать из сопоставления аналогичных распределений составляющих  $w_1$ ,  $w_2$ ,  $w_3$ , построенных на 05.02.03 (рис.3.17а–в). Из сопоставления представленных результатов расчетов видно, что локализованная у побережья острова область отрицательных (восходящих) вертикальных течений связана в первую очередь с влиянием  $w_3$ , обусловленной влиянием неоднородности распределения наклона дна и характеризующейся вторыми пространственными производными от глубины морского дна. Так как в преобладающей части расчетной области распределение глубины имеет форму котловины, то вертикальные течения, обусловленные рассматриваемым фактором являются восходящими. Противоположный характер кривизны морского дна отмечается лишь к юго–западу от острова в окрестности мелководья. Но здесь нет плотностного потока. Поэтому здесь отсутствуют нисходящие вертикальные течения. Влияние второй составляющей  $w_2$  определяется расходимостью придонных экмановских потоков, направленных от центра к боковым границам плотностного потока. В результате чего в окрестности боковых границ потока со стороны потока формируются нисходящие вертикальные течения, а за границей – восходящие. Так как плотностной поток распространяется в направлении против часовой стрелки по склону котловины вокруг точки наибольших глубин, то слева от потока к центру котловины, а также справа от потока формируются области отрицательных вертикальных течений. Вдоль средней линии потока образуется область положительных вертикальных течений. Составляющая  $w_1$  формируется при движении придонного экмановского потока в пределах придонного плотностного потока от его правой боковой границы к левой, в направлении наклона дна. В результате у правой границы формируются нисходящие вертикальные течения, а у левой – восходящие. На (рис.3.17в) видно, что правая граница плотностного потока характеризуется большими горизонтальными градиентами солёности по сравнению с левой. В результате этого расположенная вдоль правой границы область положительных скоростей заметно более выражена по сравнению с правой областью отрицательных вертикальных течений

(рис.3.17а). При сопоставлении представленной на рисунке 3.17б данной составляющей скоростей вертикальных течений с рассмотренными ранее видно, что данном случае ее роль заметно меньше, чем предыдущих двух составляющих. Таким образом, можно считать, что в рассматриваемом процессе формирование вертикальных бароклинных течений в основном определяется первыми двумя составляющими.

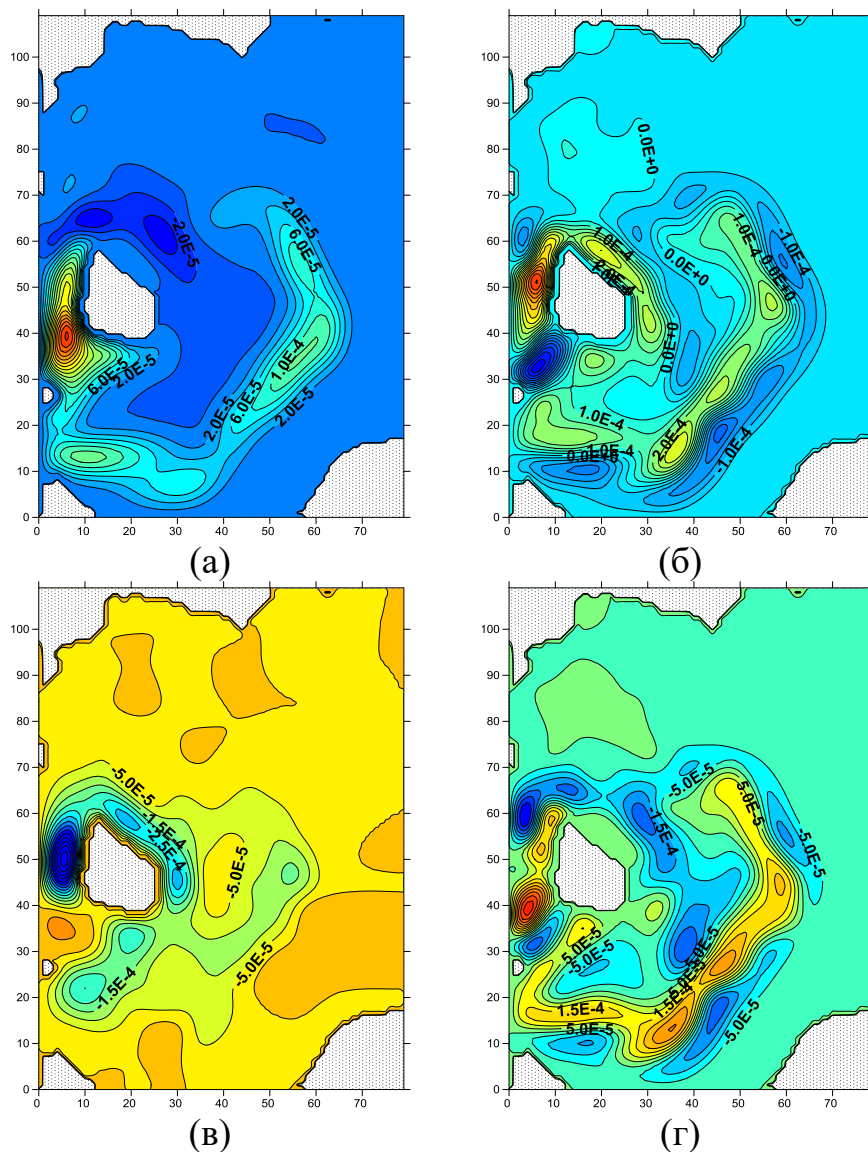


Рисунок 3.17 – Бароклинные составляющие придонного пампинга  $w_1$ (а),  $w_2$  (б),  $w_3$  (в),  $w_h$ (г) ( $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ ) на 05.02.03

Под влиянием рассмотренных вертикальных течений происходит возмущение уровня свободной поверхности, что приводит к запуску баротропных

процессов приспособления. Результатом этих процессов являются формирование установившегося возмущения уровня моря (рис.3.18), баротропных течений (3.19), а также баротропных вертикальных течений (3.21), возникающих в результате дивергенции баротропных придонных экмановских потоков.

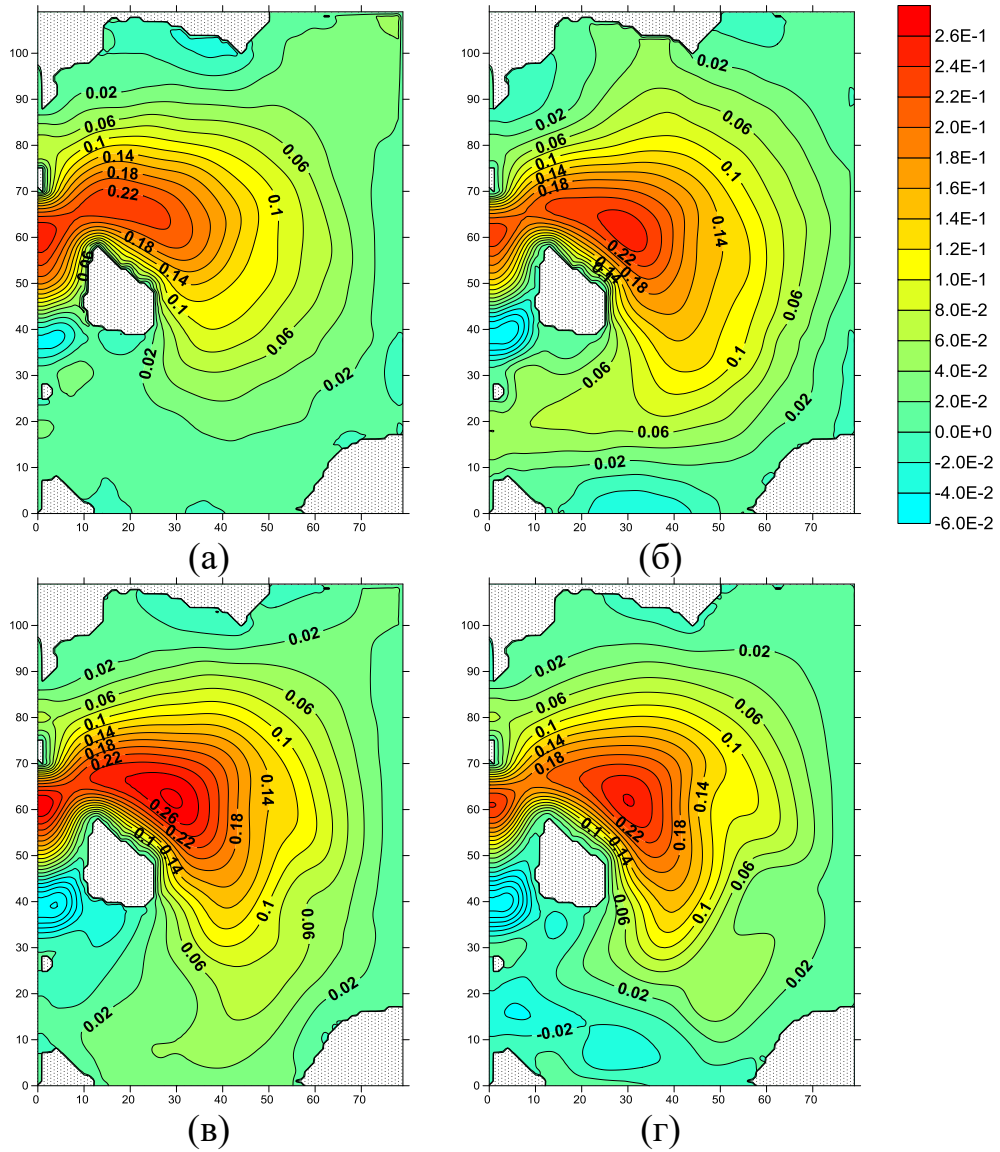
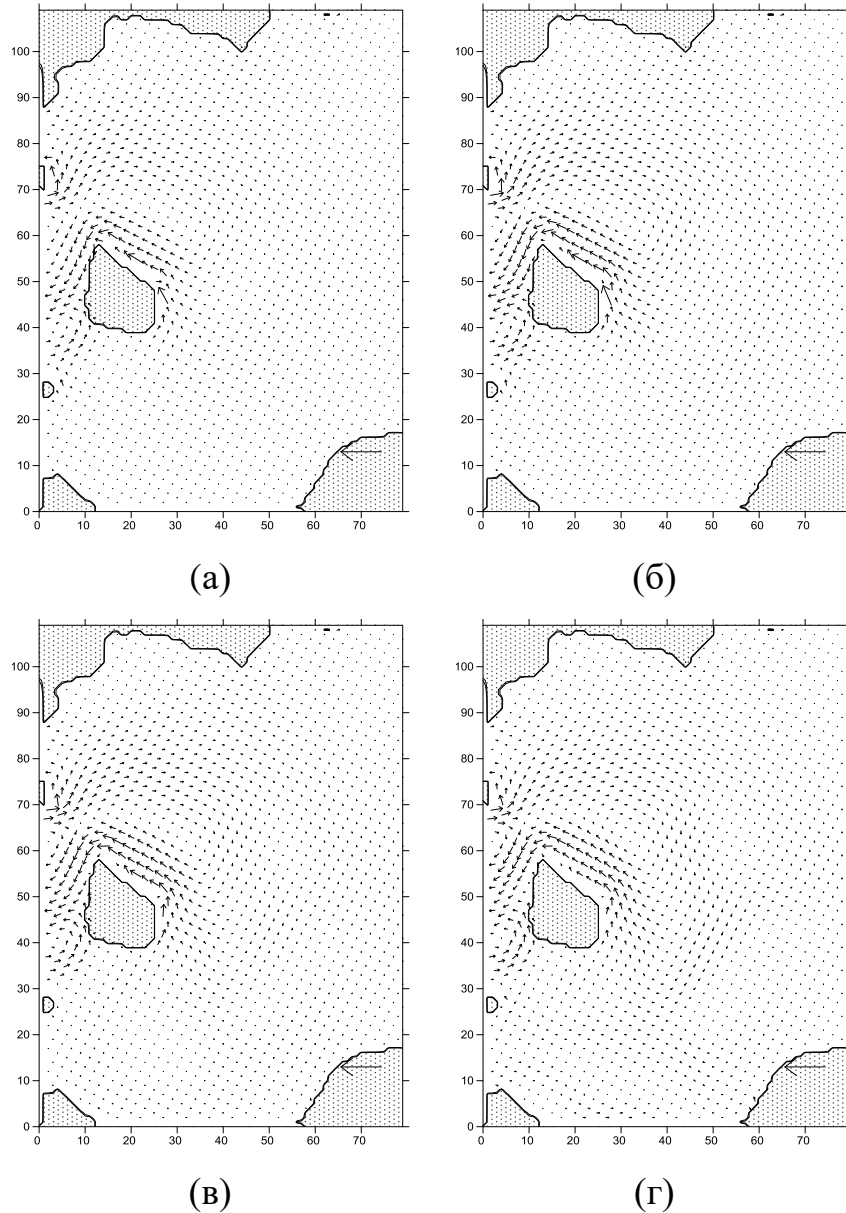


Рисунок 3.18 – Распределение возмущения уровня свободной поверхности (см) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

По расчетам, под влиянием бароклинных вертикальных течений в середине области формируется положительное возмущение уровня моря (рис.3.18а–г). На начальном этапе положительное возмущение локализуется к северу от острова, а к юго–западу – отрицательное (рис.3.18а).



стрелка в правом нижнем углу – скорость  $5 \text{ см.с}^{-1}$

Рисунок 3.19 – Распределение скоростей баротропных течений у поверхности ( $\text{см.с}^{-1}$ ) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

С течением времени вместе с распространением плотностного потока происходит расширение области положительного возмущения уровня. Также увеличивается величина возмущения. Отрицательное возмущение уровня локализуется к юго-западу от острова. При этом в области плотностных потоков из-за наклона уровня формируются баротропные градиенты давления, которые вызывают баротропные течения, направленные противоположно плотностному потоку (рис.3.19а–г).

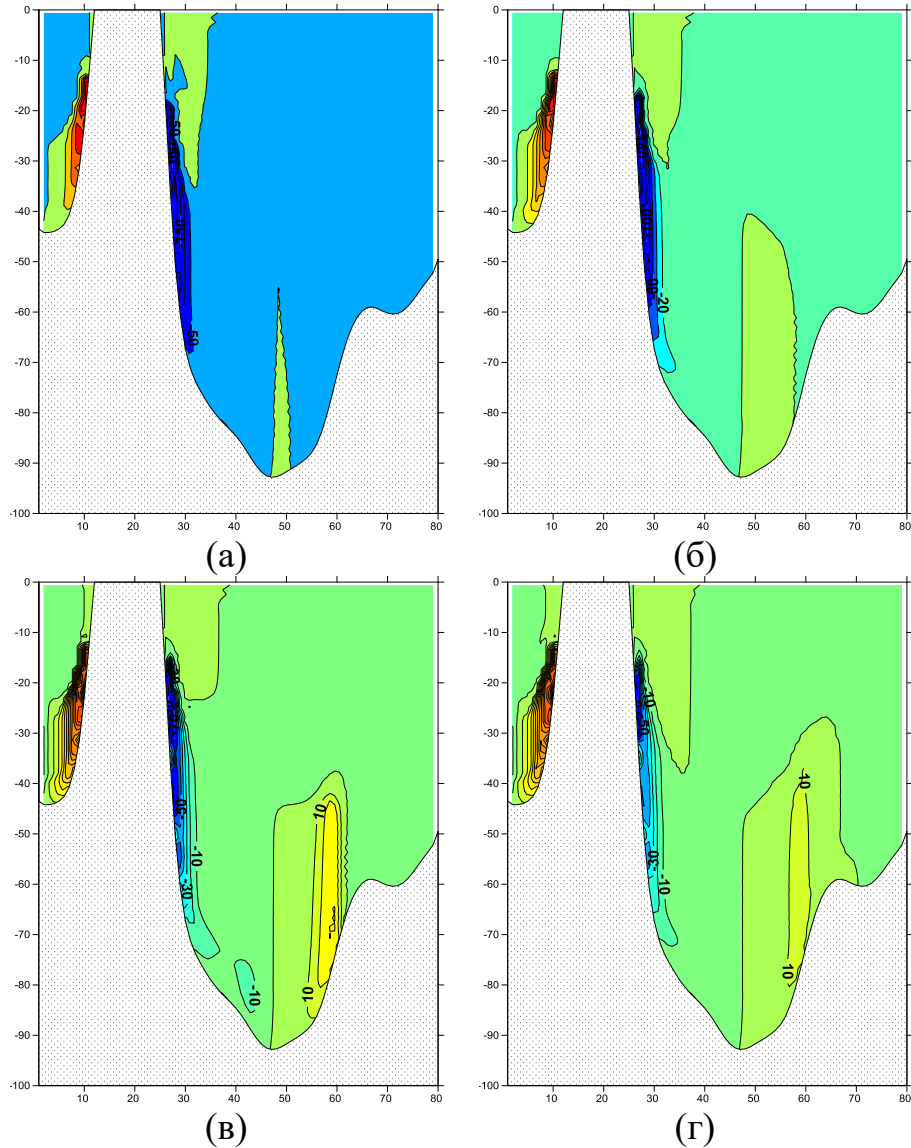


Рисунок 3.20 – Распределение меридиональных составляющих скорости течений ( $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) на сечении ВГ через 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

При сложении баротропных течений с плотностным потоком происходит уменьшение суммарной скорости течения потока. Также происходит образование двухслойной структуры потока. На рисунке 3.20а–г видно, что в придонном слое слева от острова располагаются положительные меридиональные течения. Справа от острова в придонном слое в области расположения плотностного потока локализуется область отрицательных меридиональных течений. Выше располагается область противоположно направленных баротропных течений,

скорость которых существенно меньше скорости течений в области плотностного потока.

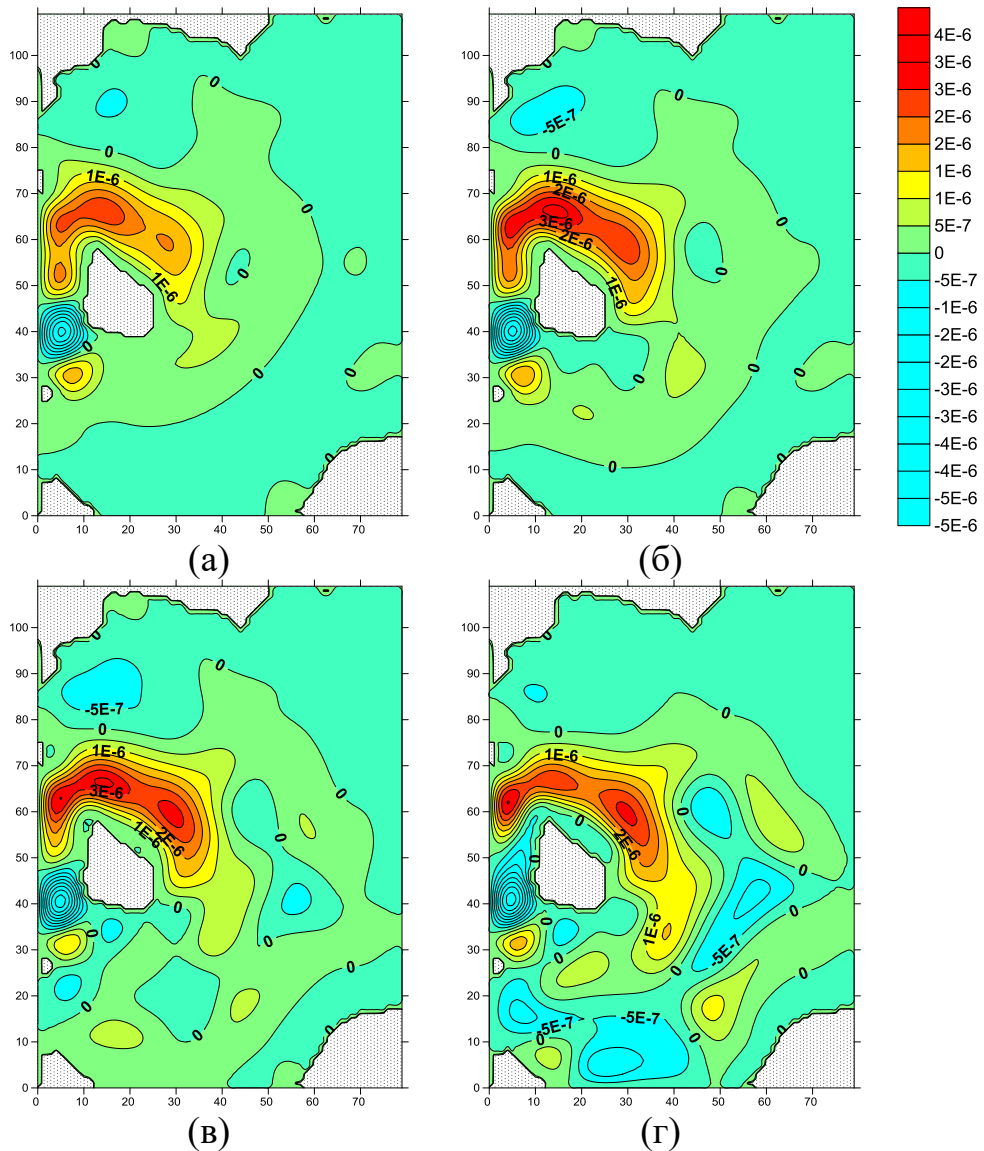


Рисунок 3.21– Распределение баротропной придонной вертикальной скорости на верхней границе придонного экмановского слоя ( $\text{см.с}^{-1}$ ) за счет придонного пампинга ( $\text{см.с}^{-1}$ ) 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03(в) и 15.02.03(г)

Под влиянием возникающих из-за наклона уровня придонных бароклинных градиентов давления в придонном экмановском слое формируются баротропные экмановские потоки. Дивергенция (конвергенция) экмановских потоков приводит к образованию вертикальных течений. По расчетам распределение образующихся



баротропных вертикальных течений (рис.3.21а–г) симметричны аналогичным распределениям бароклинных вертикальных течений, но меньше их по величине.

### 3.3 Особенности трансформации поля температуры воды

При исследовании особенностей трансформации поля температуры в качестве граничного условия на границе с Арконой в области Борнхольмского пролива в нижнем пятнадцатиметровом слое задавалась температура ноль градусов, что соответствовало данным экспедиционных наблюдений для периода залива в Борнхольмский бассейн, происходящий в январе 2003г.[120,121]. При расчетах теплообмен с атмосферой не учитывался. Адвекция тепла формировалась не только под влиянием придонного плотностного потока, но также возникающими в результате залива баротропными течениями. По расчетам на первом этапе изменение придонной температуры происходило в основном за счет адвекции холодной воды плотностным потоком из Арконы. Кроме этого, отмечается влияние адвекции холодных вод баротропными течениями южнее острова. К 25.01.03 поток холодной воды распространялся в прибрежной зоне острова, сохраняя в центре температуру близкую  $1^{\circ}\text{C}$  (рис.3.22а). При движении потока в Борнхольмском бассейне отмечается увеличение ширины потока, сопровождающееся образованием отдельных его ветвей. К 30.01.03, к западу от острова от потока выделяется отдельная ветвь, которая перемещается вдоль изобат в направлении против часовой стрелки (рис.3.22б). В пределах центральной оси потока температура воды сохраняется близкой к  $3^{\circ}\text{C}$ . С течением времени под влиянием теплообмена происходит выравнивание температуры придонных вод (рис.3.22в-г).

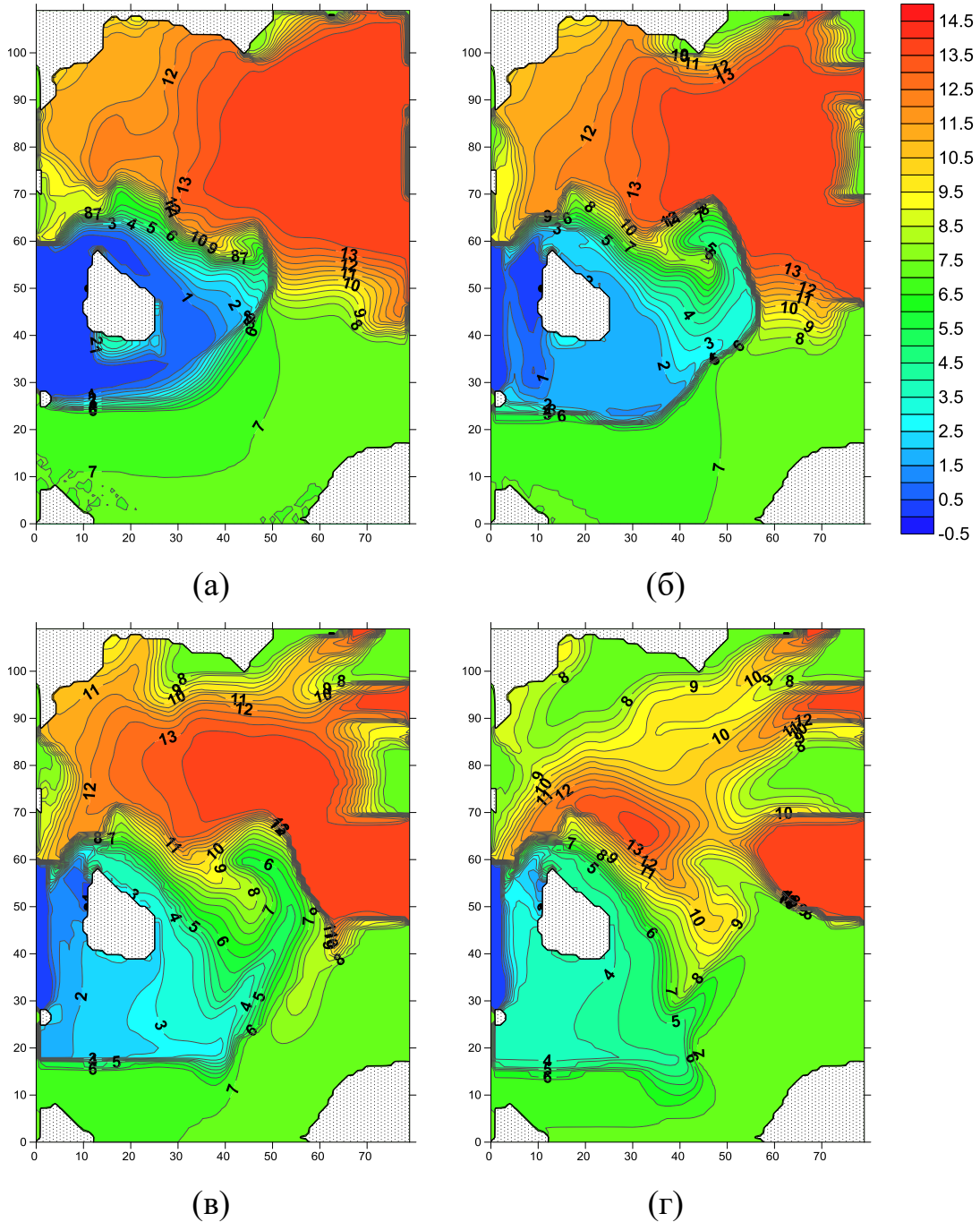


Рисунок 3.22 – Распределение придонной температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

На поперечном сечении ВГ холодная придонная вода представляет собой относительно тонкий придонный слой, спускающийся по склону от острова к центру бассейна (рис.3.23а). Заполняя придонные горизонты плотностной поток вытесняет теплую воду ближе к поверхности. С течением времени придонная холодная вода обнаруживается у правого склона котловины (рис.3.23б).

Одновременно происходит увеличение толщины придонного холодного слоя (рис.3.23в-г). Холодная вода у правого склона котловины поднимается по уровня порога, разделяющего Борнхольмский бассейн со Слупским желобом.

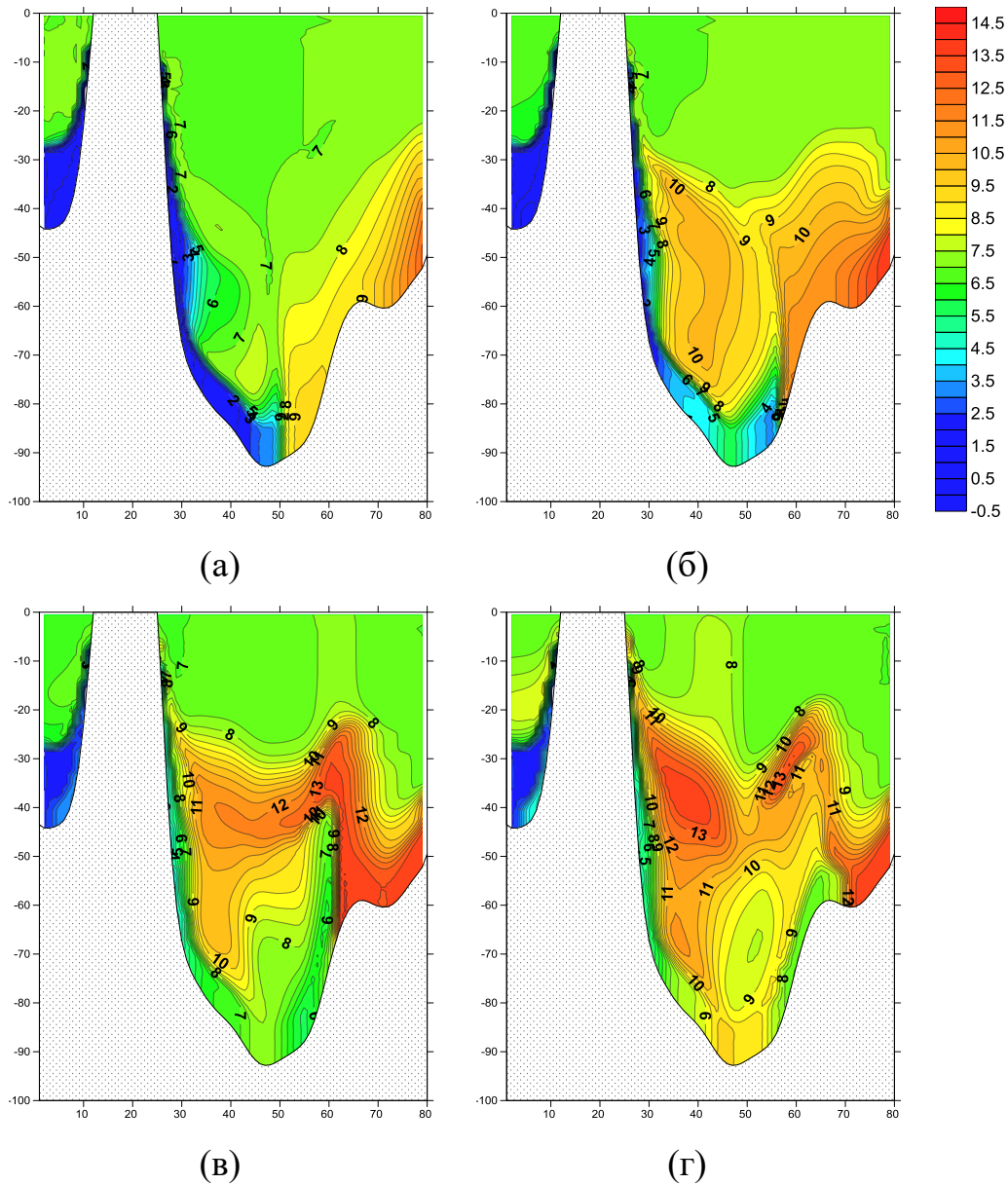


Рисунок 3.23 – Распределение температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на поперечном сечении ВГ на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

На продольном сечении через 15 суток у дна на глубине 70м на южном склоне обнаруживается область с пониженной температурой воды (рис.3.24а), что представляет собой первую ветвь, оторвавшуюся от основного потока на широте середины острова. К 30.01.03 придонный слой воды обнаруживается на северном

склоне котловины (рис.3.24в). Эта вода представляет собой боковую ветвь, распространившуюся вдоль изобат к северу области наибольших глубин. Позже (15.02.03) у северного склона котловины происходит подъем придонного слоя холодной воды ближе к морской поверхности, что связано с приходом второй ветви, распространяющейся в области меньших глубин (рис. 3.24г).

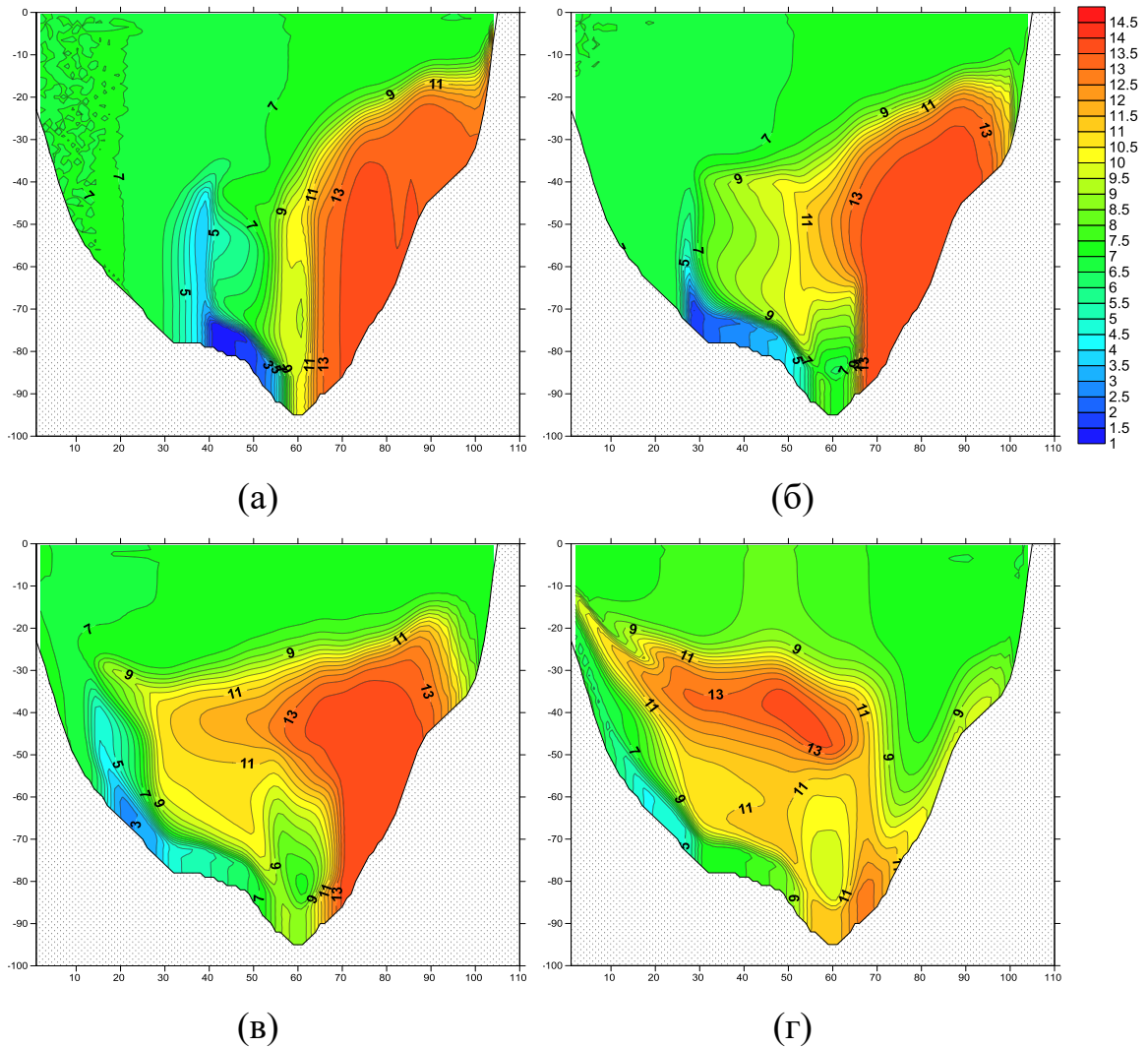


Рисунок 3.24 – Распределение температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на продольном сечении АБ  
25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

### 3.4 Особенности трансформации распределения кислорода

При моделировании трансформации поля кислорода в Борнхольмском бассейне при затоке 2003г. на границе с Арконой в области Борнхольмского пролива в придонном слое толщиной 10 м в соответствии с данными наблюдений задавалось содержание кислорода, равное  $10 \text{ мл.л}^{-1}$ . Поступление насыщенных кислородом вод происходит с придонным плотностным потоком, а также за счет обусловленных затоком баротропных течений. По расчетам к 25.01.03 богатая кислородом вода в составе плотностного потока заполнила придонный слой вокруг острова Борнхольм (рис.3.25а). Одновременно под влиянием адвекции кислород баротропными течениями происходило повышение содержания кислорода в юго-западной части бассейна. При поступлении в Борнхольмский бассейн придонный плотностной поток поворачивает вправо и далее распространяется вдоль острова. Из-за того, что придонный плотностной поток разбивается на несколько ветвей, каждая из которых распространяется в пределах своего горизонта, вентиляция придонных вод на разных глубинах происходит неодинаково. Первая ветвь, образуемая к востоку от острова от левой части потока, располагающаяся на глубинах более 70м, распространяется на самых глубоких горизонтах. Ее проявление видно уже на рисунках 3.25а и 3.25б. Благодаря этой ветви происходит вентиляция придонного слоя на участке, локализованном около точки максимальных глубин. Позже образуются вторая и третья ветви, которые распространяются в слоях, расположенных на меньших глубинах и насыщают их кислородом. При этом они перемешаются дальше от центра и поэтому проходят большие расстояния. В результате вентиляция за счет этих ветвей происходит более медленно, чем за счет первой. Как и в случае с температурой на поперечном сечении распределения кислорода в области западного склона выделяются область плотностного потока, а ниже слой, связанный с распространением первой ветви. С течением времени область, представляющая плотностной поток, меняется незначительно. В области

восточного склона появляется богатый кислородом придонный слой, представляющий собой вторую ветвь. С течением времени происходит увеличение толщины придонного богатого кислородом слоя (рис.3.26а–г), а также подъем его вдоль склона.

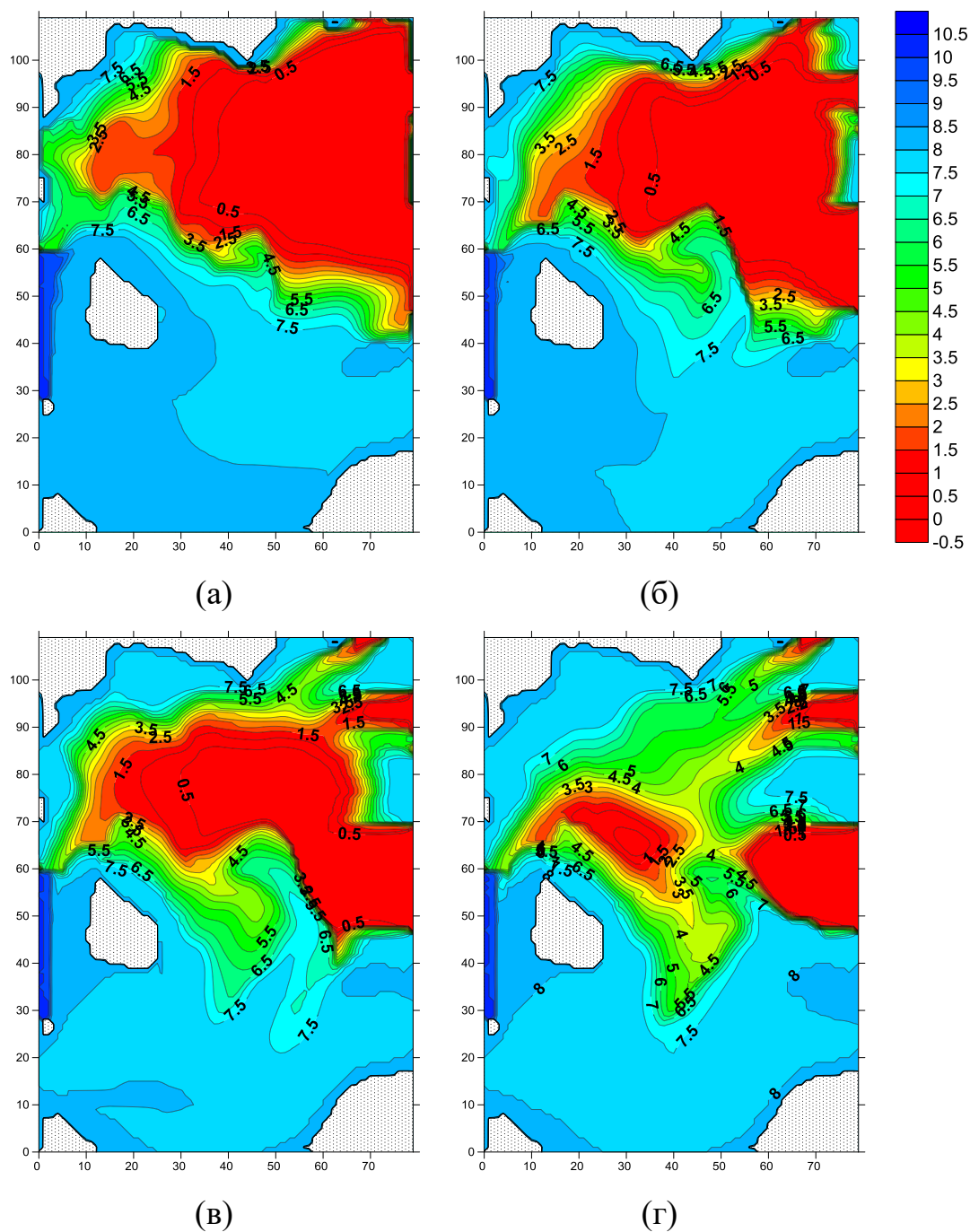


Рисунок 3.25 – Распределение придонной концентрации кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

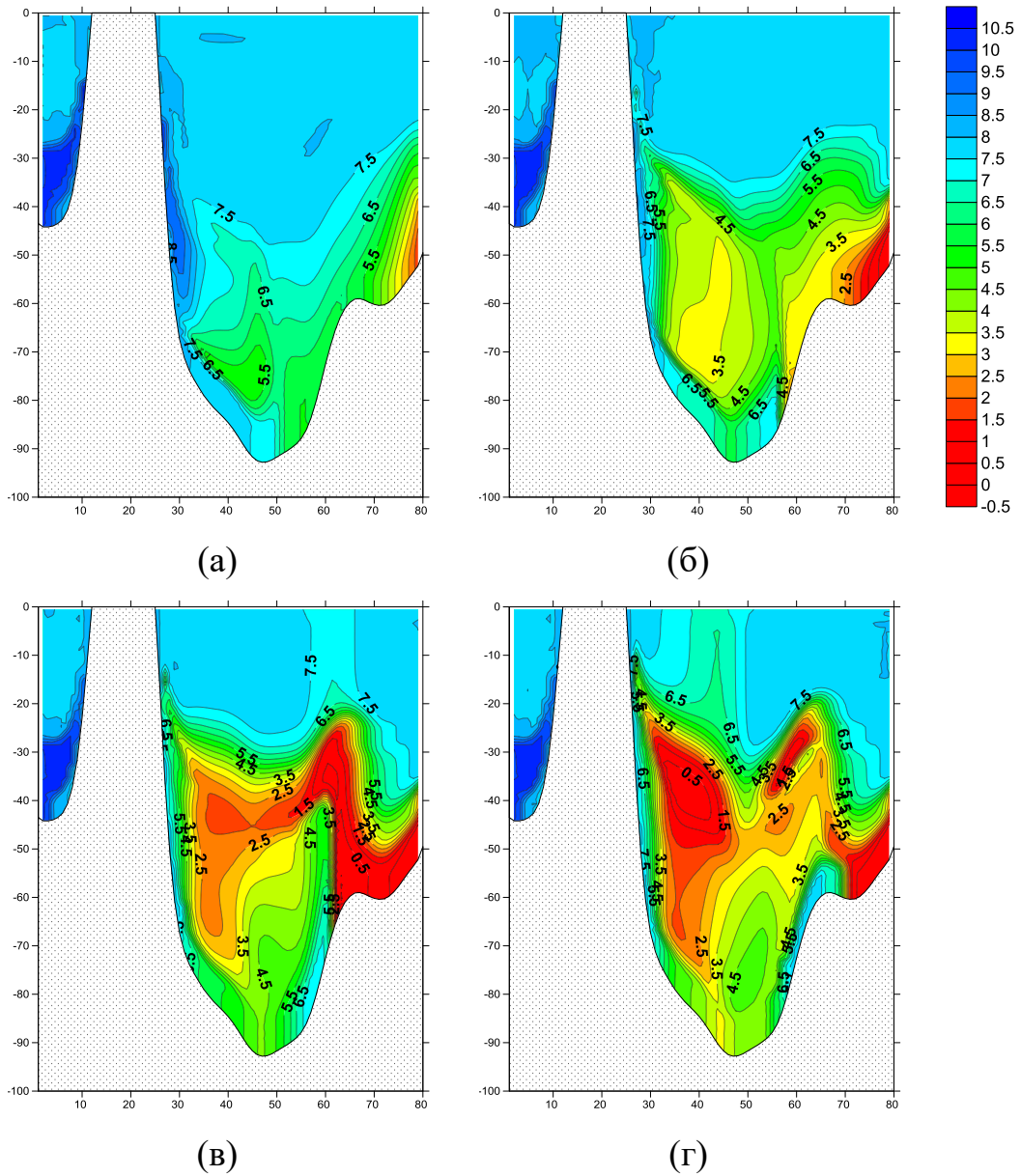


Рисунок 3.26 – Распределение концентрации кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) на поперечном сечении БГ на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

На продольном сечении АБ на южном склоне дна котловины хорошо выделяется область, насыщенная кислородом, которая представляет собой продолжение первой ветви плотностного потока (рис.3.27а). С течением времени на этом же склоне ближе к поверхности моря обнаруживается новая насыщенная кислородом область, являющаяся продолжением следующей ветви (рис.3.27в–г).

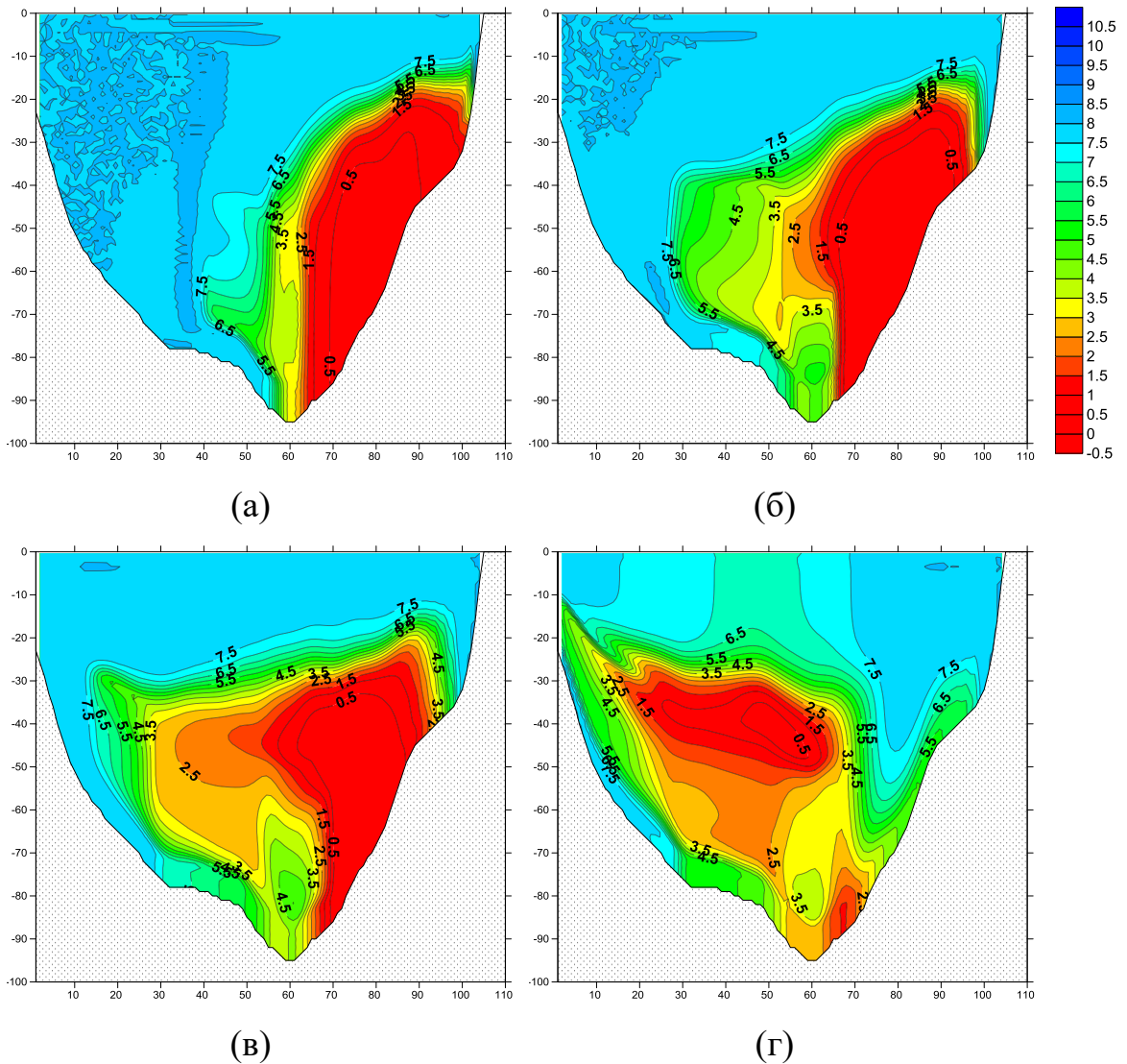


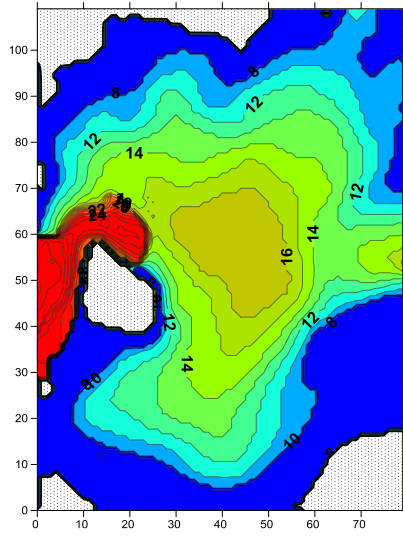
Рисунок 3.27 – Распределение концентрации кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) на продольном сечении АБ на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

### 3.5. Влияние обусловленных затоком баротропных течений

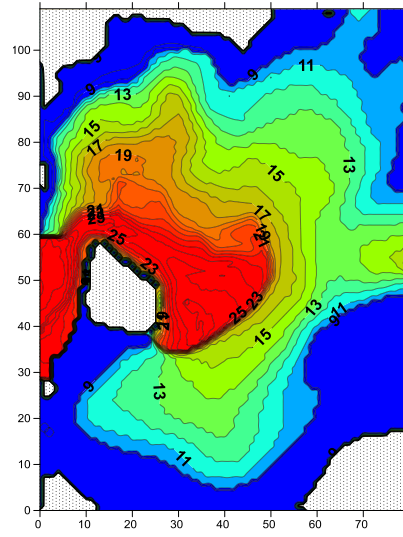
Для учета степени влияния обусловленной затоком баротропной составляющей течений были проведены расчеты, в которых указанная составляющая течений была задана равной нулю. По результатам расчетов пренебрежение обусловленной нагоном баротропной составляющей течений привело к замедлению скорости распространения соленых вод. При сравнении картин распределения придонной солёности на 25.01.03 видно, что при учете



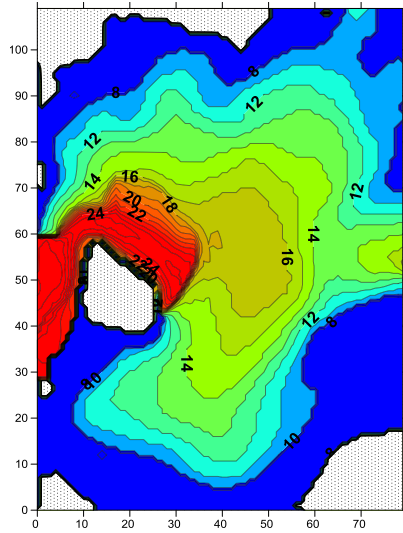
баротропной составляющей затока соленая вода успела обойти о. Борнхольм и сформировала левую ветвь, распространяющуюся вокруг котловины (рис.3.28). При этом в случае пренебрежения этой составляющей соленая вода прошла лишь половину пути вдоль берегового контура острова. На моменты времени 30.01.03 и 05.02.03 сохраняется заметное различие в распространении в придонном слое придонной воды (рис.3.28 а–в). Это объясняется тем, что с 10.01.03 до 25.01.03 продолжался интенсивный заток североморской воды через Датские проливы. Интенсивность затока достигала максимума 18.01.03 и уменьшалась до нуля к 25.01.03. Таким образом, заток североморской воды продолжался около 15 суток. Позже происходил баротропный вынос вод, продолжающийся в течение тридцатисуточного периода, но характеризующийся меньшими скоростями обратных течений. Максимальных значений эти течения достигали 10.02.03. Период выноса воды составлял около 30 суток. Кроме этого, следует учитывать, что в окрестности Борнхольмского пролива формируются достаточно большие скорости возникающих из-за водообмена через Датские проливы баротропных скоростей течений. До 25.01.03 указанные течения приводят к ускорению процесса распространения соленых вод через Борнхольмский пролив и к более раннему достижению Борнхольмского бассейна. Это объясняет то, что по результатам расчетов в случае, когда учитывались баротропные течения, соленая вода заметно раньше поступала в Борнхольмский Бассейн и, как результат, к 25.01.03 занимала большую часть морского дна, чем в случае, когда эти течения не учитывались. После 25.01.03 течения меняют направление. Вначале они сохраняют небольшие значения и не оказывают заметного влияния на процесс распространения придонных соленых вод. Поэтому к 30.01.03 сохраняется заметное различие в области распространения придонных соленых вод. Из-за ослабления скорости поступления соленых вод, связанного с изменением направления баротропных течений в области Борнхольмского пролива отмечается уменьшение солёности поступающих в Борнхольмский бассейн соленых вод. Это проявляется в понижении солёности распространяющихся в бассейне соленых вод (рис.3.28 б–г).



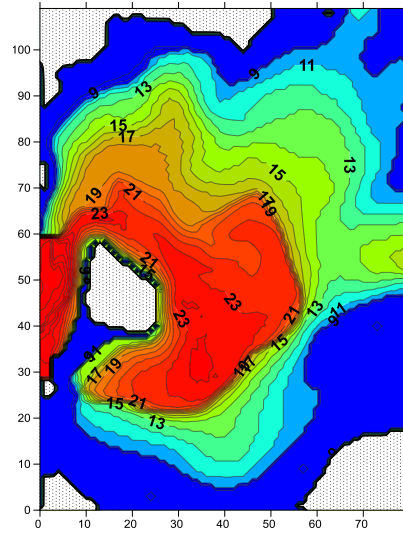
(a)



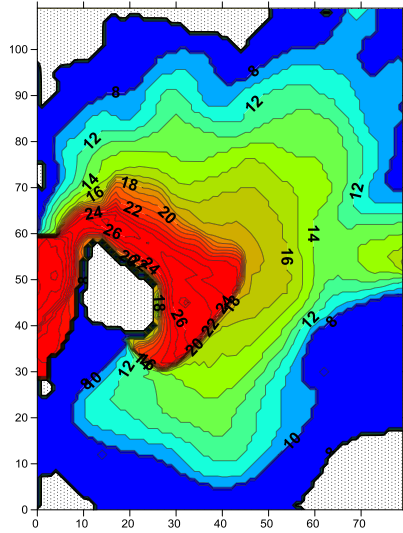
(a)



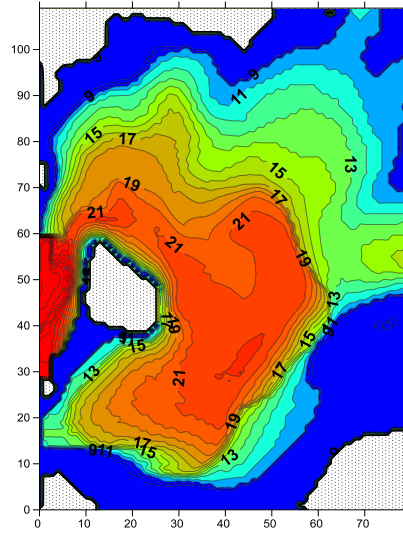
(b)



(b)



(B)



(B)

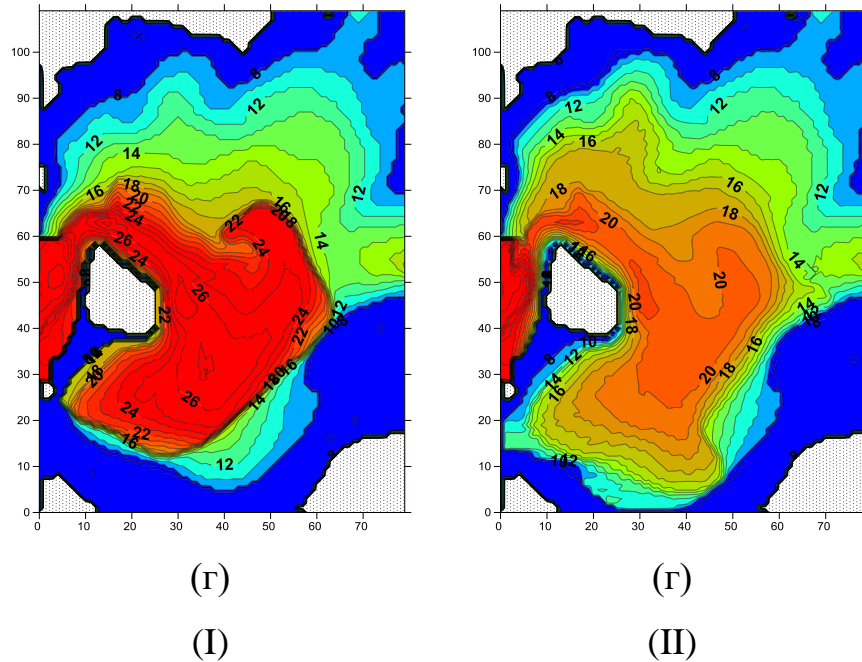
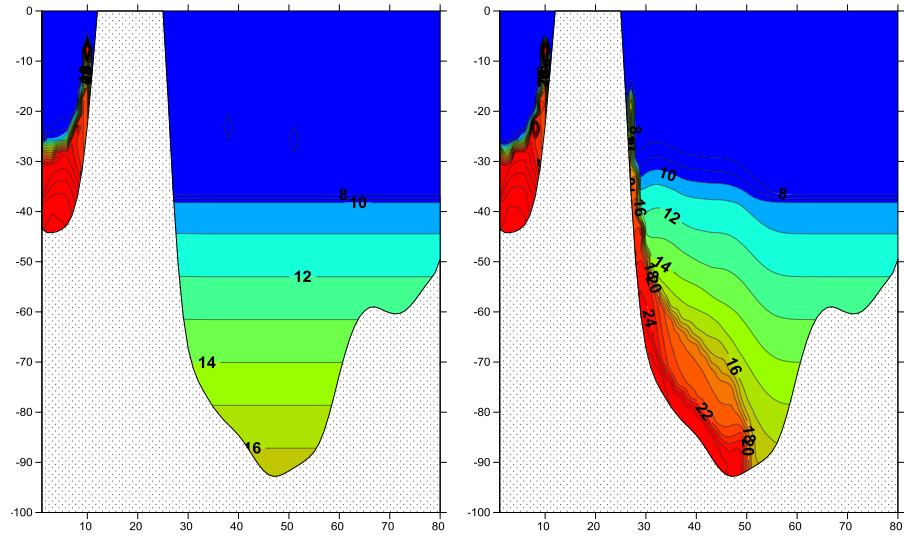


Рисунок 3.28 – Распределение придонной солености (‰), рассчитанные с исключением связанной с загоном баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)

Максимальных значений скорости обратных течений достигают 10.02.03. Позже 25.02.03 они исчезают. В случае, когда влияние баротропных течений не учитывалось, соленость поступающих через Борнхольмский пролив вод сохраняла более высокие значения. Это способствовало тому, что скорость их распространения становилась большей по сравнению со случаем, когда влияние баротропных течений учитывалось. При этом область их распространения приближалась к размерам области распространения соленых вод, полученным в случае учета баротропных течений (рис.3.28г).

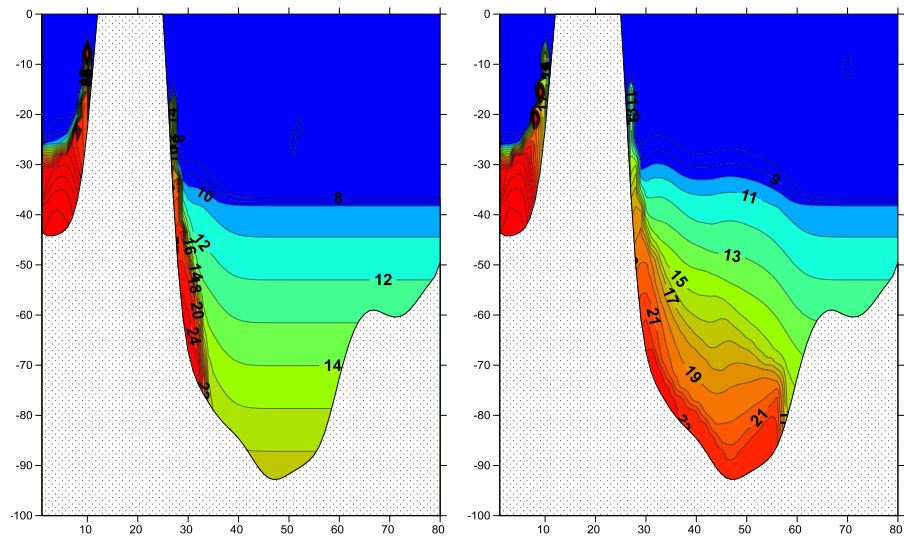
Отличие в распространении соленых вод, рассчитанных с учетом и без учета влияния баротропных течений хорошо заметно и на поперечных разрезах (рис.3.29). Так, к 25.01.03 соленые воды отсутствуют на сечении ВГ в случае, когда баротропные течения не учитывались. Для противоположного случая часть придонных вод достигла глубин, близких к максимальной глубине котловины (рис.3.29а). Для 30.01.03 и 05.05.03 отмечается преобладание скорости заполнения соленой водой придонного слоя для случая, когда учитывалось влияние

баротропных течений (рис.3.29б–в). Позже картины распространения соленой воды выравниваются (рис.3.29г). Отмеченные особенности влияния учета баротропных течений на распространение придонных соленых вод определили их влияние и на формирование поля температуры воды. По расчетам, при исключении влияния баротропных течений процесс трансформации поля температуры придонной воды происходит более медленно (рис.3.30). Это объясняется более медленным распространением придонных соленых вод. При сравнении результатов расчета распределения придонной температуры на 30.01.03 видно, что для случая, когда отсутствует влияние баротропных течений, область трансформации поля температуры в придонном слое локализовано в окрестности северо-восточной части береговой линии острова Борнхольм. Во втором случае размер области трансформации заметно больше, что вызвано большей областью распространения придонных соленых вод. Однако, при этом отмечается повышение придонной температуры и вне области распространения придонных вод. Это можно объяснить влиянием счетной диффузии, возникающей при численной аппроксимации адвекции тепла. К 15.02.03 размеры областей занятых поступающей соленой водой сравниваются. При этом, температура воды в области распространения придонных вод в случае, когда учтено влияние баротропных течений, оказывается более близкой к фоновой, чем в случае, когда эти течений не учитываются. Это можно объяснить также влиянием счетной диффузией. Влияние счетной диффузии возрастает при включении адвекции баротропными течениями, охватывающими всю расчетную область. При описании распространения придонных вод скорости течений локализуются в основном в пределах плотностного потока. Отсутствие течений вне плотностного потока способствует ослаблению счетной диффузии. Включение охватывающих всю область баротропных течений приводит к усилению влияния горизонтального обмена за счет счетной диффузии придонного плотностного потока с окружающей водой.



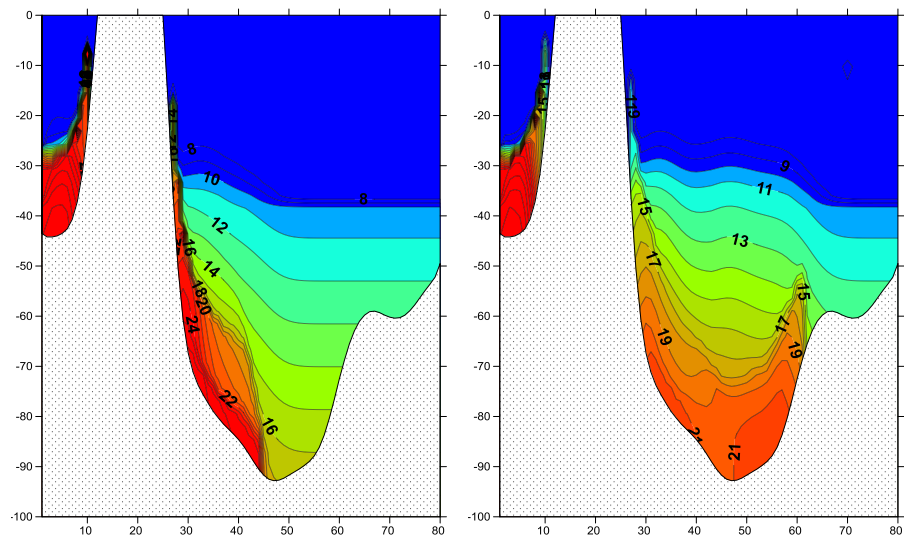
(a)

(a)



(b)

(b)



(B)

(B)

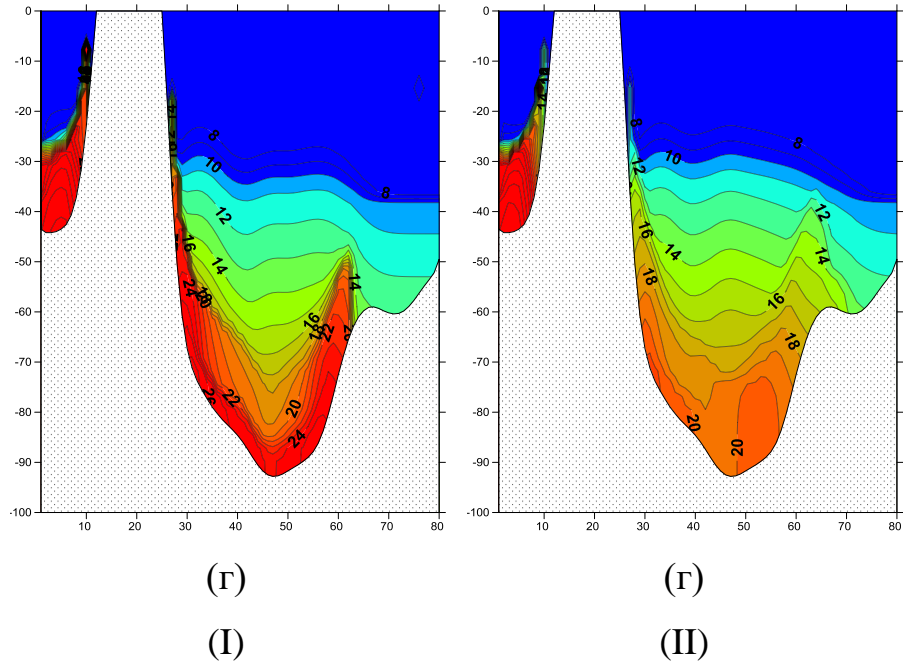
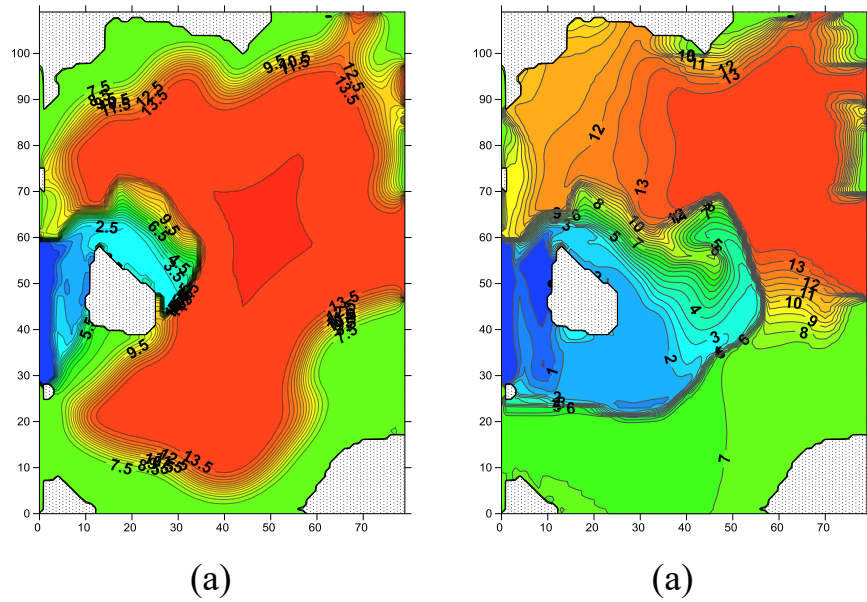


Рисунок 3.29 – Распределения солёности (‰) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 25.01.03 (а), 30.01.03 (б), 5.02.03 (в) и 15.02.03 (г)



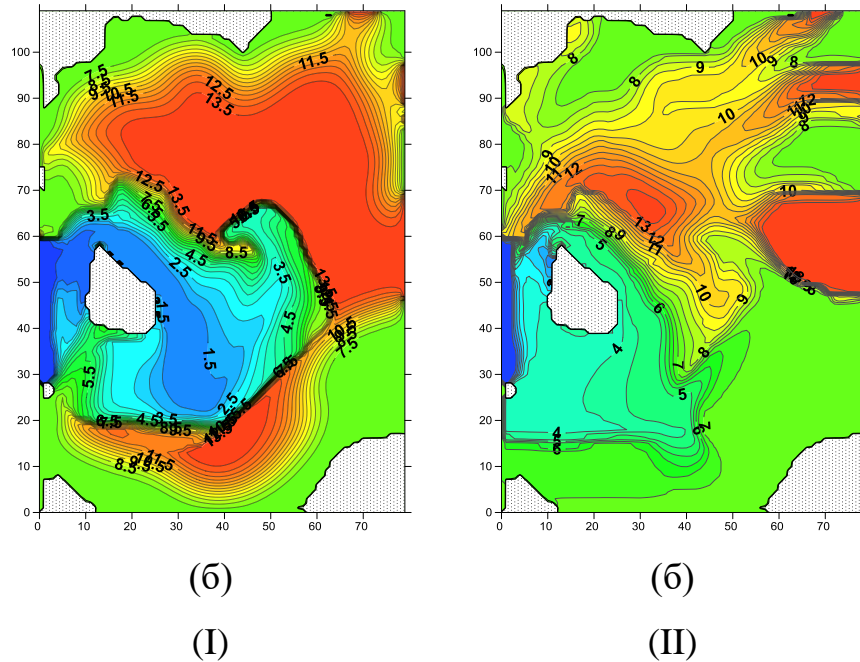


Рисунок 3.30 – Распределения придонной температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ), рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

Особенности изменения температуры воды на сечении ВГ определяются распространением более холодной по сравнению с фоновой поступающей через Борнхольмский пролив соленой воды. Более быстрое распространение придонных соленых вод в случае учета влияния баротропных течений также проявляется и в результатах расчета трансформации температуры воды (рис.3.31).

Так, к 30.01.03 для случая, когда учитывался вклад стоковых течений, отмечается понижение температуры воды в придонном слое не только на западной, но и на восточной части склона котловины. В то время, как при расчетах без учета влияния баротропных течений понижение температуры воды у дна отмечается лишь у западного склона до глубин 80 м. К 15.02.03 области распространения холодных придонных вод становятся сопоставимыми (рис.3.31б).

Вместе с тем, можно отметить заметную трансформацию поля температуры воды и в области, удаленной от поступающих придонных вод, отмечающуюся в случае, когда учтено влияние баротропных течений. При этом также отмечается и

повышенная трансформация температуры поступающих придонных вод. Отмеченное изменение температуры воды также можно связать с влиянием счетной диффузии.

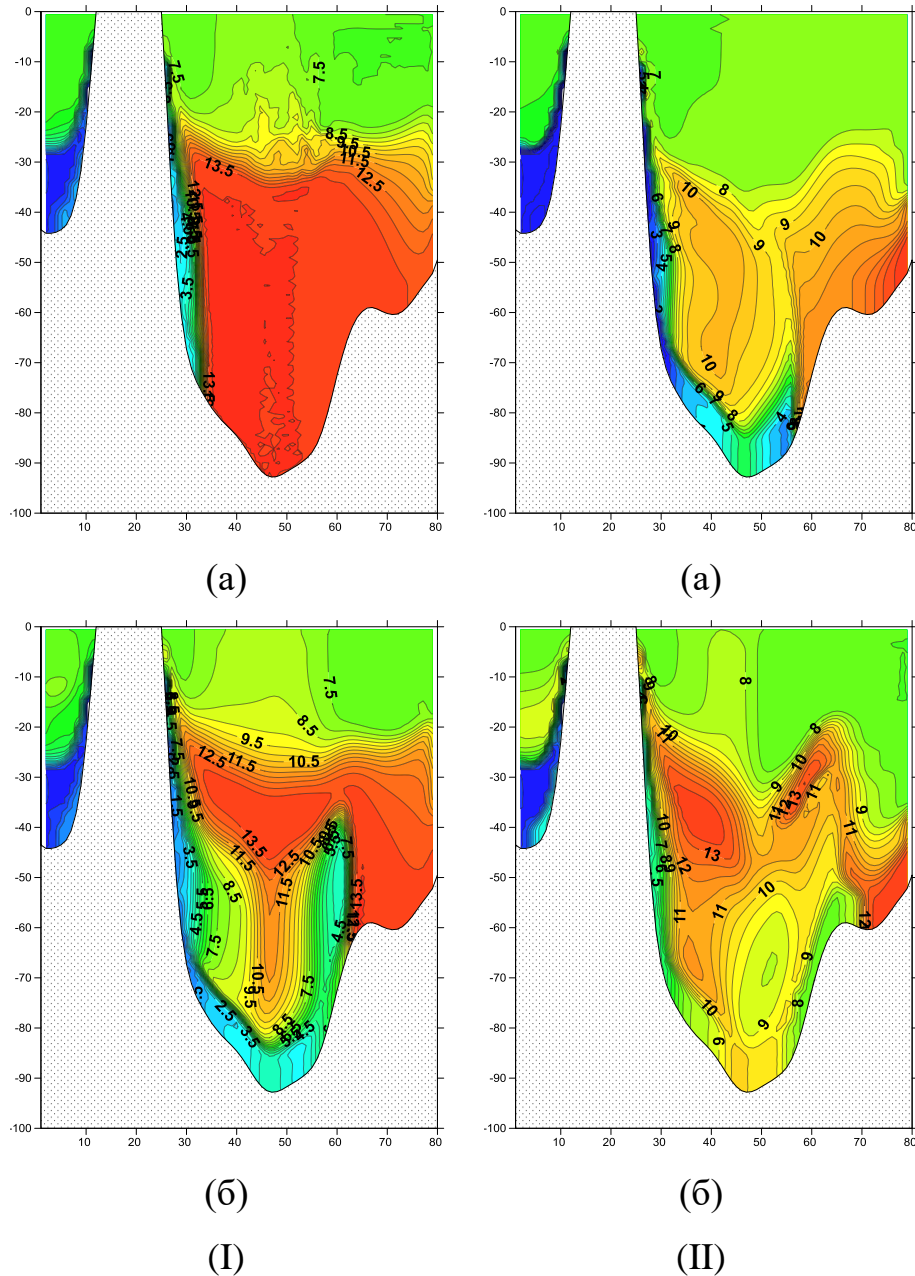


Рисунок 3.31 – Распределения температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением связанной с загоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

Влияние баротропных течений на содержание кислорода проявляется аналогично их влиянию на температуру (рис.3.32). Содержание кислорода не



оказывает влияние на динамику придонного плотностного потока, поэтому ее трансформация происходит по типу пассивной примеси.

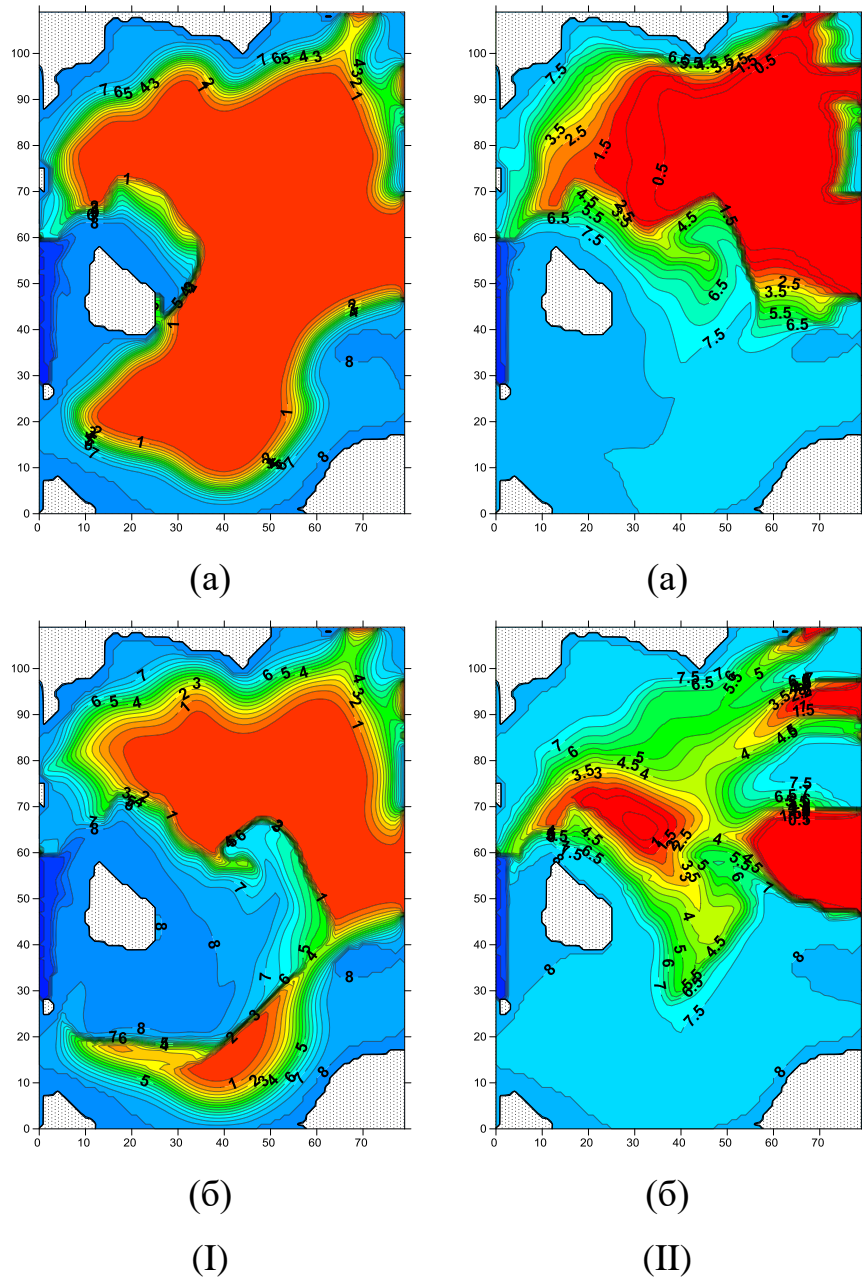


Рисунок 3.32 – Распределения концентрации кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) в придонном слое воды, рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (a) и 15.02.03 (б)

Поступающая через Борнхольмский пролив вода обладает высоким содержанием кислорода (около  $10\text{мл.л}^{-1}$ ), значительно превышающим содержание кислорода в придонном слое Борнхольмского бассейна (около  $0\text{ мл.л}^{-1}$ ) ниже

глубины 30 м. Распространяясь в придонном слое котловины, эта вода является основным фактором повышения содержания кислорода в придонном слое бассейна. Поэтому формирующаяся в придонном слое область с высоким содержанием кислорода расширяется в соответствие с заполнением котловины придонным плотностным потоком

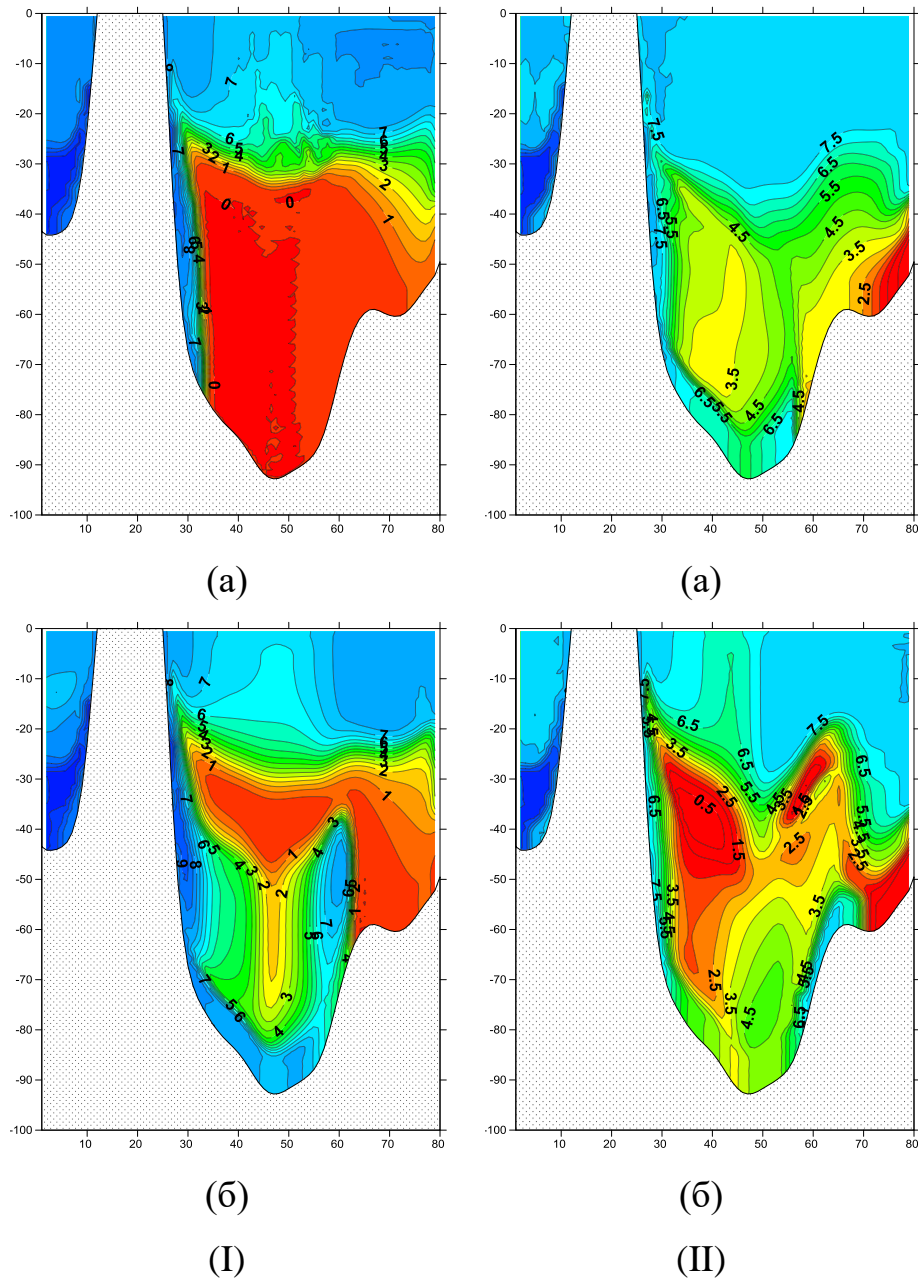


Рисунок 3.33– Распределения концентрации кислорода ( $\text{мл.л}^{-1}$ ) на сечении (ВГ), рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

В то же время на повышение содержания кислорода в юго-западной части Борнхольмского бассейна оказывает влияние богатая кислородом вода, поступающая из Арконского бассейна через порог за счет баротропных течений. В результате этого в юго-западной части Борнхольмского бассейна отмечается повышение содержания кислорода раньше, чем туда доходит плотностной поток (рис.3.33б–II). При исключении из расчетов влияние баротропных течений влияние адвективного потока кислорода на распределение кислорода в юго-западной части бассейна не проявляется (рис 3.33б–I).

### 3.6. Влияние вертикальной стратификации фонового поля солености на распространение поступающих соленых вод

При наличии устойчивой вертикальной стратификации в бассейне распространяющийся придонный плотностной поток, опускаясь с глубиной, достигает горизонтов, где окружающая вода имеет большую плотность. В результате уменьшается величина превышения плотности воды плотностного потока над плотностью окружающей воды. Это приводит к уменьшению вызывающих движение придонного плотностного потока градиента давления. Для оценки степени влияния данного фактора на динамику плотностного потока были проведены расчеты, в которых изменение превышения плотности придонного плотностного потока над плотностью окружающей жидкости не учитывалось. По результатам расчетов это привело к увеличению величины аномалии плотности воды в плотностном потоке (рис.3.34). В результате суммарная соленость придонных вод оказалась более высокой.

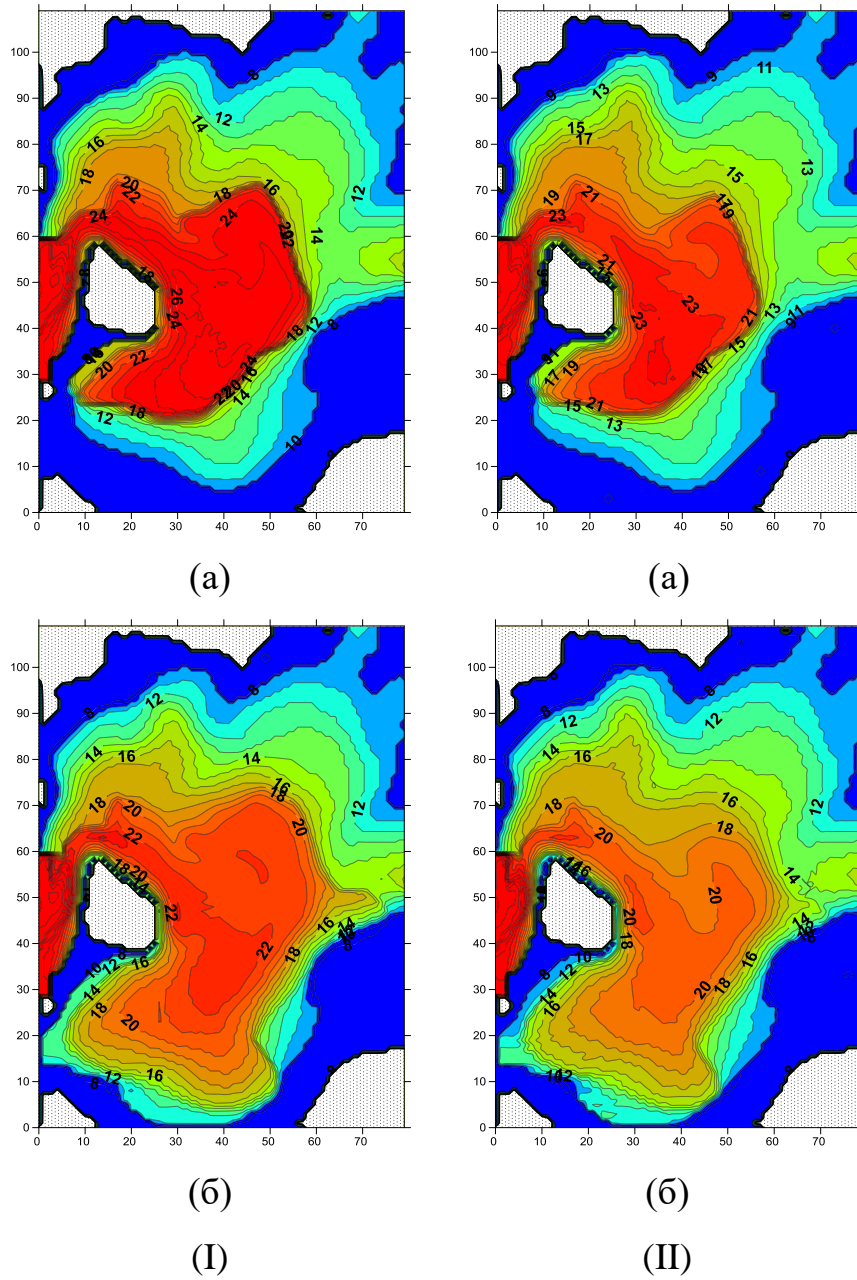


Рисунок 3.34 – Распределения солености (‰) на придонном слое, рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

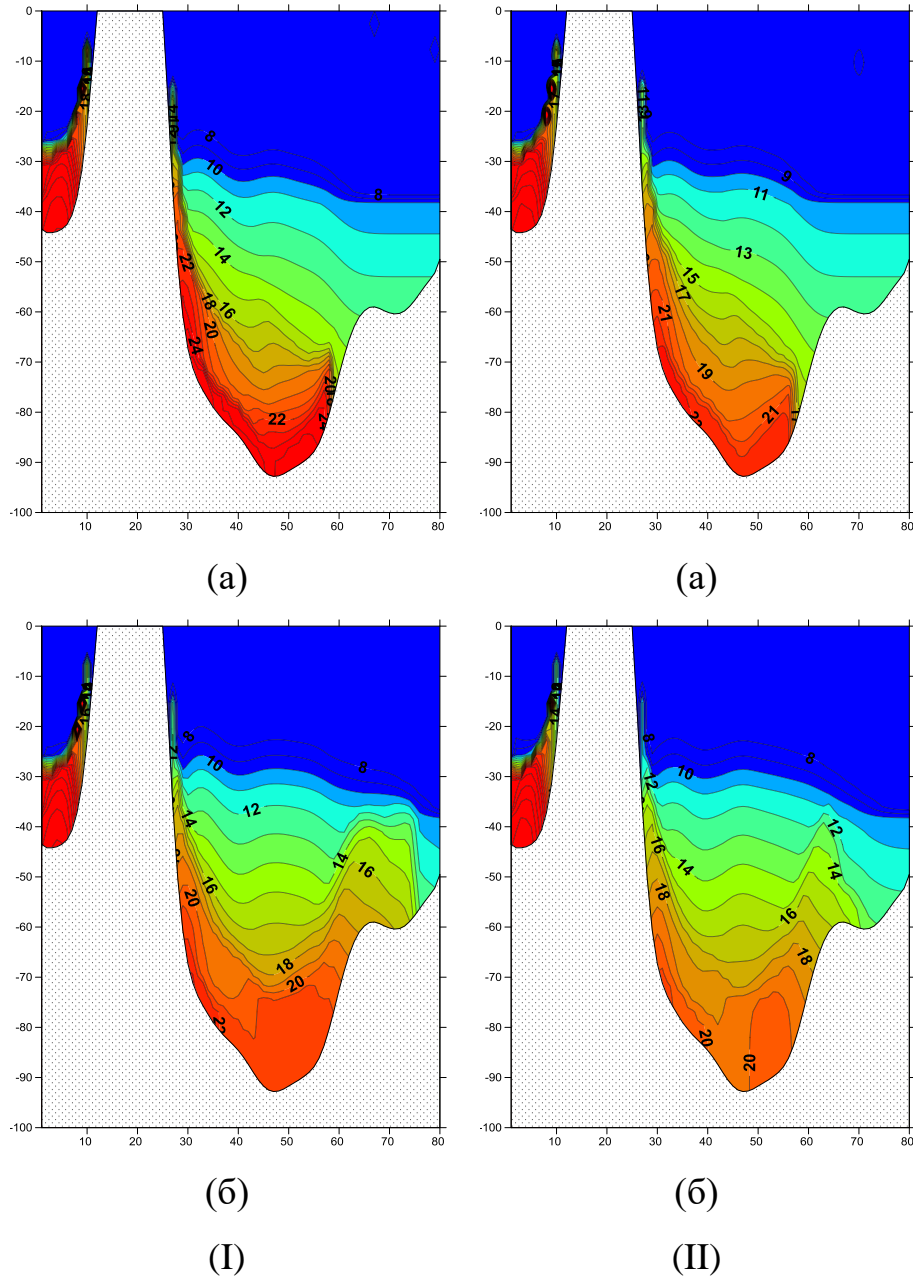


Рисунок 3.35 – Распределения солености (‰) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением связанной с затоком баротропной составляющей скоростей течений (I) и с ее учетом (II) на 30.01.03 (а) и 15.02.03 (б)

При сравнении распределений придонной солености, рассчитанных с учетом и без учета рассматриваемого фактора можно отметить, что, различие в максимальных величинах солености в придонном слое составило около 2‰. При этом не произошло заметного изменения в характере горизонтального и вертикального распределения солености. Это дает основание считать, что учет влияния вертикальной плотностной структуры окружающей воды сказался,

прежде всего, на получении более точных результатов расчета суммарной придонной солености воды. При этом учет в модели рассматриваемого фактора не сказался заметно на результатах расчетов основных закономерностей трехмерного поля солености. Так как в процессе формирования трехмерного распределения температура воды и содержание кислорода, эти характеристики ведут себя как пассивная примесь, оценку интегрального влияния рассматриваемого фактора на динамику распространения плотностного потока можно получить, сравнив связанные с его учетом изменения в поле содержания температуры воды и содержания кислорода.

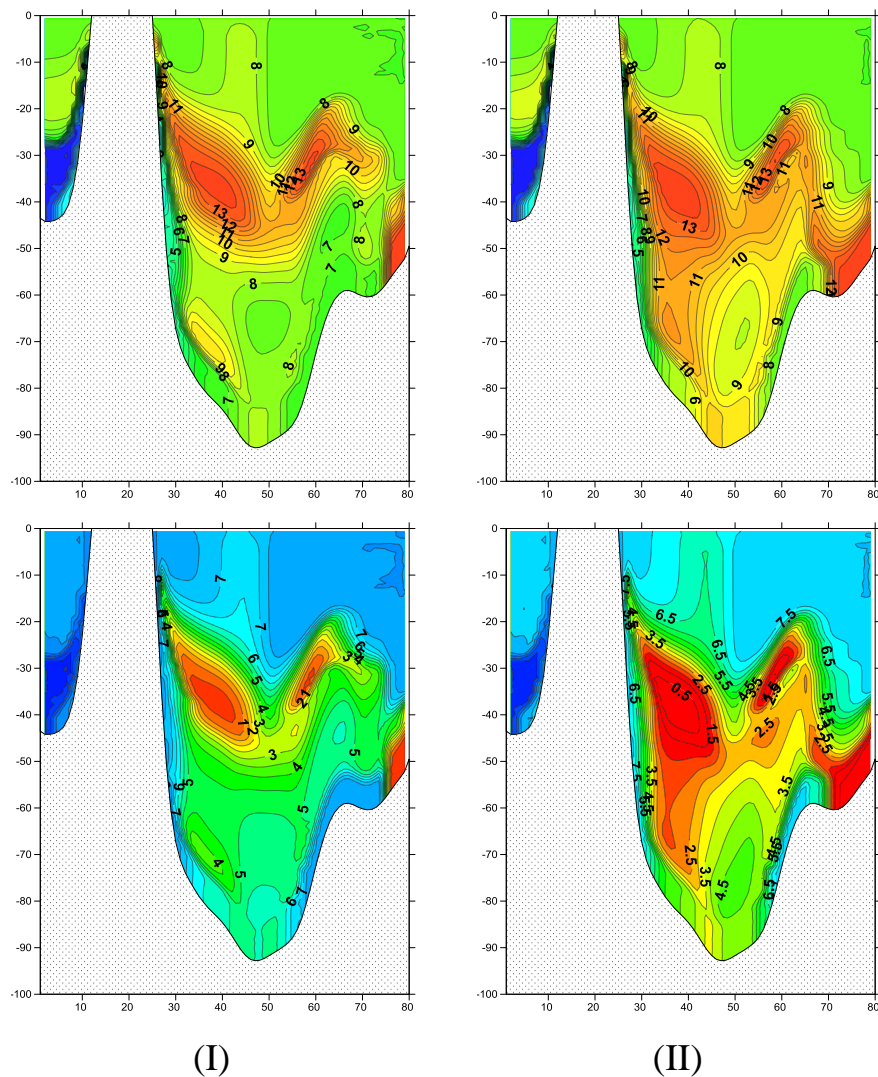


Рисунок 3.36 – Распределения температуры (верхний) и концентрации кислорода (нижний) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением влияния фоновой вертикальной плотностной стратификации (I) и с ее учетом (II) на 15.02.03.

По расчетам изменение динамики потока, обусловленное исключением влияния фоновой плотностной стратификации, привело к повышению температуры воды в слое ниже 50м с максимальной величиной изменения  $2.5^{\circ}\text{C}$ . Наибольшие изменения отмечаются в западной части бассейна, где влияние плотностного потока проявляется наиболее заметно. Для распределения содержания кислорода на разрезе ВГ отмечаются изменения, аналогичные отмеченным для температуры.

### 3.7 Оценка влияния учета температуры в уравнении состояния на динамику придонных соленых вод

В используемой модели при расчетах плотности воды учитывалось влияние солености и температуры. С целью получения оценки степени влияния температуры воды на поле плотности и, как результат, на динамику моделируемого плотностного потока были проведены расчеты, в которых влияние температуры на плотность морской воды не учитывалось.

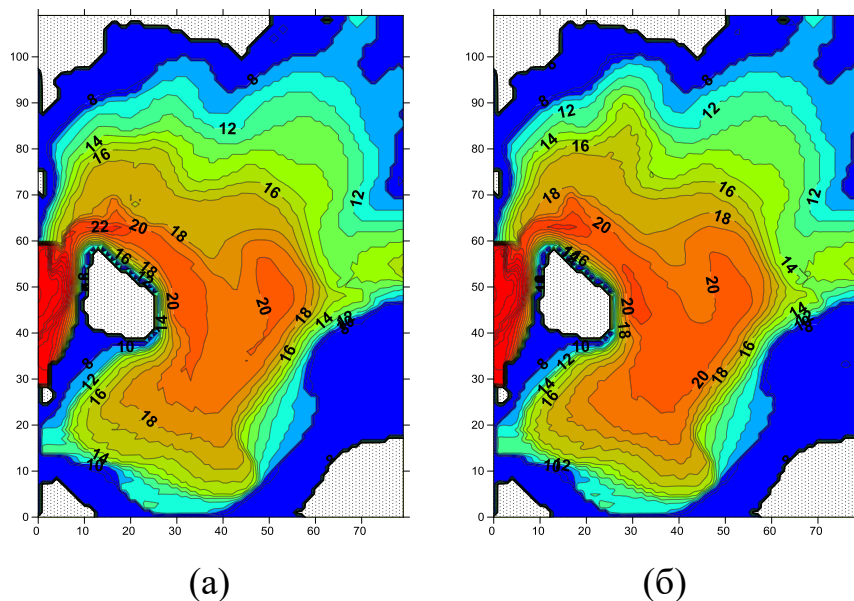


Рисунок 3.37 – Распределения придонной солености (%), рассчитанные с исключением влияния температуры морской воды при расчетах ее плотности (а) и с ее учетом (б) на 15.02.03

Были сопоставлены результаты расчетов придонной солености (рис.3.37), солености на сечении ВГ (рис.3.38), температуры на сечении ВГ (рис. 3.39) и распределения содержания кислорода на сечении ВГ (рис.3.40).

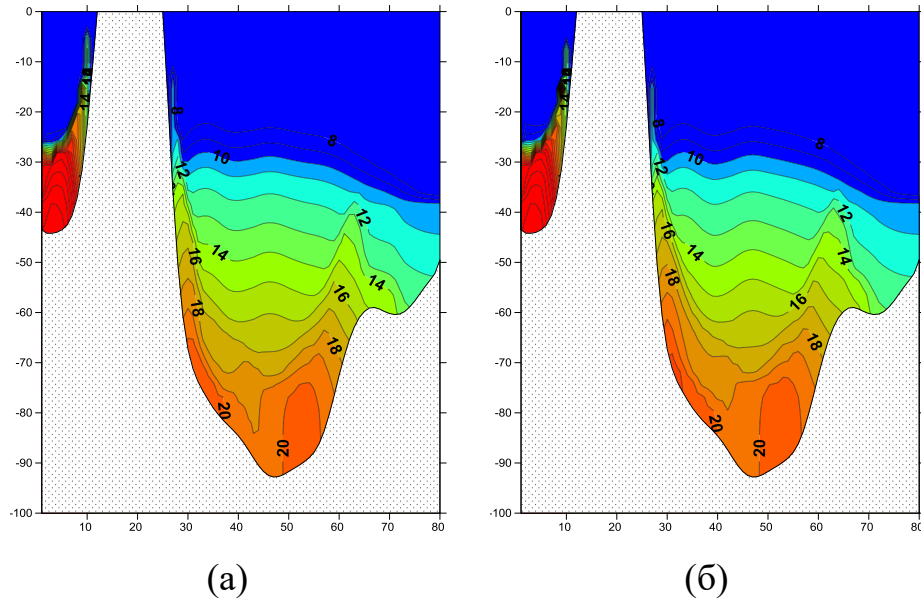
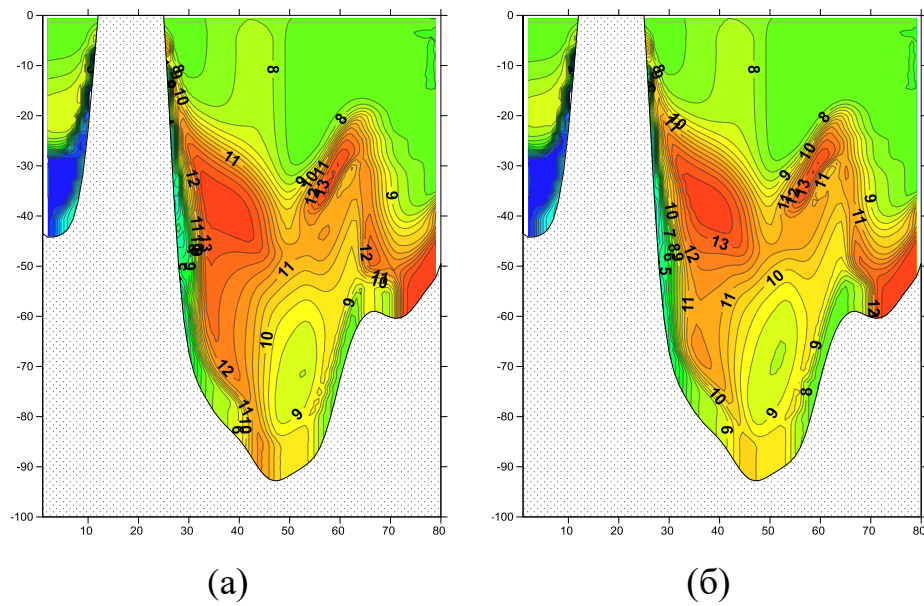


Рисунок 3.38 – Распределения солености (‰) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением влияния температуры морской воды при расчете ее плотности (а) и с ее учетом (б) на 15.02.03





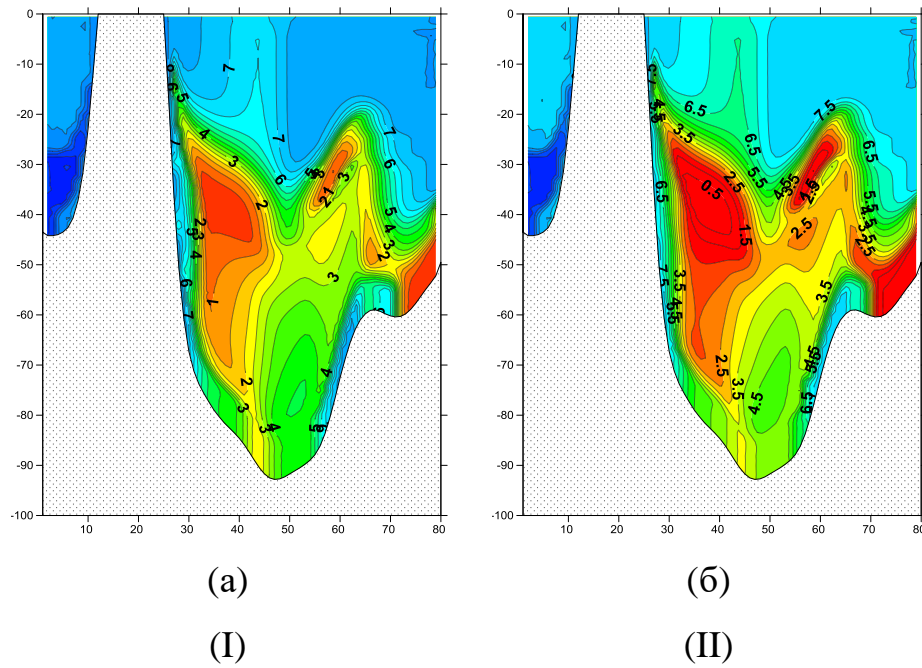


Рисунок 3.38 – Распределения температуры воды (верхний) и концентрации содержания кислорода (нижний) на сечении ВГ, рассчитанные с исключением влияния температуры воды на ее плотность (а) и с ее учетом (б) на 15.02.03.

При сопоставлении результатов расчетов можно отметить, что исключение температуры при расчете плотности воды практически не сказалось на результатах расчетов солёности. На распределениях температуры воды и содержания кислорода отмечены незначительные повышение температуры (около  $1^{\circ}\text{C}$ ) и понижение концентрации содержания кислорода (до  $1 \text{ мл.л}^{-1}$ ). Так как поступающая вода имеет более низкую температуру по сравнению с окружающей, то ее учет увеличивал превышение плотности воды придонного потока, что привело к увеличению его скорости. Однако из-за большой разности между солёностью поступающей воды и воды бассейна вклад температуры в формирование перепада плотности и в динамику плотностного потока оказался незначительным.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В представленной диссертационной работе модель придонных плотностных потоков адаптирована для моделирования распространения североморских вод в Борнхольмском бассейне в период главных затоков. При этом в блоке расчета распространения плотностного потока включено влияние фонового распределения солёности на динамику плотностного потока, температуры воды на ее плотность; баротропных течений, формирующихся при затоке через проливы, на распространение потока. Получены уравнения формирующихся при распространении придонного плотностного потока скоростей вертикальных течений и учтено их влияние на фоновое поле солёности.

В модель включены блоки расчета трансформации полей температуры и концентрации кислорода в Борнхольмском бассейне, обусловленной затоком придонных солёных вод.

По результатам расчетов выделены основные особенности распространения придонного плотностного потока в Борнхольмском бассейне. Отмечено, что плотностной поток на начальном этапе распространяется в окрестности склона дна у острова Борнхольм в виде относительно узкого плотностного потока. По мере распространения у восточной границы области происходит увеличение его ширины и заглубление его левого края. При достижении левым краем области расхождения изобат происходит образование новых ветвей потока, перемещающихся вдоль изобат вокруг области наибольших глубин котловины.

Выделена структура распределения придонных вертикальных течений, формирующихся за счет дивергенции придонных экмановских потоков. Показано, что уже через 20 суток область положительных вертикальных течений вытягивается в виде ленты от острова вдоль изобат 60–70 м, переходя на правую часть склона дна котловины. Через 30 суток она огибает всю котловину. В итоге структура распределения вертикальных течений, сформировавшихся под влиянием придонного бароклинного пампинга представляет собой распределение в центральной области котловины и справа от острова области отрицательных

течений, а на периферии расчетной области располагается область положительных вертикальных течений.

Проанализирован механизм формирования отмеченной структуры распределения бароклинных вертикальных течений в результате сопоставления распределений вертикальных течений, обусловленных различными составляющими. В результате чего показано, что формирование за счет дивергенции придонных экмановских потоков придонных вертикальных бароклинных течений, в основном определяется такими факторами, как неоднородность распределения наклона дна, и расходимость экмановских потоков от середины потока к его боковым границам.

Показано, что под влиянием рассмотренных вертикальных течений происходит возмущение уровня свободной поверхности, что приводит к запуску баротропных процессов приспособления. Результатом этих процессов являются формирование установившегося возмущения уровня моря, баротропные течения, баротропные вертикальные течения, возникающие в результате дивергенции баротропных придонных экмановских потоков. Под влиянием возникающих из-за наклона уровня придонных баротропных градиентов давления в придонном экмановском слое формируются баротропные экмановские потоки, дивергенция (конвергенция) которых приводит к образованию баротропных вертикальных течений. По расчетам распределение образующихся баротропных вертикальных течений симметричны аналогичным распределениям бароклинных вертикальных течений, но противоположны по знаку и меньше их по величине.

При сложении баротропных течений с плотностным потоком происходит уменьшение суммарной скорости течения потока, Также происходит образование двухслойной структуры потока.

По результатам моделирования проанализирована структура трансформации поля температуры воды в придонном слое в период распространения североморской воды.

Проанализирован процесс замещения придонных горизонтов Борнхольмского бассейна водой с высоким содержанием кислорода.

Показано, что под влиянием связанных с затоком баротропных течений происходит более быстрое заполнение котловины Борнхольмского бассейна соленой придонной водой, что приводит к понижению придонной температуры и вентиляции придонных вод бассейна.

Получены оценки влияния вклада вертикальной неоднородности фонового поля солености в динамику распространения придонного плотностного потока.

Показано, что учет влияния температуры воды при расчетах плотности не оказывает заметного влияния на характеристики распространения придонной соленой воды в бассейне.

Сопоставление результатов расчетов с соответствующими данными наблюдений позволило отметить, что модель воспроизводит основные особенности моделируемых процессов.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Антонов, А.Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел/ А.Е. Антонов – Л.:Гидрометеиздат, 1987. – 248с.
2. Арфкен, Г. Математические методы в физике/ Г. Арфкен – М.: Атомиздат, 1970. – 712с.
3. Брозин, Х.Ю., Кремзер У., Маттеус В. Особенности и изменчивость гидрофизических полей Балтийского моря/ Х.Ю. Брозин // Исследования по динамике Балтийского моря –1977. – С.5–67.
4. Владимирова, О.М., Лукьянов С.В., Подрезов Н.А. а, Царев В.А. Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря/ О.М. Владимирова // Ученые записки РГГМУ – 2014.– №35.– С.31–41.
5. Гилл, А. Динамика атмосферы и океана/ А. Гилл – М.:Мир. 1986 – т.1 – 396с.
6. Головин, П.Н. Эффективность каскадига над континентальном склоне у Северной земли в море Лаптевых и его возможный вклад в вентиляциюпромежуточных вод в бассейне Нансена/ П.Н. Головин// Океанология – 2007. – Т.47. – №1. – С.42–50.
7. Динь, Н. Х. Моделирование распространения придонных соленых вод в Борнхольмском бассейне /Н.Х. Динь// Сборник молодежной научной конференции «Комплексные исследования морей России» – Севастополь, – 2016.– С.54–58.
8. Жмур, В.В., Назаренко Д.В., Простакишин В.М. Движение конечного объема тяжелой жидкости в придонном слое океана у наклонного дна/ В.В. Жмур – Препринт, – Т.1. Долгопрудный: МФТИ, 1994. – 40 с.
9. Захарчук, Е.А., Тихонова Н.А., Фукс В.Р. Свободные низкочастотные волны в Балтийском море/ Е.А. Захарчук// Метеорология и гидрология – 2004. – №11 – с. 53–64.

10. Зацепин, А. Г., Костяной А.Г., Шапиро Г.И., Медленное растекание вязкой жидкости по твердой поверхности / А.Г. Зацепин // Океанология. 1982. Т. 265. № 1. С. 193–195.
11. Иванов, В.В. Наблюдения каскадинга на шельфе и континентальном склоне Земли Франца Иосифа/ В.В. Иванов // Проблемы Арктики.Океанография и морской лед. М.: Paulsen publ.,2011. С. 169–177.
12. Исследования экосистемы Балтийского моря. Вып.1–2/Под ред. А.Б.Цыбань.–Л.; Гидрометеиздат. 1981.–196 с.
13. Кравец А.Г. Приливы и их моделирование в Белом море / Проблемы Белого моря. Архангельск. 1981. С. 36–38
14. Краусс, В. Внутренние волны/ В. Краусс – Ленинград. Гидрометеиздат. 1968, 272 с.
15. Куликов, Е.А., Медведев И. П., Колтерман К. П. Роль баротропного водообмена в формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря/ Е.А. Куликов //Океанология, 2015. т.55, №1. с.5–15
16. Монин, А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана, А.С. Монин – Л. Гидрометеиздат. 1974. 362 .с.
17. Педлоски, Дж.// Геофизическая гидродинамика/ Дж. Педлоски – М., Мир., 1984, 398 с.
18. Подрезова Н.А. Моделирование придонных плотностных потоков с учетом придонного пампинга. Диссертация. 2017, 127с.
19. Подрезова, Н.А., Царев В.А. Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы/ Н.А. Подрезова// Ученые записки РГГМУ. – 2013. – № 29. – С. 131–137
20. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том III Балтийское море. Выпуск I. Гидрометеорологические условия. Под редакцией Ф.С. Терзиева, В.А. Рожкова, А.И. Смирновой. Санкт–Петербург. Гидрометеиздат. 1992
21. Самолубов, Б. И. Придонные стратифицированные течения/ Б.И. Самолубов М.: Науч. мир, 1999. 435 с.

22. Солянкин, Е.В., Зозуля С.А., Кровин А.С., Масленников В.В. Термохалинная структура и динамика вод Белого моря летом 1991 г./Е.В. Солянкин//Комплексные исследования экосистемы Белого моря. М.: ВНИРО, 1994. С. 8–25.
23. Суставов, Ю.В. Общая характеристика основных факторов, формирующих изменчивость процессов Балтийского моря/Ю.В. Суставов//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2. Л.: Гидрометеиздат. 1984. С.42–46.
24. Суставов, Ю.В., Михайлов А.Е. Крупномасштабная изменчивость термосолевого режима в зоне воздействия процессов водообмена/ Ю.В. Суставов//Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Международный проект «Балтика». Вып. 2. Л.: Гидрометеиздат. 1984. С. 46–53.
25. Тернер, Дж. Эффекты плавучести в жидкостях/ Дж. Тернер – Мир. Москва. 1977. 431 с.
26. Царев, В.А. Теория и расчеты распространения придонных вод в море/ В.А. Царев – СПб.:Изд. РГГМУ, 2001, –60с.
27. Чубаренко, И.П. Горизонтальная конвекция над подводными склонами/ И.П. Чубаренко // Калининград: Терра Балтика, 2010б. – 256 с. ISBN–978–5–98777–050–4.
28. Alenius, P., Myrberg, K., and Nekrasov, A. (1998) The physical oceanography of the Gulf of Finland: A review. *Boreal Environment Research*, 3(2), 97–125.
29. Alenius, P., Nekrasov, A., and Myrberg, K. (2003) The baroclinic Rossby–radius in the Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*, 23, 563–573.
30. Alford, M. and Pinkel, R. (2000) Patterns of turbulent and double diffusive phenomena: Observations from a rapidly profiling conductivity probe. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 833–854.
31. Andrejev, O., Myrberg, K., Mälkki, P., and Perttilä, M. (2002) Three–dimensional modelling of the Baltic main inflow in 1993. *Environmental and Chemical Physics*, 24(3), 121–126.

32. Andrejev, O., Myrberg, K., and Lundberg, P. A. (2004b) Age and renewal time of water masses in a semi-enclosed basin: Application to the Gulf of Finland. *Tellus*, 56A, 548–558.
33. Arneborg, A., Fiekas, V., Umlauf, L., Burchard, H., 2006, Gravity current dynamics and entrainment – a process study based on observations in the Arkona Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, (submitted).
34. Backhaus, J.O., Fohrmann, H., Kämpf, J. and Rubino, A. (1997) ‘Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas – process studies of oceanic Convection’, *ICES Journal of Marine Science*, 54, 366–382.
35. Baines, P.G. and Condie, S. (1998) ‘Observations and Modelling of Antarctic Downslope Flows: A Review’ in *Ocean, ice and atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarctic Research Series, 75, 29–49.
36. Benjamin, T.B. Gravity currents and related phenomena // *J. Fluid Mech.* 1968. V. 31. P.209–248.
37. Bruce, J.G. Eddies southwest of Denmark Strait.// *J.Mar.Res.* 1995. V.53. P.897–928.
38. Burchard, H., Bolding, K., 2002, GETM – a general estuarine transport model. Scientific documentation, European Commiss., Tech. Rep. EUR 20253 EN, 157 pp.
39. Burchard, H., Lass, H.–U., Mohrholtz, V., Umlauf, L., Sellschopp, J., Fiekas, V., Bolding, K., and Arneborg, L. (2005) Dynamics of medium-intensity dense water plumes in the Arkona Basin, Western Baltic Sea. *Ocean Dynamics*, 55(5/6), 391–402.
40. Dahlin, H., Fonselius, S., and Sjöberg, B. (1993) The changes of the hydrographic conditions in the Baltic proper due to 1993 major inflow to the Baltic Sea. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:58, 15 pp.
41. Dembo, D. W., Skylingstad, E.D. An ocean large-eddy simulation model with application in the Greenland sea // *J.Geoph. Res.* 1996.V. 101, № C1, P.1095–1110.
42. Elken, J. (1994) Numerical study of fronts between the Baltic sub-basins. Proceedings of the 19th Conference of the Baltic Sea Oceanographers, Sopot, Vol. 1, pp. 438–446.



43. Elken, J. (1996) Deep Water Overflow, Circulation and Vertical Exchange in the Baltic Proper. Estonian Marine Institute, Report Series 6, pp. 1–91, Tallinn, Estonia.
44. Elken, J., Raudsepp, U., and Lips, U. (2003) On the estuarine transport reversal in deep layers of the Gulf of Finland. *Journal of Sea Research*, 49, 267–274.
45. Elken, J., Mälkki, P., Alenius, P., and Stipa, T. (2006) Large halocline variations in the Northern Baltic Proper and associated meso- and basin-scale processes. *Oceanologia*, 48(S), 91–117.
46. Elken, J. and Matthäus, W. (2008) Physical system description, Annex A1. In: The BACC Author Team (eds.), *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 379–386.
47. Feistel, R., Nausch, G., Matth, W., Hagen, E. Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003//*Oceanologia*,– 2003.– 45.– P. 623–642.
48. Feistel, R., Nausch, G., Mohrholz, V., Lysiak–Pastuszek E., Seifert T., Matthäus W., Krüger S., Sehested Hansen I., 2003c, Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper,//*Oceanologia*, 45, 571–592, :  
[<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis1.pdf>].
49. Feistel, R., Nausch, G., Heene, T., Piechura ,J., Hagen, E., 2004a, Evidence for a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003//*Oceanologia*, 46 (4), 581–598,:[<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/464feist.pdf>].
50. Feistel, R., Nausch, G., Matthäus, W., Lysiak–Pastuszek, E., Seifert, T., Sehested Hansen, I., Mohrholz, V., Krüger, S., Buch, E., Hagen, E., 2004b, Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002, *Meereswiss. Ber.*, 58, 1–58, : [[http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58\\_2004\\_paper.pdf](http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58_2004_paper.pdf)].
51. Feistel, R., Nausch, G., Hagen, E., 2006, Unusual inflow activity in 2002–2003 and varying deep–water properties//*Oceanologia*, 48 (S), 21–35, (this issue).
52. Fennel, W., Seifert, T., and Kayser, B. (1991) Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 11(1), 23–36.
53. Fonselius, S. (1981) Oxygen and hydrogen sulphide conditions in the Baltic Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 12, 187–194

54. Fonselius, S. (1969) Hydrography of the Baltic Sea deep basins III. Fishery Board of Sweden, Series Hydrography, 23, 1–97.
55. Griffiths, A. Gravity currents in rotating systems. *Ann.Rev.Fluid Mech.* 1986. 18, 59–89.
56. Gustafsson, B. G. and Andersson, H. C. (2001) Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, 106(C9), 19731–19744.
57. Hagen, E. and Feistel, R. (2001) Spreading of Baltic deep water: A case study for the winter 1997–1998. In: W. Matthäus and G. Nausch (eds.), *The Hydrographic–chemical State of the Western and Central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s* (Marine Science Report No. 45, pp.99–133). Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany.
58. Harvey, L. Polar boundary layer plumes and bottom water formation: a missing element in ocean general circulation models// *J. Geoph. Res.* 1996.V.101. P. 10799–20808
59. Håkansson, B., Broman, B., and Dahlin, H. (1993) The flow of water and salt in the Sound during the Baltic major inflow event in January 1993. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:57, 26 pp.
60. Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.M., Golovin, P.N. Cascades of dense water around the World Ocean // *Progress in Oceanography*. 2004. Vol. 60. P. 47–98.
61. Ivanov, V.V., Shapiro, G.I. Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // *Deep Sea Research*. 2005. Part I. Vol. 52. P. 1699–1717.
62. Ivanov, V.V., Golovin, P.N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf //2007. *Journal of Geoph. Res.*V.112, C09003. P. 1–15.
63. Ivanov, V., P.Maslov, Ye. Aksenov, A. Coward, Shelf–Basin Exchange in the Laptev Sea in the Warming Climate: a model study, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 2015, 1–26.

64. Jakobsen, F. (1995) The major inflow to the Baltic Sea during 1993. *Journal of Marine Systems*, 6, 227–240.
65. Kamenkovich, V. M., Koshlyakov, M. N., and Monin, A. S. (eds.) (1986) *Synoptic Eddies in the Ocean*. D. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 433 pp.
66. Killworth, P. D. On motion of isolated lenses on beta–plane. // *J. Phys. Oceanogr.* 1983. V.13. P.368–376
67. Killworth, P.D. ‘Deep convection in the world ocean’, *Reviews of Geophysics and Space Physics* 1983, 21 (1), 1–26.
68. Kleine, E. (1993) Numerical simulation of the recent (1993) major Baltic inflow. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:48, 12 pp.
69. Kouts, T, Omstedt, A. Deepwater exchange in the Baltic proper. 1993. *Tellus*. V.45A. P.311–324
70. Kouts, T. (1999) Processes of deep water renewal in the Baltic Sea. *Dissertationes Geophysicales Universitatis Tartuensis*, 10, 50 pp. + 7 articles (Ph.D. thesis).
71. Krauss, W. and Brügge, B. (1991) Wind–produced water exchange between deep basins of the Baltic Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 373–384.
72. Kuzmina, N., Rudels, B., Stipa, T., and Zhurbas, V. (2005) The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 1120–1136.
73. Kuzmina N., Zhurbas, V., Rudels B., Stipa T. The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions. // *J. Phys. Oceanogr.* – 2005. – Vol. 35. – № 6. – P. 1120–1137.
74. Lane–Serf, G.F., Baines, P.G., Gregory, F. Eddy formation by dense flows on slopes in a rotating fluid.// *J.Fluid Mech.* 1997. V.363. P.229–252.
75. Lass, H.U. and Matthäus, W. (1996) On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. *Tellus*, 48A(5), 663–671.
76. Lass, H.U., Mohrholz, V., Seifert, T., 2001. On the dynamics of the Pomeranian Bight. *Cont. Shelf Res.* 21 (11–12), 1237–1261.

77. Lass, H.U. and Mohrholtz, V. (2003) On the dynamics and mixing of inflowing saltwater in the Arkona Sea. *Journal of Geophysical Research*, 108(C2), 24/1–24/15.
78. Lass, H.U., Prandke, H., and Liljebladh, B. (2003a). Dissipation in the Baltic proper during winter stratification. *Journal of Geophysical Research*, 108(C6), 3187.
79. Lass, H.U., Mohrholtz V., and Seifert, T. (2005). On pathways and residence time of saltwater plumes in the Arkona Sea. *Journal of Geophysical Research*, 110, C11019 (1–24).
80. Launiainen, J. and Vihma, T. (1990) Meteorological, ice and water exchange conditions. In: *Second Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, 1984–1988: Background document. Baltic Sea Environment Proceedings*, 35B, 22–33.
81. Lehmann, A. (1992) Ein dreidimensionales wirbeauflösendes Modell der Ostsee [A three-dimensional eddy-resolving model of the Baltic Sea]. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel*, 231, 104 (Ph.D. thesis).
82. Lehmann, A. (1993) The major Baltic inflow in November/December 1951: A model simulation. *ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:48*, 7 pp.
83. Lehmann, A. (1994a) The major Baltic inflow in 1993: A numerical model simulation. *ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1994/Q:9*, 17 pp.
84. Lehmann, A. (1994b) A model study of major Baltic inflows. *Proceedings of the 19<sup>th</sup> Conference of the Baltic Oceanographers, Sopot, August 29–September 1, 1994*, Vol. 1, pp. 410–421.
85. Lehmann, A. (1995) A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, 47A, 1013–1031.
86. Lehmann, A., Lorenz, P., and Jacob, D. (2004) Modelling the exceptional Baltic Sea inflow events in 2002–2003. *Geophysical Research Letters*, 31(21)
87. Leppäranta, M. and Myrberg, K. (2009) *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer-Praxis, Chichester, UK.
88. Liljebladh, B. and Stigebrandt, A. (1996) Observations of the deepwater flow into the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*, 101(C4), 8895–8911.

89. Maagard, L., Krauss, W. Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. Kiel. Meeresforsch, 22,1966. p. 155–162.
90. Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., Adcroft, A. // Hydrostatic, quasi-hydrostatic and nonhydrostatic ocean modeling. Journal of Geophysical research, 1997, v.102, N C3, March 15, P. 5733–5752.
91. Martin, H., Lars, A. Oxygen survey in the Baltic Sea time series 1960 – 2015 // Report Oceanography – 2015. – No. 53, SMHI, – p. 18–19.
92. Matthäus, W. and Franck, H. (1990) The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 99, 377–386 (Leipzig).
93. Matthäus, W., Franck, H. Characteristics of major Baltic inflows: A statistical analysis. Continental Shelf Research, 12, 1992, pp.1375–1400
94. Matthäus, W. (1993) Major inflows of highly saline water into the Baltic Sea: A review. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:52, 16 pp.
95. Matthäus, W., Lass, H.U., and Tiesel, R. (1993) The major Baltic inflow in 1993. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:51, 16 pp.
96. Matthäus, W. and Schinke, H. (1994) Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 46, 321–339.
97. Matthäus, W. and Lass, H.U. (1995) The recent salt inflow into the Baltic Sea. Journal of Physical Oceanography, 25, 280–286.
98. Matthäus, W. and Schinke, H. (1999) The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea. Hydrobiologia, 393(1), 1–10.
99. Matthäus, W. (2006) The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea: From the early beginning to recent results. Marine Science Reports, 95 (Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany).
100. Meier, H. E. M. (1996) Ein regionales Modell der westlichen Ostsee mit offenen Randbedingungen und Datenassimilation [A regional model for the the western Baltic Sea with open boundary conditions and data-assimilation]. Berichte aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel, 284, 118 pp. (Ph.D. thesis).

101. Meier, H. E. M., Döscher, R., Faxen, T. (2003) A multiprocessor coupled ice–ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflows. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), 3273.
102. Meier, H. E. M. and Kauker, F. (2003a). Sensitivity of the Baltic Sea salinity to the freshwater supply. *Climate Research*, 24, 231–242.
103. Meier, H. E. M. and Kauker, F. (2003b) Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 2. Role of freshwater inflows and large–scale atmospheric circulation for salinity. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11), 3368.
104. Meier, H. E. M., Döscher, R., Broman, B., and Piechura, J. (2004a) The Major Baltic Inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study.//*Oceanologia*, 46, 557—579.
105. Meier, H. E. M. (2006) Baltic Sea climate in the late 21st century: A dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. *Climate Dynamics*, 27, 39–68.
106. Meier, H. E. M., Feistel, R., Piechura, J., Arneborg, L., Burchard, H., Fiekas, V., Golenko, N., Kuzmina, N., Mohrholz, V., Nohr, C. et al. (2006) Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models. *Oceanologia*, 48(S), 133–164.
107. Meier, H. E. M. (2007) Modeling the pathways and ages of inflowing salt– and freshwater in the Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(4), 610–627.
108. Mohrholz, V., Dutz, J., Kraus, G., 2006, The impacts of exceptionally warm summer inflow events on the environmental conditions in the Bornholm Basin, *J. Marine Syst.*, 60, 285–301.
109. Mory, M. Integral constraints on bottom and surface isolated eddies. // *J. Phys. Oceanogr.* 1985 V.15. P.1433–1438.
110. Mory, M., Stern J., Griffiths A. Coherent eddies produced by dense water onto a sloping bottom.// *J. Fluid Mech.* 1987.
111. Muench, R.D. and Gordon, A.L. (1995) ‘Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin’, *Journal of Geophysical Research*, 100, 18503–18515.

112. Neunann, G. Eigenschwingungen der Ostsee. Arch. Dtsch. Seewarte u. Marineobs, 61, 4, 1941. p. 1–59.
113. Nof, D. The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. // Deep–Sea Res. 1983. V.30, P.171–182.
114. Nof, D. Oscilatory drift of deep cold eddies. // Deep–Sea Res. 1984 V.31, P.1395–1414.
115. Ödalen, M., Stigebrandt, A., 2013a. Hydrographical conditions in the Bornholm Basin of importance for oxygenation of the deepwater by pumping down oxygen saturated water from above the halocline. Box–Win Tech. Rep. No. 1, Rep. C96, Univ. Gothenburg, 19 pp.
116. Pacanowski, R., Griffies, S.M., 1999, Mom 3.0 manual, Tech. Rep. Geophys. Fluid Dyn. Lab., Princeton, N.J., 688 pp.
117. Paka, V. T. (1996) Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring 1993. Oceanologia (English Translation), 36, 188–198.
118. Pavelson, J. (2005) Mesoscale physical processes and related impact on the summer nutrient fields and phytoplankton blooms in the western Gulf of Finland. Tallinn University of Technology, 38 pp. + 10 articles (Ph.D. thesis).
119. Piechura, J., Walczowski, W., and Beszczyn'ska–Möller, A. (1997) On the structure and dynamics of the water in the Slupsk Furrow. Oceanologia, 39(1), 35–54.
120. Piechura, J., Beszczy'nska–Möller, A., 2003. Inflow water in the deep regions of the southern Baltic Sea–transport and transformations. Oceanologia 45(4), 593–621.
121. Piechura, J. and Beszczyn'ska–Möller, A. (2004) Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea: Transport and transformations (corrected version). Oceanologia, 46(1), 113–141.
122. Price J.F. (1992) Overflows: the source of new abyssal ocean waters, Oceanus, 35, 11–34.
123. Price, J.F., Baringer, M.O., Lueck, R.G., Johnson, G.C., Ambar, I, Parrilla, G., Cantos, A., Kennelly, M.A., Sanford, T.B. (1993) Mediterranean outflow mixing and dynamics, Science, 259 (5099), 1277–1282.

124. Price, J.F., O'Neil Baringer, M. (1994) Outflows and deep water production by marginal seas, *Progress in Oceanography*, 33, 161–200.
125. Rodhe, J. and Winsor, P. (2002) On the influence of the freshwater supply on the Baltic Sea mean salinity. *Tellus*, 54A(2), 175–186.
126. Rudels, B., Friedrich, H.J. and Quadfasel, D. (1999) The Arctic circumpolar boundary current, *Deep–Sea Research Part II*, 46, 1023–1062.
127. Samuelsson, M. (1996) Interannual salinity variations in the Baltic Sea during the period 1954–1990. *Continental Shelf Research*, 16(11), 1463–1477.
128. Sayin, E. and Krauss, W. (1996) A numerical study of the water exchange through the Danish Straits. *Tellus, Series A*, 48, 324–341.
129. Schinke, H. and Matthäus, W. (1998) On the causes of major Baltic inflows: An analysis of long time series. *Continental Shelf Research*, 18, 67–97.
130. Sellschopp, J., Arneborg, L., Knoll, M., Fiekas, V., Gerdes, F., Burchard, H., Lass, U.H., Mohrholz, V., Umlauf, L., 2006, Direct observations of a mediumintensity inflow into the Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, (submitted).
131. Shaw, P.T., Csanady, G.T. Self–advection of density perturbations on a sloping continental shelf.// *J. Phys.Ocean.* 1983. V.13. P.769–782
132. Smith, S.D., Muench, R.D., Pease, C.H. Polynyas and Leads: an Overview of physical processes and environment *J. Geophys. Res.*, 95(C6), 9461–9479, 1990.
133. Stigebrandt, A. (1987) A model for vertical circulation of the Baltic deep water. *Journal of Physical Oceanography*, 17, 1772–1785.
134. Stigebrandt, A., 1987a. Computations of the flow of dense water into the Baltic from hydrographical measurements in the Arkona Basin. *Tellus A* 39 (2), 170–177.
135. Stigebrandt, A. (2001) Physical oceanography of the Baltic Sea. In: F. Wulff, L. Rahm, and P. Larsson (Eds.), *A System Analysis of the Baltic Sea (Ecological Studies, Vol. 148, pp. 19–74)*. Springer–Verlag, Berlin.
136. Stigebrandt, A., Lass, H.–U., Liljebladh, B., Alenius, P., Piechura, J., Hietala, R., and Beszczynska, A. (2002) DIAMIX: An experimental study of diapycnal deepwater mixing in the virtually tideless Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 7, 363–369.



137. Stigebrandt, A. (2003) Regulation of vertical stratification, length of stagnation periods and oxygen conditions in the deeper deepwater of the Baltic proper. In: W. Fennel and B. Hentsch (eds.), Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus (Marine Science Report No. 54, pp. 69–80). Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany.
138. Stigebrandt, A., 2012. Hydrodynamics and circulation of Fjords. In: Bengtsson, L., Herschy, R.W., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Springer Science + Business Media B.V., Dordrecht, Heidelberg, New York, London, 327–344.
139. Stigebrandt, A. and Kalén, O.: Improving oxygen conditions in the deeper parts of Bornholm Sea by pumped injection of winter water, *AMBIO*, 42, 587–595, doi:10.1007/s13280-012-0356-4, 2013.
140. Stigebrandt, A., Rosenberg, R., Råman, L., Ödalen, M., 2015. Consequences of artificial deepwater ventilation in the Bornholm Basin for oxygen conditions, cod reproduction and benthic bio-mass – a model study. *Ocean Sci.* 11 (1), 93–110.
141. Vladimirova, O., Tsarev, V. Some features of bottom salty water formation in the Arcona basin by model results, *IEEE/OES Baltic Symposium 2014, Measuring and Modeling of Multi-scale Interactions in the Marine Environment*, Tallinn, p.128
142. Winsor, P., Rodhe, B., and Omstedt, A. (2001) Baltic Sea ocean climate: An analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on freshwater budget. *Climate Research*, 18, 5–15.
143. Wuest, A., Ravens, T.M, Granin, N.G. Cold intrusions in Lake Baikal: Direct observational evidence for deep water renewal // *Limnology and Oceanography* –2005. – Vol. 50. – № 1. – P. 184–196
144. Wübber, Ch. Die zweidimensionalen Seiches der Ostsee, *Ber. Inst. Meeresk. Kiel*, Nr. 64, 1979
145. Zhurbas, V. and Paka, V. (1997) Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow. *Journal of Geophysical Research*, 102(C9), 20917–20926.

146. Zhurbas, V. and Paka, V. (1999) What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*, 2(1/4), 229–241.
147. Zhurbas, V., Oh, I., and Paka, V. (2003) Generation of cyclonic eddies in the Eastern Gotland Basin of the Baltic Sea following dense water inflows: Numerical experiments. *Journal of Marine Systems*, 38, 323–336.
148. Zhurbas, V. M., Stipa, T., Mälkki, P., Paka, V. T., Kuzmina, N. P., and Sklyarov, V. E. (2004) Mesoscale variability of the upwelling in the southeastern Baltic Sea: IR images and numerical modeling. *Oceanology*, 44(5), 619–628.
149. Zoccolotti, L., and Salusti, E. (1987) Observations of a vein of very dense marine water in the southern Adriatic Sea. *Continental Shelf Research*, 7, 535–551.
150. Zorita, E. and Lain, A. (2000) Dependence of salinity and oxygen concentration in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation. *Climate Research* 14: 25–41.

#### Электронные ресурсы

151. Балтийское море: – Режим доступа: [http://proznania.ru/?page\\_id=2368](http://proznania.ru/?page_id=2368), свободный.

RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY

Manuscript

Dinh Ngoc Huy

**FEATURES OF PROPAGATION OF NORTH SEA WATERS IN THE  
BORNHOLM BASIN IN PERIOD OF MAJOR INFLOWS BY SIMULATION  
RESULTS**

Specialty: 25.00.28 – Oceanology

Candidate of geographical sciences, Thesis

Supervisor:

Doctor of Physical and Mathematical Sciences, professor, head of the Department of  
Oceanology at Russian State Hydrometeorological University

Valery TSAREV

Saint Petersburg – 2017

## CONTENTS

	Pp.
Introduction	126
1 Main features of inflow and propagation of North Sea water in the Baltic Sea	132
1.1 Main features of water exchange of the Baltic Sea through the Danish Straits	132
1.2 Numerical simulation of dense bottom flows	158
2. Model of propagation of the bottom dense flow in the Bornholm Basin in period of Major inflow in 2003 year	162
2.1 Equations of motion, continuity and salt transfer	162
2.2 Parameterization of the bottom pumping	165
2.3 Block for calculating of barotropic adaptation processes	168
2.4 Block for calculating the transformation of the background field salinity	170
3 Features of North Sea waters propagation in the Bornholm Basin by simulation results	174
3.1 Calculation of the velocities of the barotropic currents due to inflow in the Bornholm Basin during the main inflow in January 2003	174
3.2 Features of North Sea water propagation into the Bornholm Basin by results of simulation	184
3.3 Features of the transformation of the field of water temperature during inflows	199

3.4	Features of transformation of oxygen distribution during inflows in January 2003	203
3.5	Influence caused by inflows of barotropic currents	206
3.6	The influence of vertical stratification of background field salinity on the propagation of entering saline waters	217
3.7	Influence of temperature in the equation of state	220
	Conclusion	224
	References	227

## INTRODUCTION

### **The relevance of the topic**

The North Sea dense waters inflow into the Baltic Sea plays an important role in formation of its various characteristics, including the renewal of deep waters in the deep-sea basins located in the central part of the sea and their saturation with oxygen (prevention of hypoxia), the renewal of intermediate deep waters, the formation of vertical density stratification of waters and the flow of autumn-winter convection, trajectory and intensity of salt flows and others. When moving to the central part of the Baltic Sea, the North Sea saline waters pass relatively shallow and small basins. In this case, the interaction of the North Sea waters with the water of the basins occurs, as a result of which there is a significant change and renew of their salinity, temperature, volume and oxygen concentration [47, 69, 133]. The propagation of dense North Sea water in the central part of the Baltic Sea depends on the degree of their transformation, which occurs to the passage of the basins. The Bornholm Basin is the second shallow basin after the Arkona Basin, where there is a sharp transformation of the dense waters of the North Sea. The result of previous researches have shown that the North Sea water entering the Arkona Basin is propagating in it under the influence of barotropic and baroclinic currents [4, 7, 26]. This determines the interest in studying the mechanisms and features of the propagation of the North Sea waters, as well as the role of barotropic and baroclinic currents in the water spreading in the Bornholm Basin. Despite the importance of this process, by now there is practically no information about character of propagation of dense North Sea waters in the Bornholm Basin. Propagate in the bottom layer of the Baltic Sea of saline oxygen-saturated North Sea waters reaching its central part occurs during the period of Major Baltic Inflows, which occur quite infrequently (with an interval of about 10 years). This makes it difficult to study these processes with the help of field researches. History of studying bottom dense flows begins in the second half of the 20th century. Until now it has been collected information about that

process obtained by the results of field observations, from laboratory experiments carried out on rotating pools, and from theoretical investigations. In addition, mathematical models of these processes are presented. However, the development of a bottom dense flow model for specific conditions is complicated by the fact that the propagation of saline bottom waters in the sea basins occurs in the form of a narrow and small thickness of bottom dense flow. Its dynamics are different from the dynamics of the background fluid. Therefore, at present, the experience of numerical simulation of the propagation of bottom North Sea waters in the basins of the Baltic Sea is limited. The noted determines the relevance of study via mathematical modeling on the propagation of the North Sea waters in the deepest part of the Baltic Sea, which occurs in the form of bottom dense inflows.

**The purpose and objectives of work.** The aim of the thesis is to study via mathematical modeling the mechanisms and features of propagation of North Sea waters in the bottom layers of the Bornholm Basin in the Baltic Sea, occurring in the form of bottom dense flows. The study is conducted on the example of the year 2003 inflow.

To achieve this goal, the following tasks were formulated:

1. Selection of the dense flows model and its adaptation to the investigated process;
2. Research using the simulation features of the propagation and transformation of the bottom North Sea waters in the Bornholm Basin during the main inflow with the example of the 2003 year.

**The subject of study** is the process of propagation of the North Sea waters in the Bornholm Basin during the period of the main inflows.

**The object of study** is the Bornholm Basin

**Raw materials.** In the process of study, it is used published data of field observations.

**Research method.** The study used mathematical modeling.

**Scientific innovation.**

1. Improvement of the previously developed model of bottom dense flows by taking into account the influence of barotropic currents, water temperature, and the background salinity fields on its propagation.

2. Based on the results of the simulation, new information has been obtained on the structure of the bottom dense flows in the Bornholm Basin during the period of major flows.

3. New information has been obtained on the influence of various factors on propagation characteristics of North Sea waters, including bottom pumping, the background salinity field, the temperature field, associated with the barotropic currents.

4. The features of the formation of temperature, oxygen concentration in the bottom layer associated with the inflow.

#### **The theoretical significance of the dissertation research.**

Improving the existing model of bottom dense flows, which allowed to adapt it to describe the process of inflow of North Sea waters in the Bornholm Basin during the main inflow period. In the improvement of the model, the influence of the background salinity field, barotropic currents associated with the inflow, is taken into account. In addition, the model includes blocks of calculating the transformation of the temperature and oxygen content fields due to the propagation of North Sea waters.

Based on the simulation results, was analyzed the structure propagation of North Sea waters in the Bornholm Basin and related features of the transformation of the temperature and oxygen content fields.

The distribution characteristics of vertical currents formed as a result of the divergence of bottom Ekman flows (bottom pumping) in the area of dense flow are analyzed. The mechanism and structure of their influence on the dense flow is singled out.

**Practical significance.** The developed model can be used to study the features of similar bottom dense flows for other basins and seas. The results of such studies can clarify the existing ideas about the features and mechanisms that determine the flow of salts and heat, oxygen and chemical elements. This will allow to better understand the processes of formation of three-dimensional temperature and salinity fields, as well as



the processes of aeration in depths, the formation of the structure of fields of chemical (including biogenic) elements.

The dissertation research was carried out within the framework of the research project "Development of a complex mathematical model of thermo-hydrodynamic and ice processes in the shelf seas", "Development of a mathematical model of bottom dense flows in the shelf seas".

**The scientific validity and reliability of results.** The validity of the presented results is the fact that the basic postulates of the model are based on previously obtained results of a study of features of distribution of the pressure disturbance in the vicinity of a dense lens. The model used was tested using a series of numerical experiments, including calculation of the propagation of bottom dense flow in area, which having a simplified form of bottom relief. The obtained results of numerical simulation were compared with the data in-situ, laboratory results and results of numerical simulations obtained by other authors.

#### **The position to be defended**

1. Improved three-dimensional model of bottom dense flows in the Bornholm Basin, taking into account the influence of the divergence of dense bottom Ekman flows (bottom pumping) on the structure and dynamics of the dense flow, and also on barotropic circulation in the sea.

2. Structure and features of propagation of bottom dense flows in the Bornholm basin.

3. Features of the interaction of the bottom dense flow with the overlying layer.

4. Peculiarities of the transformation fields of salinity, temperature and oxygen content, velocities of the bottom waters of the Bornholm Basin under the influence of the propagation of the dense flows in it.

#### **The accordance of the dissertation to the passport of the specialty**

The presented work corresponds to the passport of specialty 25.00.28 "Oceanography" on the following items:

1. Dynamic processes (waves, eddies, currents, boundary layers) in the ocean.

2. Processes of formation of water masses, their spartial–temporal structure, hydro-physical fields of the World Ocean.

3. Patterns of transfer of matter and energy in the ocean.

4. Methods of research, modeling and forecasting processes and phenomena in the oceans and seas.

**Approbation of the work.** The results were presented and discussed at the final sessions of the Academic Council of the RSHU “Oceanological Faculty” (St.Petersburg, 2014–2017), the 4th Scientific and Technical Conference of Young Scientists and Specialists "Applied Hydro–acoustic and Hydro–physics Technologies" (Training Center of JSC “Concern Okeanpribor”, St. Petersburg, October 2015), Young Scientific Conference "Integrated Studies of the Seas of Russia: Operational Oceanography and Expeditionary Research ", (FGBUN MGI RAS, Sevastopol, April 2016), 2nd All-Russian Confederation young scientists "Integrated Studies of the World Ocean" (IO RAS, Moscow, April 2017.).

**Publication.** The main results of the dissertation is presented in 8 papers, including 2 articles are published in peer-reviewed journals approved by VAK of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation, 6 articles in the proceedings of international and Russian conferences.

**The structure and scope of work.** The dissertation consists of an introduction, three chapters and a conclusion.

The aim of the dissertation was to study the mechanisms, structure and features of the propagation of North Sea waters in the bottom layers of Bornholm Basin, taking into account their interaction with barotropic adaptation processes

In view of this goal, the following tasks were set

- select of model of the dense flow and its adaptation to the investigated process.
- study using the model features of the propagation of dense flow by inflows of North Sea waters into the Bornholm Basin based the example of 2003year inflow, presented in the publications of the results of numerical simulation;

- study the features of the transformation process of deep waters in the Bornholm Basin during the inflowing of the North Sea waters in 2003.

The first chapter contains an analytical overview of the main features of the propagation of North Sea waters and their major inflows in 1993 and 2003, studies of numerical simulation.

In the second chapter it's formulated the main system equations of model. In the third chapter using the presented model on the example of the inflow in 2003 are investigated the features of the formation and propagation of dense North Sea waters into the Bornholm Basin. The third chapter discusses the features of the transformation process of deep waters in the Bornholm Basin during the propagation of the inflow of dense North Sea waters.

# 1. MAIN FEATURES OF INFLOW AND PROPAGATION OF NORTH SEA WATER IN THE BALTIC SEA

## 1.1 Main features of water exchange of the Baltic Sea through the Danish Straits

As a result of a positive freshwater balance due to river runoff, as well as the excess of precipitation over evaporation in the Baltic Sea, a lower salinity is maintained in comparison to water salinity in the area bordering by Kattegat. Due to the difference in water density associated with the difference in salinity, a density gradient pressure is formed in the Danish Straits, thanks to which a saline flow occurs in the lower layer through the straits practically constantly. Typically, the salinity of the incoming water can be lied from 12‰ to 16‰. In turn, the positive freshwater balance of the sea forms a barotropic current directed toward the straits, which is supported by the inclination of the disturbance level of the free sea–surface. At the same time, a barotropic current directed from the sea predominates in the near–surface layer, and a flow of salt water, which has an opposite direction, in the lower layer. In the upper layer, a relatively low salinity (about 8‰) is noted, and in the lower layer in the Arkona Basin salinity may exceed 20‰. With the distance from the straits, the salinity of the deep water decreases as a result of mixing with the upper freshened water (Fig.1.1–1.2). This type of circulation and distribution of water salinity is characteristic of estuaries, so the Baltic Sea is compared to a large estuary, and the marked type of circulation in the sea is called estuary. Under the influence of this process, an average background picture of the distribution of salinity in the Baltic Sea and currents is established.

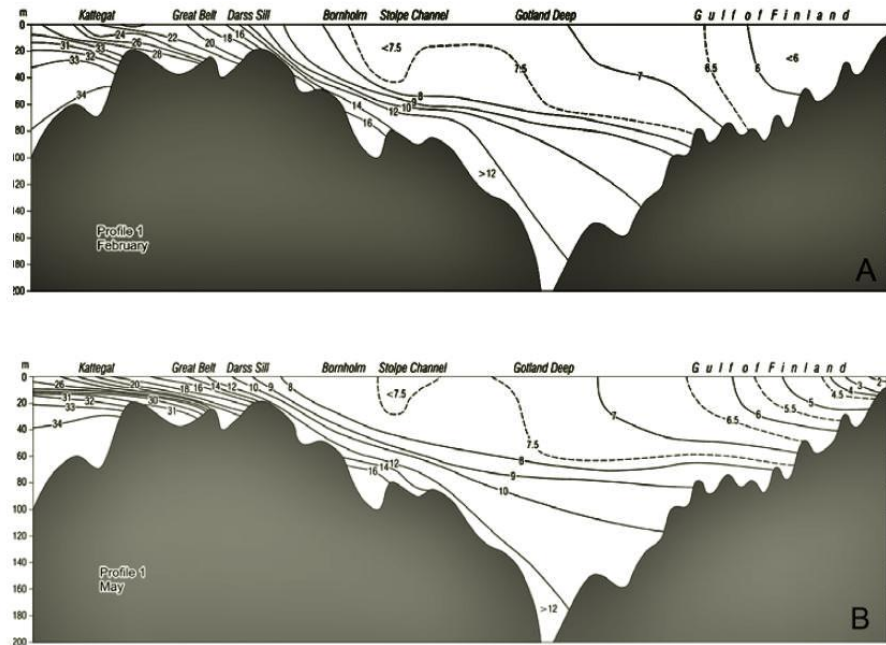


Figure 1.1 – Vertical distribution of salinity in the Baltic Sea in different seasons (a–February, b–May) [87]

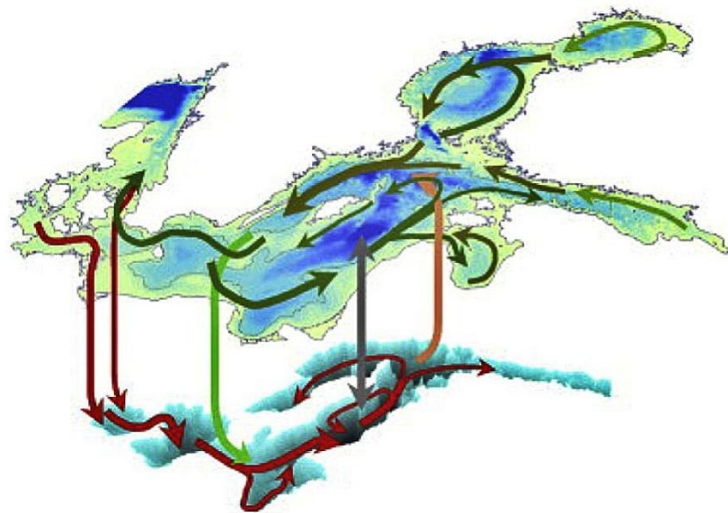


Figure 1.2 – Schematic of the large-scale internal water cycle in the Baltic Sea (Green and red arrows show the surface and bottom layer circulations, respectively) [46]

The inflow regularly occurs in a continuous regime with moderate salinity. In the period of intense windy surges, in the southern part of the Kattegat Strait, there is an intense inflow of salt water occurs due to the significant rise in sea level. The two-layer

picture of the currents in the Straits is changing to a practically homogeneous from the surface to the bottom.

During the period of inflow, which lasts about ten or more days, in the Baltic Sea receives saline water reaches to a volume of  $300 \text{ km}^3$ . At volumes of water supply, the inflows are called "Major Baltic Inflows". These major inflows are very important for the ecological state of the Baltic Sea, because only they can lead to the renewal of bottom waters in the sea. The time between the different major inflows is called the "stagnation period", because at this time, the oxygen concentration in the deepest basin decreases.

Major Baltic Inflows have been investigated by a number of authors who have analyzed the measurements, and the results of numerical simulation as well [40, 47, 59, 64, 75, 88, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 110, 117, 121]. During recent decades Major Baltic Inflows have occurred very infrequently. In references the main reasons are discussed. The reader may like to consult the works, based on observations of [54, 75, 98, 99, 106, 125, 127, 129, 137, 142]. One of the main reasons behind long stagnation periods may be variability in river runoff to the Baltic Sea. According to observations, is noted a link between minimum deepwater salinity in the Baltic Sea and maximum river runoff with a time shift of 6 years [17, 98]. It is assumed that when water flow increases, the salinity of the inflowing North Sea water is reduced, following that is a reduction of its density and ability to renew the old bottom water. It is also believed that the increase in freshwater flow in Baltic Sea leads to an increase in outflows, which reduces the velocity of inflow North Sea waters. One of the reasons is also called the overregulation of river runoff. As a result of listed reasons, there's a relatively large amount of river runoff remained in winter, which prevents the winter inflow North Sea waters. An explanation for the decreasing frequency of major inflows can also be related to changes in meteorological patterns [96, 106, 150]

In the period of Major Inflows, the difference in sea level emerges under the influence of the zonal wind over the North Sea. During certain conditions in the Kattegat Strait, a significant excess level (up to 1m) above level of the Baltic Sea is formed, this leads to a sharply increase of the barotropic flow of the North Sea waters.

Occurrence of necessary meteorological conditions for the formation of such inflows occurs rarely. The irregularity and long time intervals between subsequent Major Baltic Inflows are the reason stagnation conditions are present very often in the Baltic Sea. In such a situation, phosphate concentration increases and salinity and oxygen concentration decrease in deepwater. Sometimes considerable hydrogen sulfide concentrations are formed in the deep basins [53, 97].

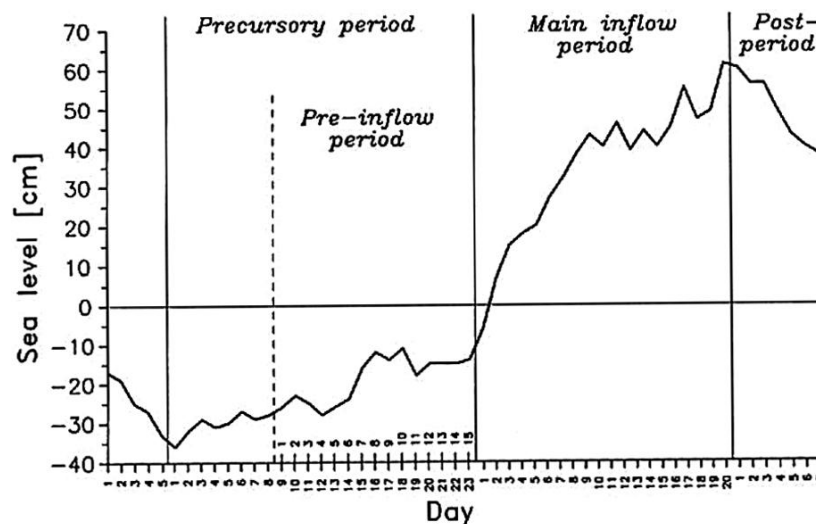


Figure 1.3 – Main phases of a major inflow: precursory period, main inflow period and post– inflow period, and the relate changes in sea–level [96]

Some determined meteorological conditions, which are necessary for the formation of the Major Baltic Inflows, are identified. It is believed that the beginning of the Major Baltic Inflows, as a rule, should be preceded by a period, during which the east wind should predominate over the North Sea. This wind reduces the level of the Baltic Sea to a minimum. This decrease can be 1 m. Decrease the level of the Baltic Sea creates favorable conditions for the subsequent development of the major inflow. A Major Baltic Inflow consists of three main periods: precursory period, main inflow period, and post–inflow period (Fig.1.3) [96]

The precursory period covers the time the Baltic sea–level is at a minimum until the start of the main inflow period. Meteorological conditions during the last two weeks of the precursory period play an important role in forming favorable conditions for the

major inflow event (so called pre-inflow period). After an initial period, when the wind changes to the west and causes the water surges of the North Sea towards the Danish Straits, the period of the main inflow has begun. The sea-level in the Baltic Sea during the period of main inflows can rise as much as one meter. Water masses with high salinity (and density), flow over the Darcy and Drogden Sill and sink to the bottom layer of the Arkona Basin. In this case, in order for the water masses of the North Sea to reach, at least, the borders with the Bornholm Basin, the wind need to persist long enough (about 10 days). In some cases, saline waters can move during inflow period to the Bornholm Basin. The post-inflow period starts when wester wind weaken and the level of North Sea water at the Danish Straits decreases.

At the same time, the Baltic sea-level has considerably increased, which leads to outflow from the Baltic Sea, causing a decrease in sea level. Some part of salty water is flows out from the Arkona Basin. The major inflows are most often observed in September–April. In 60% of cases, they occurred in the period from November to January [96]. In a usual major inflow case a gradual increase in wind speed takes place for several weeks during the precursory period (Fig.1.4). Saline waters ( $S > 17\text{‰}$ ) start to flow across the Darss about one day after the wind speed has reached its largest value. The geostrophic wind direction changes from west–southwest to west– northwest during the last two days before the main inflow period starts. This reflects the change in surface wind direction from southwest to west. The time variation of wind speed is determined by the east component, and the highest speed is about 15m/s. The rule of thumb commonly used is that the higher the mean wind speed and the duration of high wind speed, the stronger the inflow [75, 96, 97].



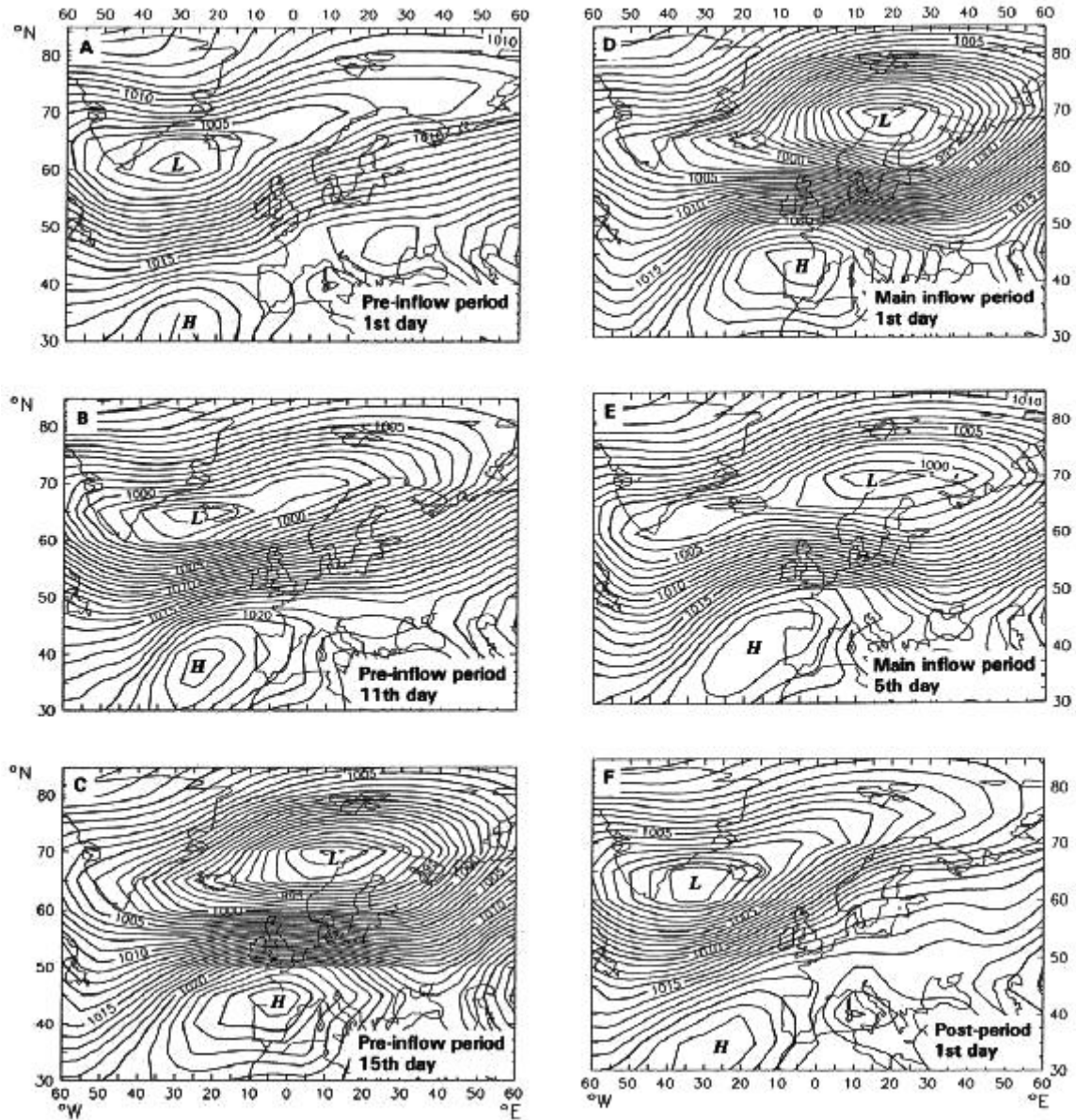


Figure 1.4 – Mean sea–level pressure patterns (millibars) during a typical Major Baltic Inflow event. (A) pre–inflow period 1st day, (B) pre–inflow period 11st day, (C) pre–inflow period 15th day, (D) main inflow period 1st day, (E) main inflow period 5st day, (F) post– inflow period 1st day [96]

Inflows are restricted very much by the narrowness of the channels in the Danish Straits (Little Belt, Great Belt, and Öresund) and by the shallow sills between them and the Arkona Basin. The Darss Sill has a cross–section of only  $0.8\text{km}^2$  and the sill depth is 18m. For the Drogden Sill the corresponding numbers are  $0.1\text{km}^2$  and 7m. The salinity of incoming water, depending on the intensity inflow, can be from 12‰ to 16‰ and it can reach 22–25‰ during maximum current. The incoming North Sea water in the

inflows period fills first the bottom area of the Arkona Basin. Due to partial mixing with the ambient water, its volume increases and the salinity decreases. The propagation of the North Sea waters in the Arkona Basin occurs under the influence of barotropic and baroclinic factors. Their relative role in the propagation of the North Sea waters to recent time remains at the research stage. It is believed that the duration of filling the Arkona Basin by North Sea waters depends on the inflow intensity and it can be about 10 days. Because of the complicated relief at the Baltic Sea bottom, which is a chain of basins separated by relatively shallow sills (Fig.1.5), the propagation of the inflow North Sea waters into the Baltic Sea is a complicated process of consecutive inflow of saline waters from one basin to the next, farther in the direction from the Danish Straits.

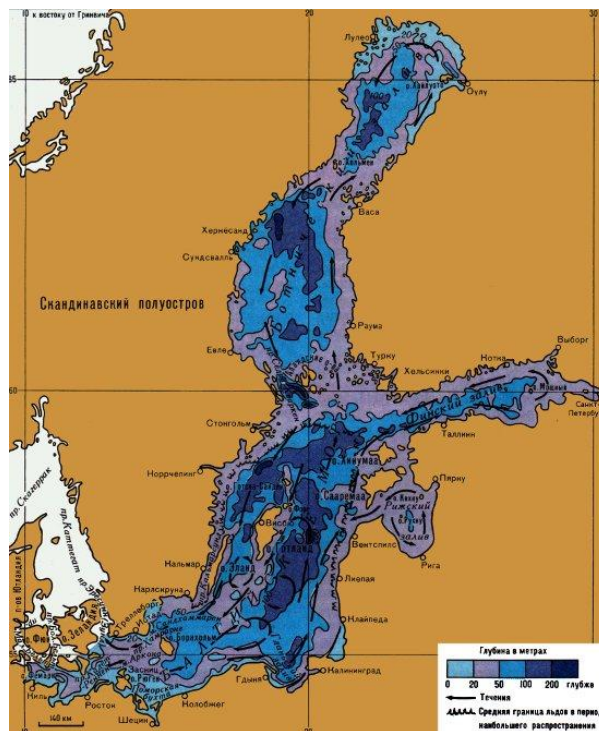


Figure 1.5 – The bottom topography of the Baltic Sea [151]

From the Arkona Basin the saline water through the Bornholm Strait penetrates into the Bornholm Basin, where it propagates in the bottom layer and fills in the deep part of the hollow. Despite the considerable volume of collected natural data, as well as the results of numerical modeling, there is no clear idea of the trajectory of saline water propagation in the Bornholm Basin, its transformation, details of the mechanism of its

movement formation currently. In the literature, it is noted that the saline water filling the deep–water part of the Bornholm Basin has led to the displacement of the old bottom water and its removal through the shallow sills to the Slupsk Furrow [77, 88]. The saline water displaced from the Bornholm Basin fills the deep–water part of the Slupsk Furrow, displacing the bottom water located there, which has less salinity [107, 119, 137, 145, 147].

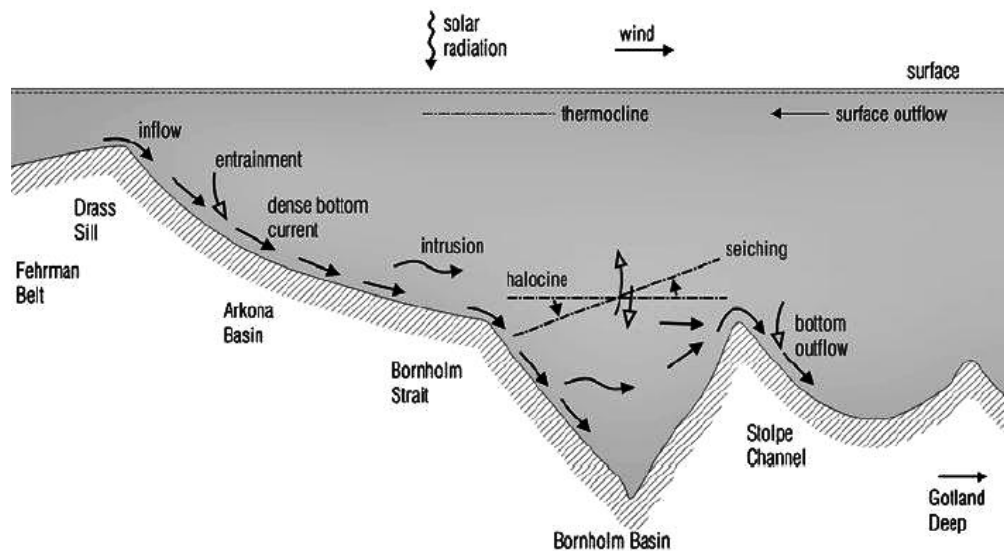


Figure 1.6 – A scheme of the inflow into the Baltic Sea and determining processes [64]

After passing the Stolpe Channel, the saline water flows northeast in the Gotland Basin, some of the water flows in to the Gdansk Deep. Here, bottom water can be renewed only when major inflow was intensive [43, 46]. It is believed that the most intensive transformation of saline water mass occurs during the passage of sills, separating the sea basins. During the main inflow period, saline waters propagate to the Gotland Basin (Fig.1.7). The propagation of saline waters is accompanied by the formation of internal fronts with fine– scale intrusions and eddies [57, 97, 99, 119].

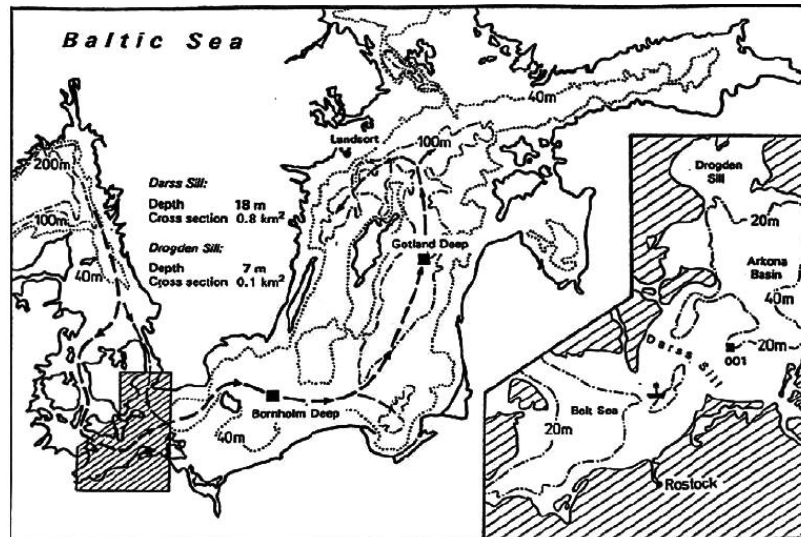


Figure 1.7 – Main router followed by Major Baltic Inflows, main sills, and channels

[94]

#### Major Baltic Inflows in 1993 and 2003 years

In January 1993 a major inflow of highly saline water took place after 17 years of stagnation during which hardly any North Sea water penetrated Gotland Basin deepwater. During the inflow a total of about  $310 \text{ km}^3$  of water,  $135 \text{ km}^3$  of it highly saline (more than 17‰) with a high oxygen content entered the Baltic Sea. The highly saline water crossing the Darss Sill was characterized by a mean salinity of about 19‰, a mean temperature of  $3.5^\circ\text{C}$ , and a mean oxygen concentration of 8.2 ml/l.

This very strong inflow had several specific features. Its duration was very short (total main inflow period 22 days). The average level of the Baltic Sea increased by 70cm above the mean [88, 97].

The inflow North Sea water through the Drogden Sill started on January 5, 1993. Saline water was further advected in the Arkona Basin. It is note that the inflow of saline water through the Darss Sill toke place 1–2 weeks later. The salinity at Darss Sill exceeded 17‰ on January 18. The inflow was at its highest on January 26 (Fig.1.8–1.9). Owing to the large amounts of highly saline water that crossed the Darss Sill into the Arkona Basin, the halocline was lifted from 38m to 10m and the 20‰ isohaline was displaced from 42m to 32m. The halocline was inclined from the central Arkona Basin to Bornholm Channel. Even if the main inflow period was short, a large amount of salty

water flowed back into the Belt Sea that half the salt that entered the Arkona Basin returned [97,99].

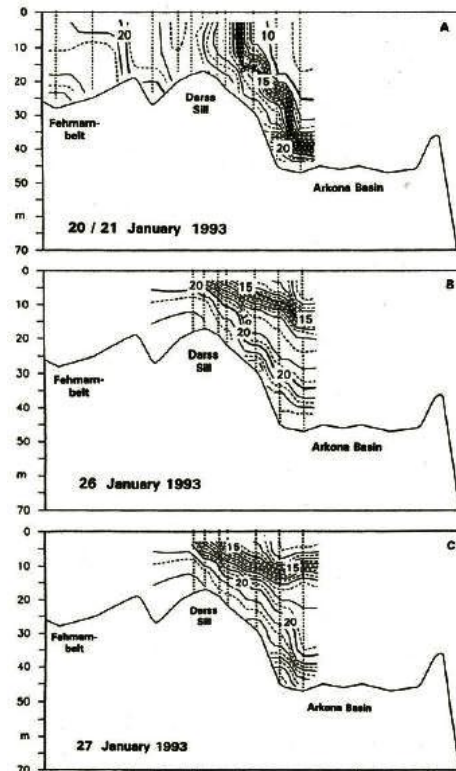


Figure 1.8 – Longitudinal transect of salinity in the Darss Sill area during the Major Baltic inflow in January 1993. (A) major inflow during 20–21 January; (B) major inflow on 26 January; (C) inflow on 27 January 1993 [84]

The remaining North Sea water propagating through the Bornholm Channel into the Bornholm Basin and replaced the old bottom water. Salinity in the bottom water increased from 15‰ to 20‰ and the oxygen concentration from about 1 ml/l to 7.5ml/l. The stagnant bottom water of the Bornholm Basin was lifted above the sill depth of the Slupsk Furrow and flowed due to gravity into the Eastern Gotland Basin. The first sign of the renewal of bottom water in the Eastern Gotland Basin was observed in early April, 1993 and was renewed by the middle of May. Weaker effects were also identified in the Northern Gotland Basin and most probably in the Gulf of Finland as well [28].

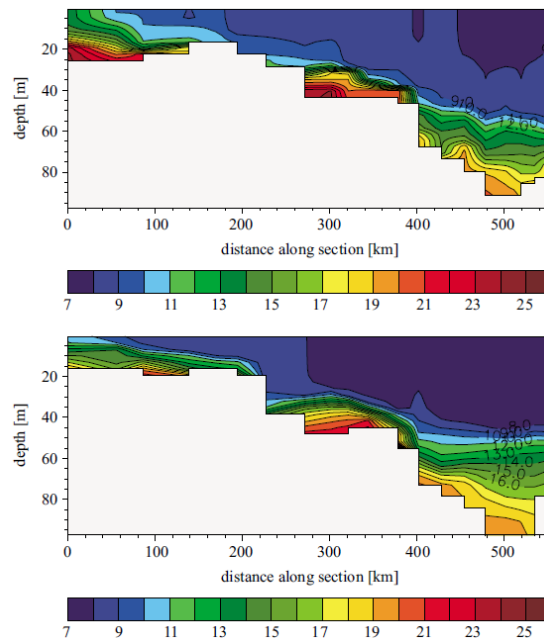


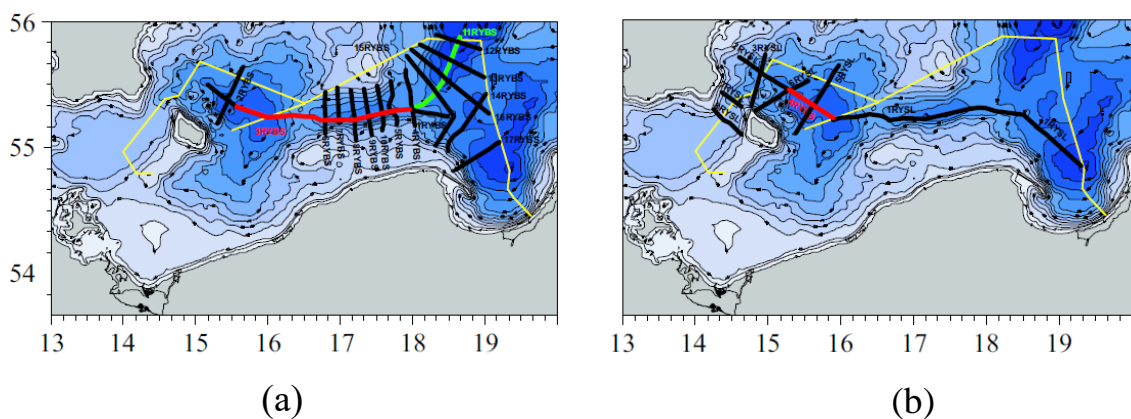
Figure 1.9 Cross section of salinity from the Fehmarn Belt to the Slupsk Furrow through the Arkona Basin and Bornholm Sea, cast between Feb. 14 and 17, 1993; observations (upper panel) and results of the Rossby centre ocean model, RCO (lower panel) [106]

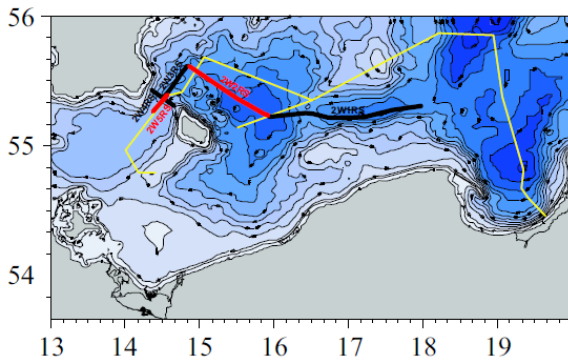
The 2003 inflow has been studied by several authors [47, 121]. About  $200 \text{ km}^3$  of saline water flowed into the southwestern Baltic Sea. This strong inflow ( $Q_{96} = 20.3$ ) was very interesting for many reasons. Due to a warm inflow in August 2002 and by another in November 2002, watermasses were already ventilated in the Southern Baltic and were extremely warm in December 2002. The surface temperature was about  $7^\circ\text{C}$  and the deep-water temperature was as high as  $11^\circ\text{C} - 12^\circ\text{C}$ , whereas the salinity distribution was typical for the given period of the year. During the inflow in January 2003 (actually a series of inflows), exceptionally cold water replaced the exceptionally warm deepwater [121]. The January inflow was followed by weaker inflows in March and May [47]. The inflow started 10 years after the previous very strong inflow [99]. Prior to the event in the beginning of January, an atmospheric high-pressure area over Scandinavia was associated with northeasterly winds. The sea-level fell to 80 cm below the mean. On January 11 the wind over the western Baltic Sea increased to 15 m/s, turned to the west, and triggered the inflow. The inflow continued until January 18 in the Drogden Sill and until January 22 in the Darss Sill, and the Baltic Sea level rose to 25 cm above the mean. In the Öresund very high salinities and low temperatures were

reported on January 15 (26.6‰, 2.5°C) and January 18 (26.4‰, 2.2°C). In the Darss Sill, salinity was up to 21‰ at the bottom and 18‰ at the surface. Estimated salt transport across the Darss Sill was  $1.18 \times 10^{12}$  kg (58% of total transport) and through the Öresund  $0.85 \times 10^{12}$  kg (42%) [47].

Inflowing water moved exceptionally fast into the Arkona Basin. The estimated speed of the flow was 30 cm/s over a 12-day period. Through the Bornholm Strait, saline water has propagated to the Bornholm Basin. In the bottom layer of the Bornholm Basin, the old warmer and less salty water was lifted to the overlying horizons. At the same time there was a mixing of cold inflow water with local warm water took place. As a consequence of the inflow, colder and more saline, mixed water from the intermediate layers of the Bornholm Deep flowed into the Stolpe Channel over the Stolpe Sill and farther to the Gdansk Deep (Figure 1.8, see color section). It should be mentioned that both post-inflow periods in March and May 2003 enhanced this Major Baltic Inflow [99, 121].

According to observations in January 2003, 200 km<sup>3</sup> of saline cold North Sea water (less than 1°C) flowed through the northern straits to the Baltic Sea [101]. An unusual circumstance was that the shade occurred against the background of the high temperature of the bottom water in the southern Baltic, including Arkona, the Bornholm Basin and the Slupsk Furrow. With the help of expeditionary observations, data on various hydrometeorological characteristics were obtained in the preceding period, during the inflow period and in the subsequent period. Figures 1.10–1.14 show the locations of the sections on which ship observations were conducted.





(c)

(Vertical – latitude, horizontally – longitude)

Figure 1.10 – Schematic of the location of the sections during the observation period in December 2002 (a), January 2003 (b), February 2003 [120]

According to the data of expedition observations conducted during the period from 3 to 4 December 2002 in the basins of the southern Baltic, unusual conditions were noted, consisting of the presence of a high water temperature reaching  $7^{\circ}\text{C}$  in the upper layer (about 40–50 m) and up to  $11\text{--}12^{\circ}\text{C}$  in the deep layer (Fig.1.11).

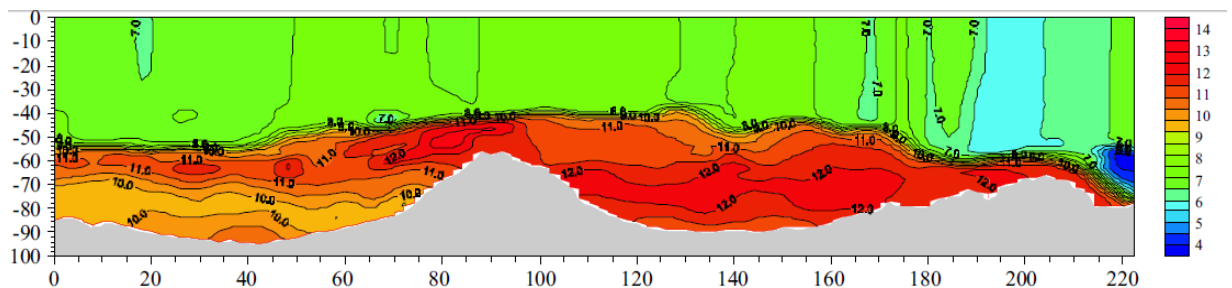


Figure 1.11 – Distribution of water temperature at the main section in the southern Baltic according to observation data during 3–4 December 2002 [120].

An overflow above the Drogden Sill took place from January 11 to January 18, and over the Darss Sill from January 16 to 25. It is considered that the marked values of water temperature were among the highest for December in the observation period. This high water temperature was formed due to the inflowing of warm waters, which took place in August [121]. At the same time, the salinity distribution was quite normal in December. The salinity in the mixed upper layer of 40–60m thick was  $7.5\text{‰}$ . Below it



located a halocline, and the salinity near the bottom of the Bornholm Deep increased to 17‰. At the bottom of the Slupsk Furrow the salinity was 13.5‰ (Fig.1.12).

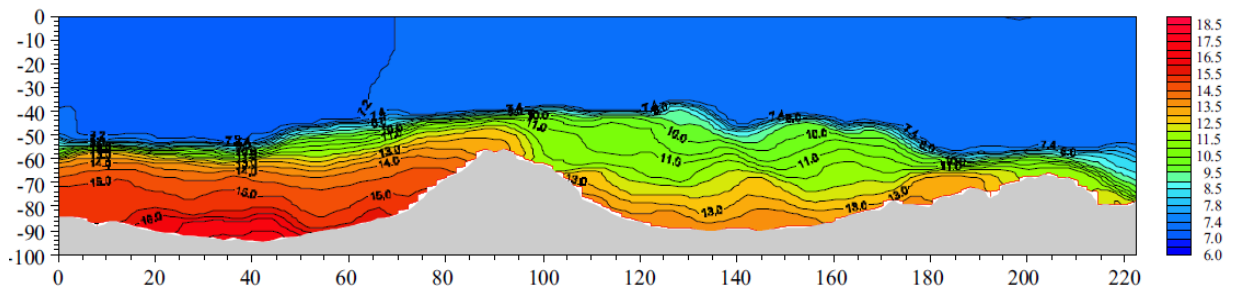


Figure 1.12 – Distribution of water salinity at the main section in the southern Baltic Sea according to observation data during 3–4 December 2002. [120]

The distribution of oxygen concentration at the main section in the end of November 2002 (12–26/11/2002) was a two-layer type. In the upper homogeneous layer of 40–50m thick, the oxygen content is closed to 7ml/l (Fig.1.13). The oxygen concentration decreased markedly in the lower layer. In the Arkona in the bottom layer about 10m thick, it reached to values of 5–6ml/l. In the Bornholm Basin, from the lower boundary of the upper homogeneous layer to the bottom, it decreased to 0 ml/l (see Fig.1.13). In the Slupsk Furrow near the bottom, the oxygen concentration reached to values of 2–3ml/l.

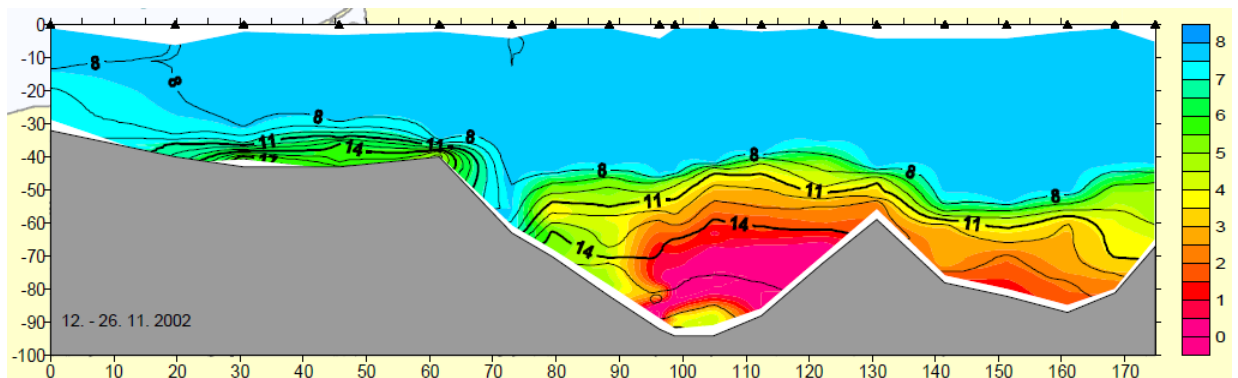


Figure 1.13 – Temperature distribution (isolines) and concentration of oxygen content (ml/l) (palette) at the main section in western Baltic Sea at the end of November 2002 (12–26 November 2002) [108]

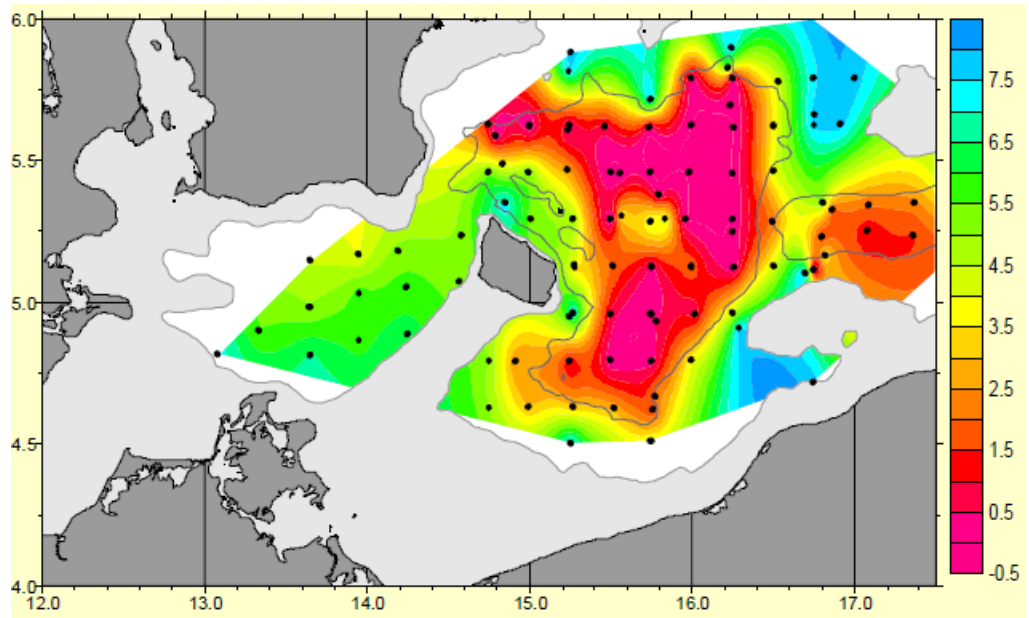
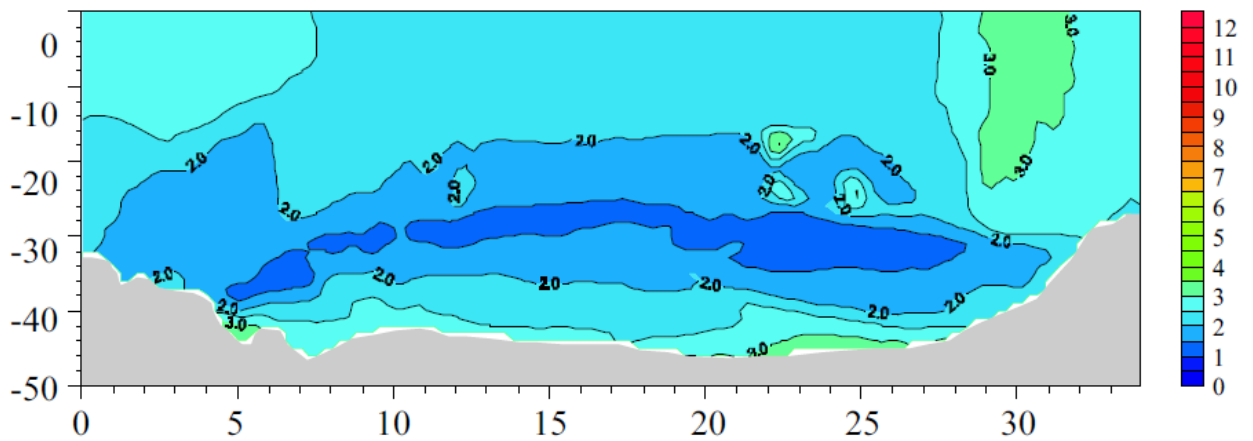


Figure 1.14 – Distribution of the concentration of oxygen in the bottom layer (ml/l) at the end of November 2002 (12–26 November 2002) [108]

The distribution of oxygen concentration in the bottom layer at the end of November 2002 is characterized by the presence in the central and eastern part of the Bornholm Basin in region with low oxygen content closing to 0 ml/l (Fig.1.14). In the western part of a relatively shallow region in the vicinity of the Bornholm island, there are no signs of hypoxia. This is probably due to the influence of inflow from the Arkona waters with a high oxygen content.



(a)

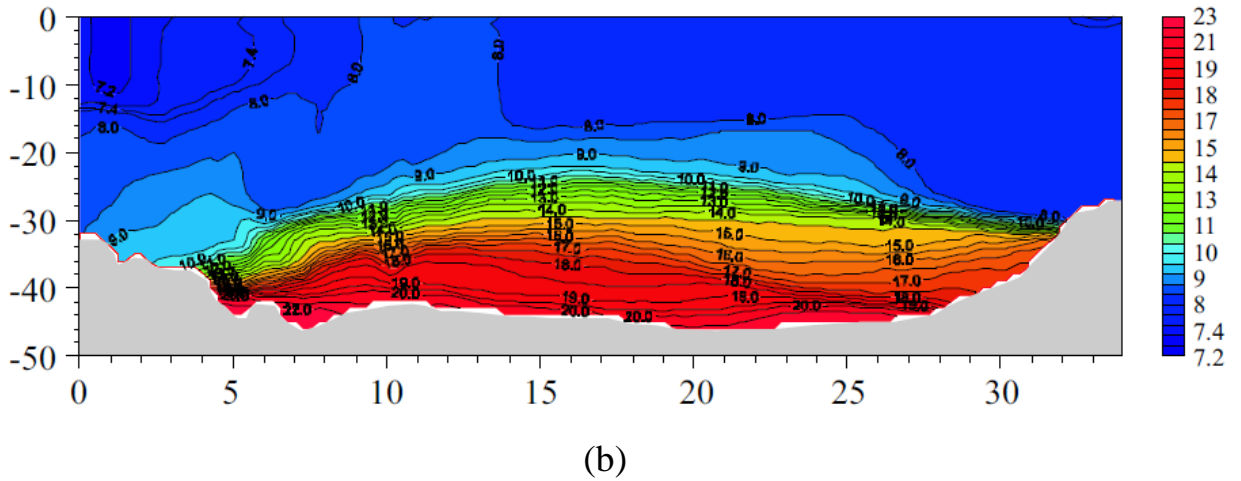
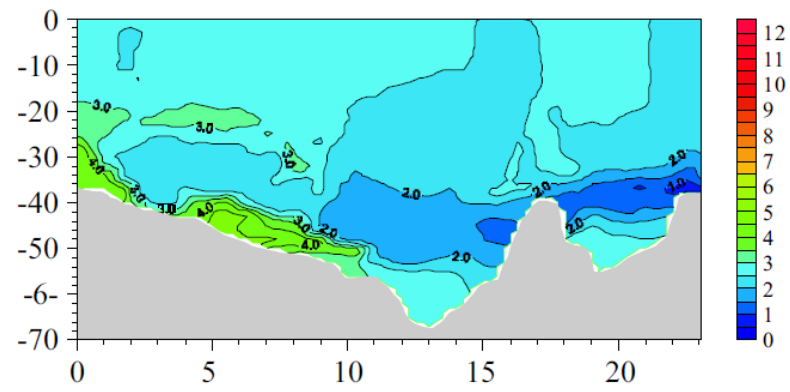


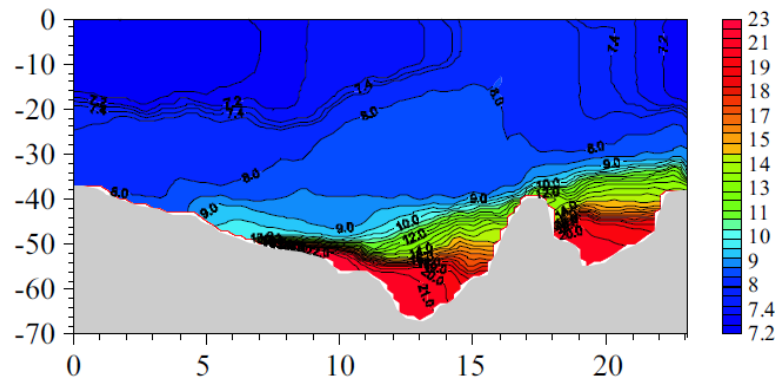
Figure 1.15 – Temperature and salinity in the Arkona Basin 25–26 December 2003 [120]

In January 2003 (January 23), North Sea waters were noted already in the Arkona Basin, the Bornholm Strait and the northern part of the Bornholm Basin (Fig.1.15,1.16,1.17). In Arkona, the water temperature dropped to below 2°C, and the salinity at the bottom rose to 20‰ (see Fig.1.15a–b).

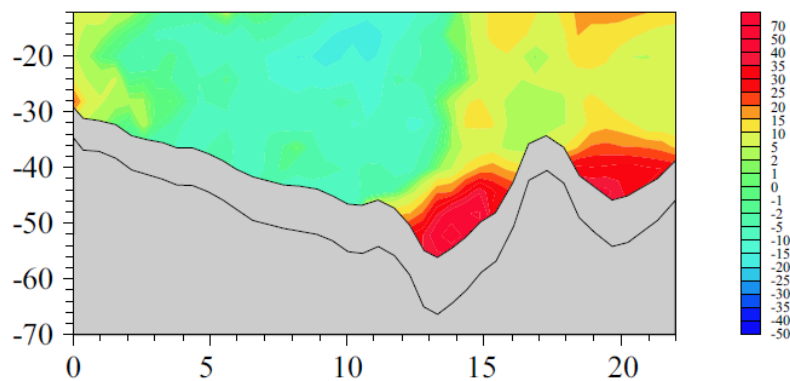
In the Bornholm Strait, in the bottom layer of the southern (right) slope, the North Sea water with a temperature lower 1°C and salinity reaching to 24‰ was represented (Fig.1.16a–b). Isohalines and isotherms are inclined towards the northern slope. At the northern slope near the bottom, there is an attendance of old warmer water. The isotherms here are inclined towards the southern slope. On the distribution of flow velocity components along the strait, near the southern slope, a bottom region with a thickness of about 10m is distinguished, where high velocities of currents directed towards the Bornholm Basin are noted. The flow velocities along the thickness of the selected layer increase to the bottom from 5 to 40cm/s (Fig.1.16c). Above the northern slope, (up to 2 cm/s), these velocities obtained a weak direction towards the Arkona.



(a)



(b)

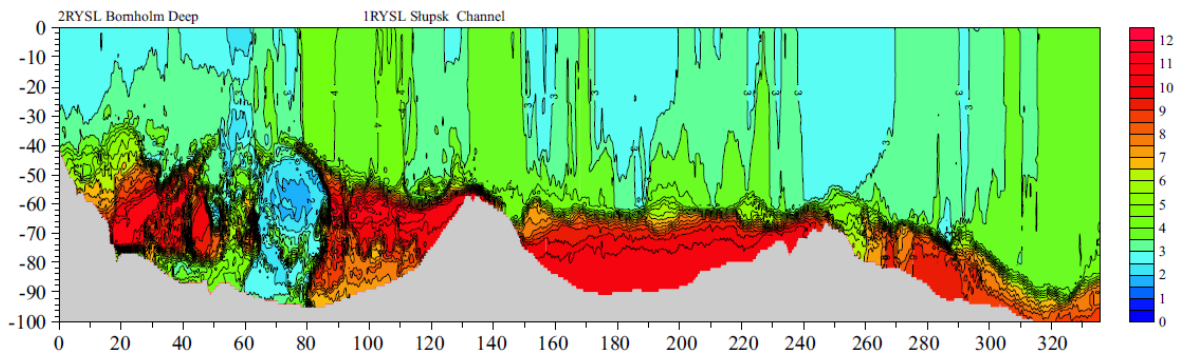


(c)

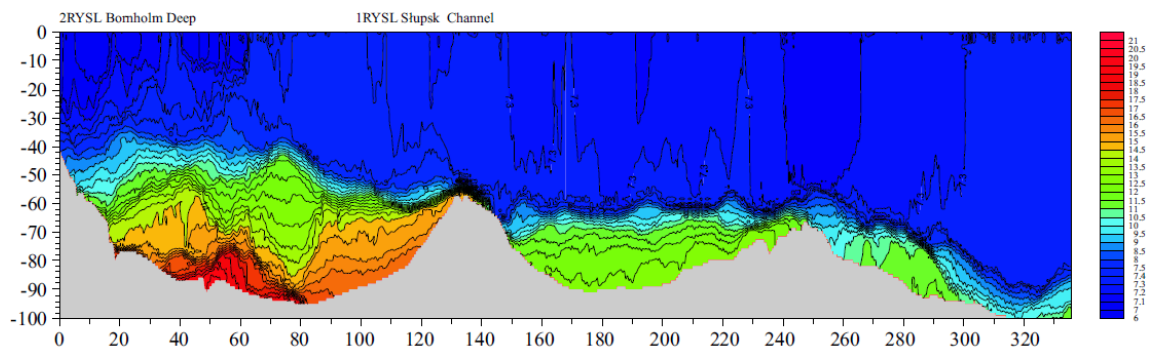
Figure 1.16 – Temperature distribution (degrees) (a), salinity (%) (b), flow velocities (cm/s) (c) at cross-section through the Bornholm Strait at the end of January 2003 [120]

In the Bornholm Basin at the end of January (26–27 January 2003), there is a disruption of uniformity in the horizontal distribution of the water temperature (Fig.1.17a). In the center of the section passing through the Bornholm Basin (see Fig.1.10b), the presence of a cold water core is detected in the bottom region from 40m to the bottom. High horizontal temperature gradients indicate that the cold water flow

occurred shortly before the survey, which did not allow horizontal mixing to smooth out the temperature distribution. According to observations in other sections, the core of cold water presented in Fig. 1.17a did not immediately reach the central part of the basin passing the strait, yet it moved preliminarily along the western slope of the basin in the vicinity of Bornholm [47, 93, 121]. In the bottom layer of the Bornholm Basin, a layer with a lower temperature of 6–7°C is formed, which displaces the layer with the maximum temperature of water to the upper horizons. In the region of the uplift, dividing the Bornholm Basin with the Slupsk Furrow, a thin layer of warm water is formed (see Fig.1.17a). In the distribution of salinity at the cross-section of the local region of the cold water's core, the location region at the core of the salt water corresponds to a salinity of 10 to 16‰. Under the influence of this type of water, the old bottom water is displaced, which begins to pour through the separation ridge into the Slupsk Furrow (Fig. 1.17b).



(a)



(b)

Figure 1.17 – Distribution of temperature (a) and salinity (b) at the main section at the end of January 2003. [120]

By the end of January, there was a noticeable displacement of bottom water masses with low oxygen content towards the western slope. In relation to the observation data presented in Fig.1.18, the distribution of the northwestern water enriched in the bottom layer of the basin by oxygen after the outlet of their strait occurred along the western slope of the basin in the vicinity of Bornholm Island.

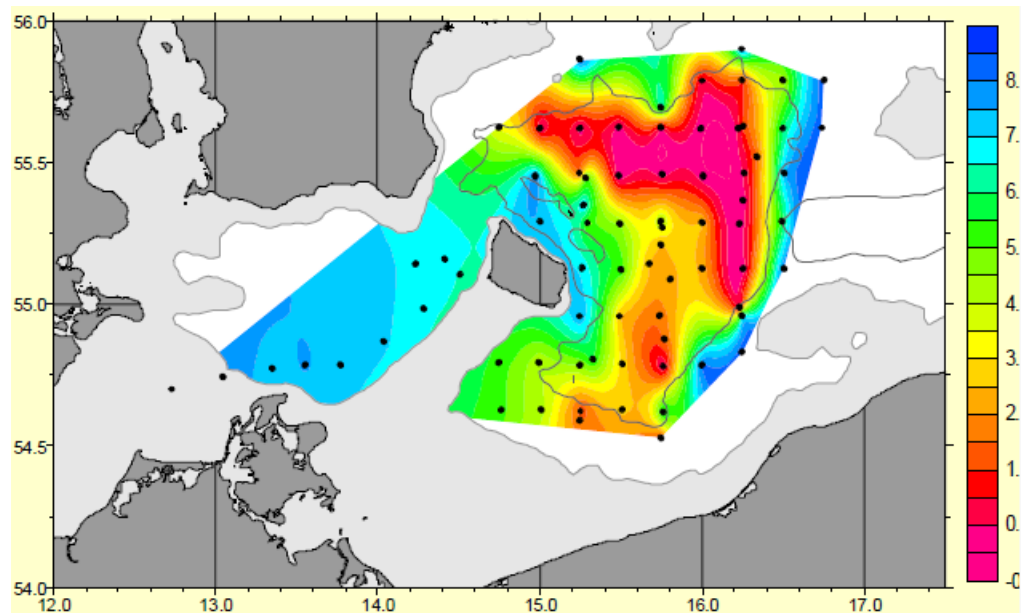


Figure 1.18 – Distribution of oxygen content (ml/l) in the bottom layer in the Bornholm Basin at the end of January 2003 (26–28 January 2003) [108]

According to the results of ADCP, the velocities of currents at 50 and 60m horizons correspond to the presence of a cyclonic eddies in the upper layer in the basin (Fig.1.19a–b) of the order of 80km. In a lower layer, we can find an anticyclonic eddies.

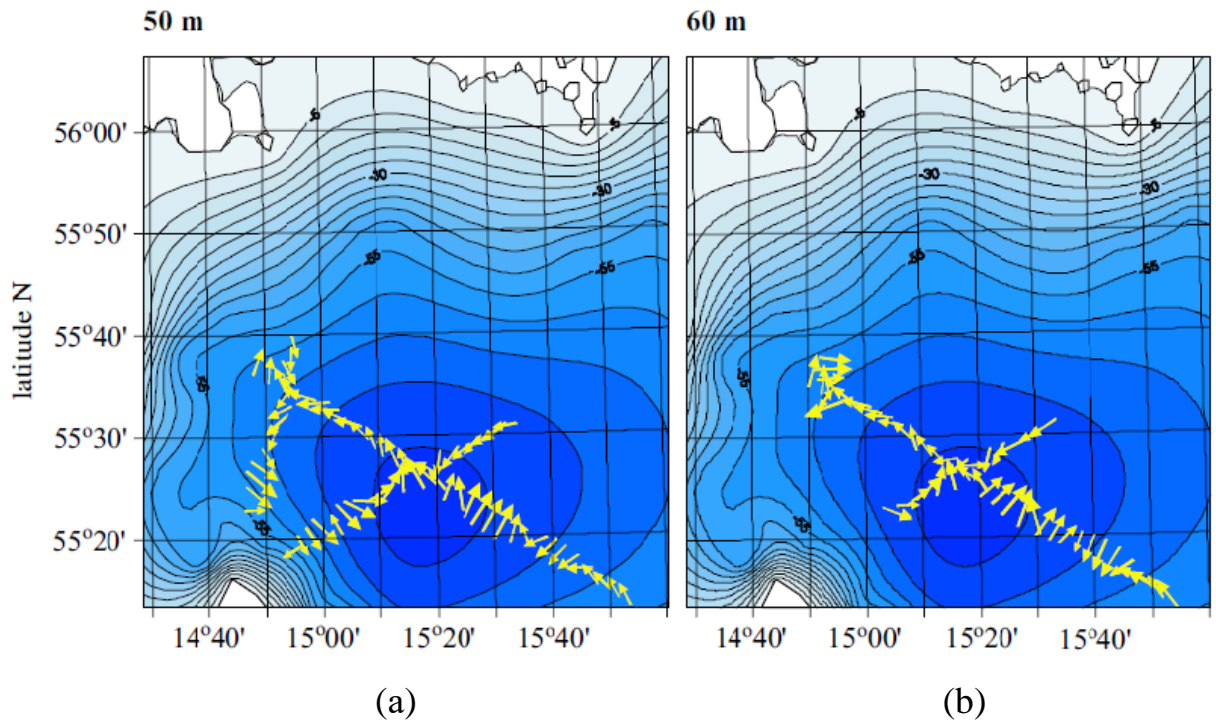


Figure 1.19 – The distribution of current velocities at horizons 50 (a) and 60 (b) at the end of January 2003 according to ADCP survey data. [120]

The incoming water, raised to the position of the halocline 10–20m, displaces the warm old mixed water to the eastern slope. In the Slupsk Furrows, there are no signs of the arrival of the North Sea water at this time. The water temperature is even higher than 10°C. But the bottom layer became thinner. At the time of observation, the position of the halocline corresponds to a depth of about 60m. In December, its depth was 40m. The salinity of bottom water in the Slupsk Furrows decreased by 1‰. Such changes could not be caused only by mixing. That's why it should be assumed that the advection has played an important role in these changes.

In early February (4–7 February 2003) in the Arkona Basin surface cooling and the low temperature of the inflow rendered the whole layer thermally homogeneous with a temperature of about 2°C. During the previous 10–12 days, the salinity in the bottom layer had decreased by 2–4‰.

At the longitudinal section along the Bornholm Strait, it is obviously that there is an entrance of cold (Fig.1.20a) and saline (Fig.1.20b) waters to the Bornholm Basin from Arkona [48, 93, 121]. The incoming water does not extend to maximum depths. Its

advance is limited to the horizon of 70m. The thickness of the spreading bottom layer is about 10m. When entering into the Bornholm Basin, cold, saline and therefore, more density waters deviate to the right and move in the vicinity of the island, mainly along the isobaths.

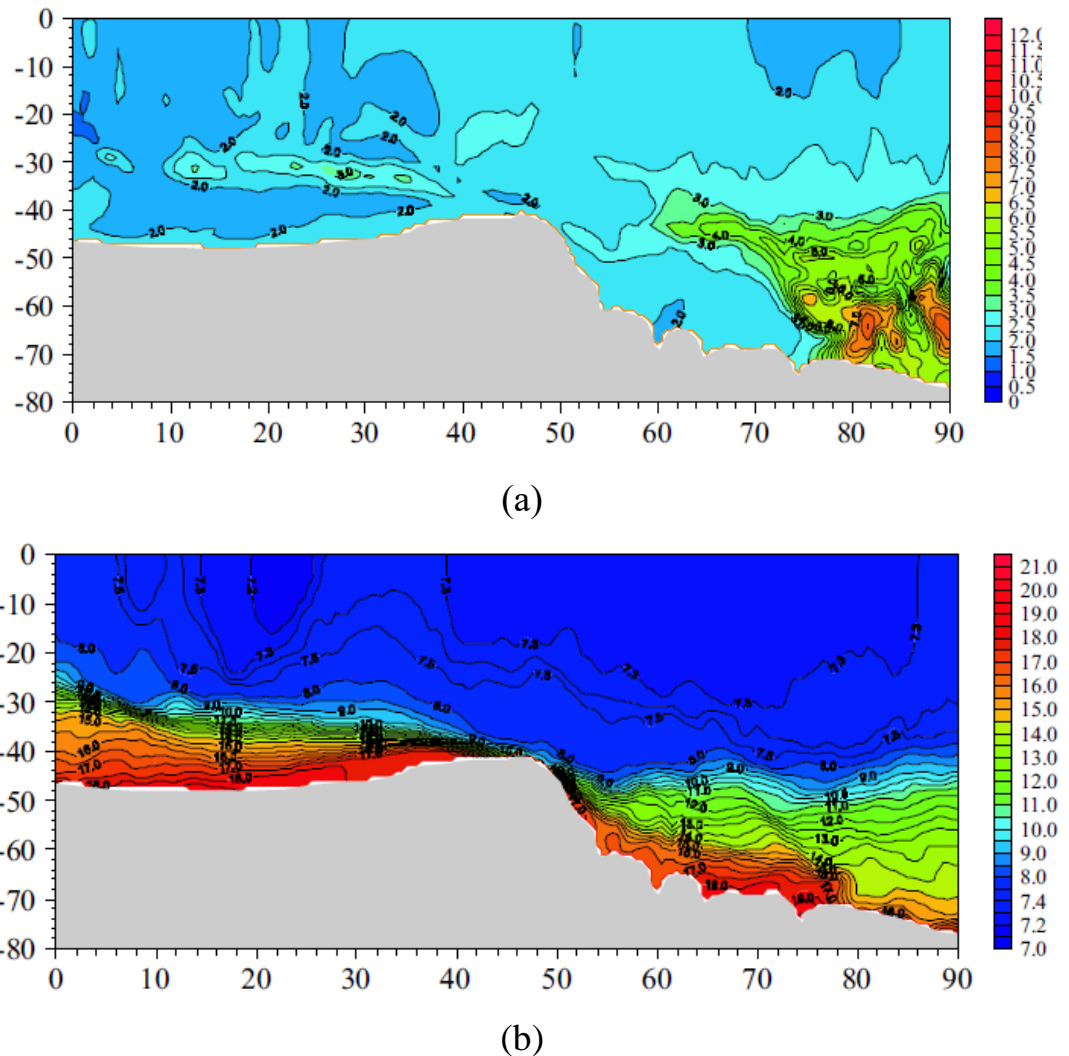


Figure 1.20 – Temperature distribution (a) and salinity (b) in the longitudinal section in the Bornholm Strait on 4–7 February 2003. [120]

The distribution of temperature on the section extending from the middle of the strait to the Slupsk Furrow shows that by the beginning of February the bottom layer, about 20m of thickness, located in the center and towards the eastern slope of the basin is filled with cold water entering through the strait (Fig.1.21a). At the same time, part of the western basin is filled in by old warm water until the bottom. This water divides the



area of cold water located next to the strait and the bottom layer of cold water in the center of the basin. Thus, the incoming cold water enters the central part of the Bornholm Basin, spreading not directly along the slope, but moving to the right along the isobaths. Received cold salted water, filling the bottom layer, displaced the old warm water to the overlying horizons. In figure 1.21a, a layer of warm water is visible on the horizon of 60m. In addition, an area of old warm water is found on the eastern slope of the Bornholm Basin near the Slupsk Furrow. It is evident that a part of this water flows into Slupsk Furrow. Figure 1.21b also illustrates that the bottom layer of the Bornholm Basin is filled in by more saline water obtaining a salinity reaching to 18‰ at the bottom. This layer is separated from the salt water located at the strait. In contrast to the distribution of temperature on the distribution of salinity, it is difficult to isolate old bottom water.

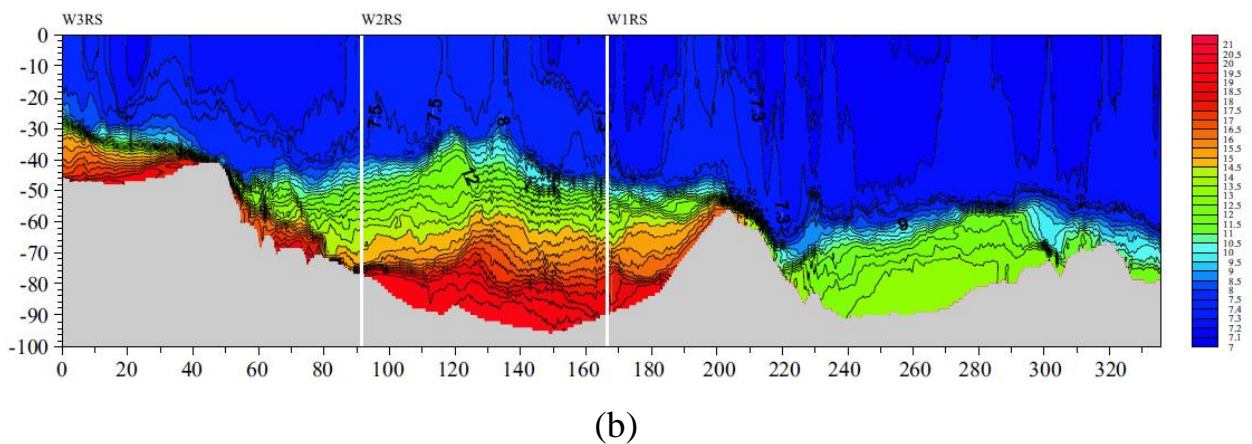
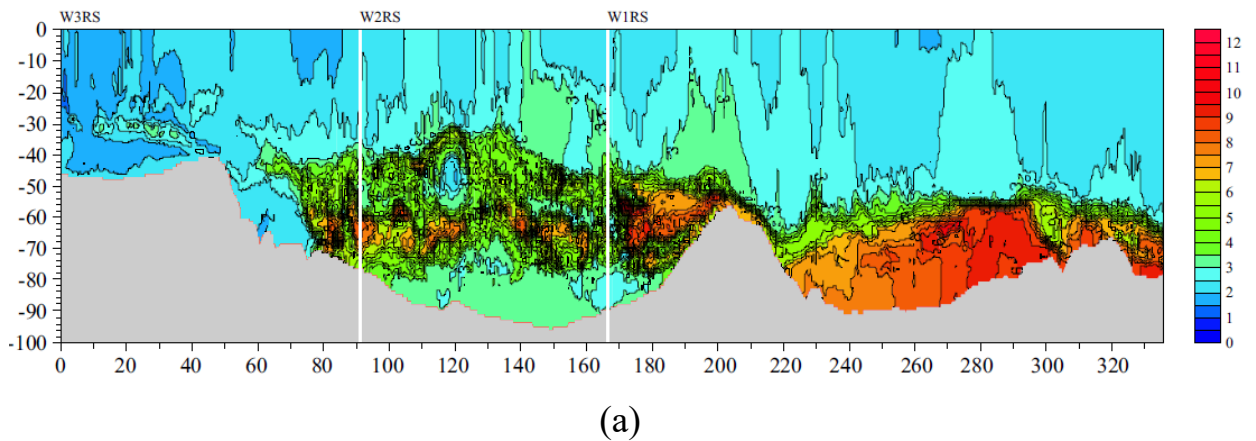


Figure 1.21 – Temperature distribution (a) and salinity (b) at the section located from the Bornholm Strait to the Slupsk Furrow 4–7 February 2003 [120]

The results of a more detailed survey of temperature and water salinity distribution at a section in the Bornholm Basin show that the old warmer water located in the 40–70m layer is fragmented into individual lenses with horizontal dimensions from several kilometers to tens of kilometers and thickness of approximately ten meters (Fig.1.22a). The distribution of salinity is more homogeneous (Fig. 1.22b). This is explained by the fact that in this case, the density of water is determined by the salinity. Therefore, the incoming water, distributed at the horizon of its density, is surrounded by water of close salinity. An important feature of salinity field distribution is an increase in the thickness of the lower salt layer in the Bornholm Basin center and the rise of its upper boundary to the horizons of 26–28m (Fig. 1.22b).

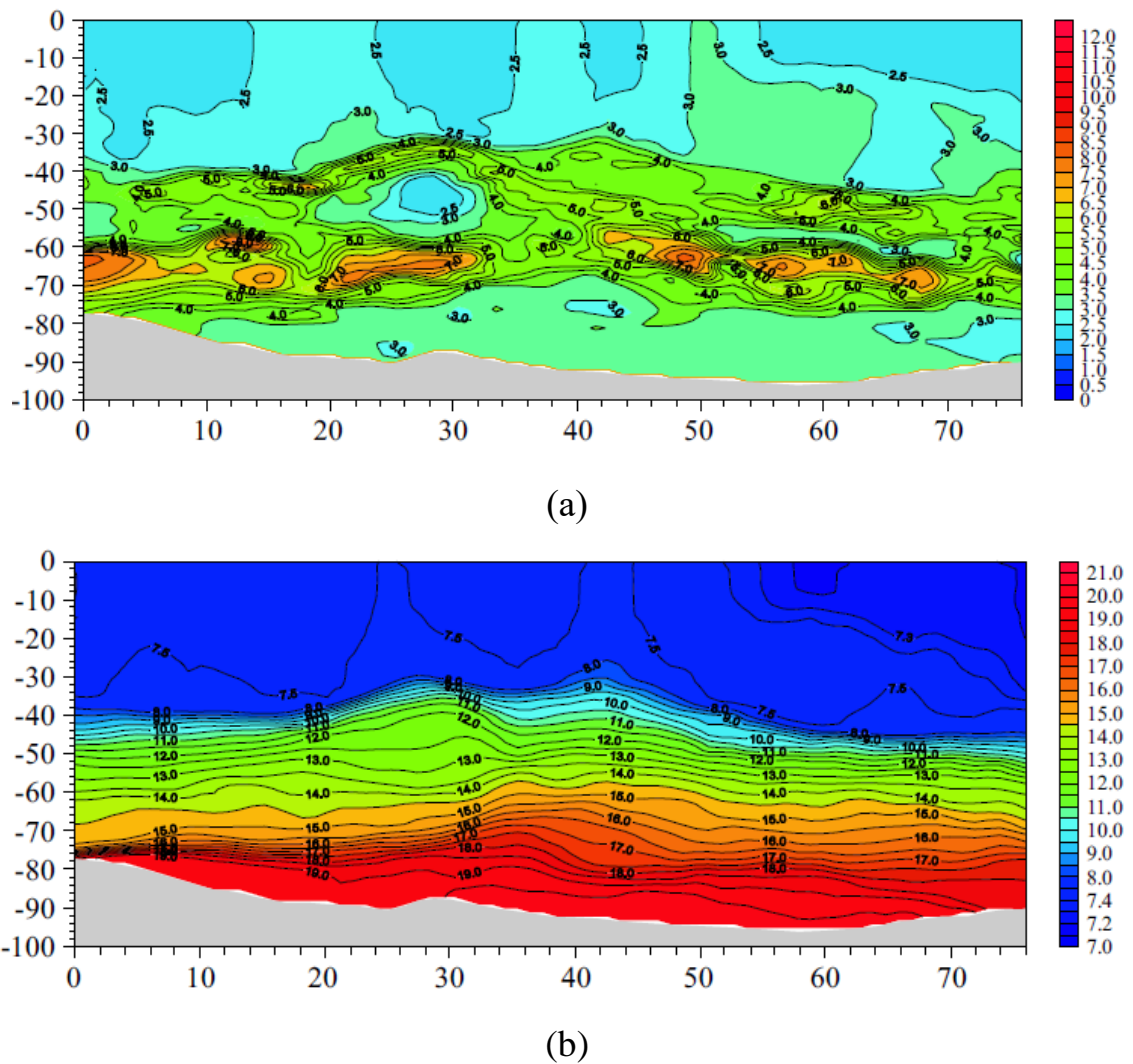
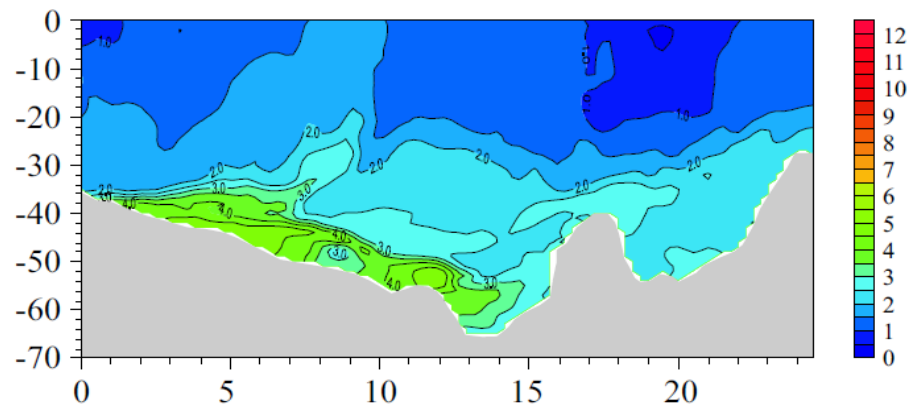
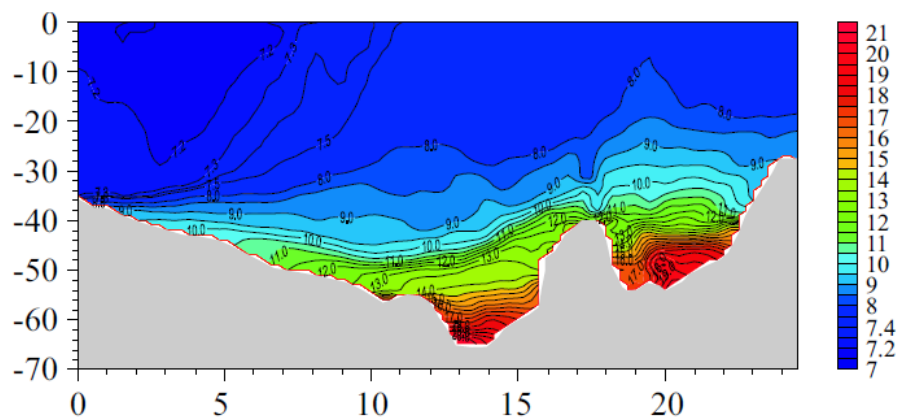


Figure 1.22 – Distribution of temperature (a) and salinity (b) in the hollow of the Bornholm Basin 4–7 February 2003. [120]

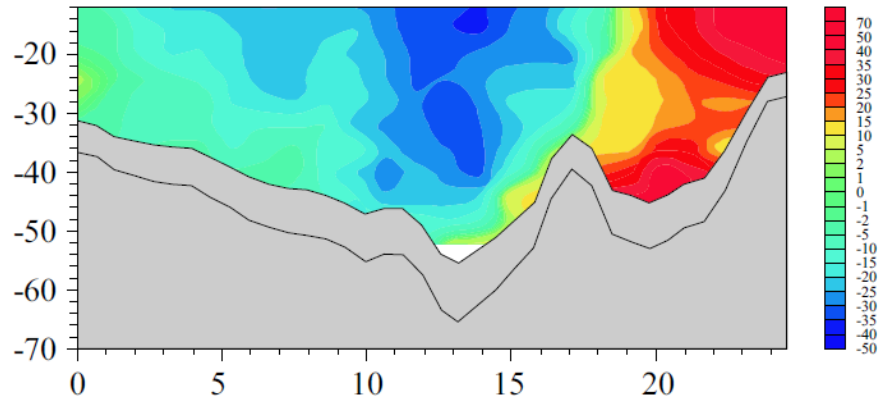
After two weeks (16–18 February 2003), there are no significant changes in hydrological characteristics were found in the Arkona Basin and the Bornholm Strait. In the Bornholm Channel, cold water ( $2^{\circ}\text{C}$ ) is detected (Fig.1.23a). Cold water is concentrated in the strait on the southern slope in a layer from 30 to 50m, which presents itself as water of the Arkona Basin. At the northern slope, in the bottom layer, where obtained a thickness of 10m, located a warmer water (up to  $4^{\circ}\text{C}$ ), which probably comes from the Bornholm Basin. There's more salty water (up to 20‰) located at the southern slope of the strait (Fig.1.23b). The isohalines slope towards the northern slope indicates that there's an inflow directed to the Bornholm Basin at the southern slope. The presence of this type of flow is confirmed by the results of direct velocities measurements of the longitudinal components' currents at a given section (Fig.1.23c). In the central part of the strait and above the northern slope, there is an oppositely directed flow.



(a)



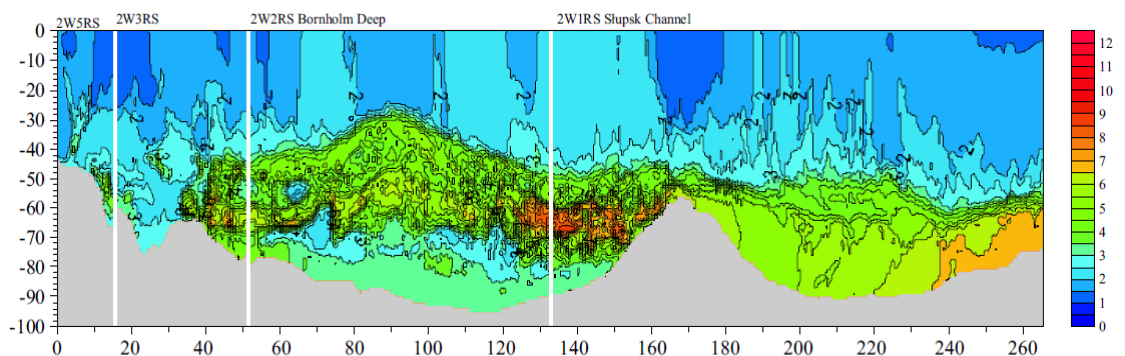
(b)



(c)

Figure 1.23 – Temperature distribution (a), salinity (b) and longitudinal velocity components (c) in the Bornholm Strait, 16–18 February 2003 [120]

The mixing of old water continues in the Bornholm Basin. Lenses of old warm water become more numerous, but smaller in size (Fig.1.24a). Only at the border with the Slupsk Furrow, there is a large lens of water with a temperature of 5–6°C. On an average, the water temperature goes down in the lower layer. In this case, heterogeneity in the vertical distribution of water temperature in the Bornholm Basin is preserved. In the bottom layer to a depth of 60m, a low water temperature (2–3°C) is noted. Above to the lower boundary of the surface homogeneous layer, located at depths of 30–50m, the temperature rises to 5–6°C. The temperature of the surface homogeneous layer again decreases to 2°C. A characteristic feature of distribution, temperature and salinity water in the Bornholm Basin is the elevation of isohalines and isotherms in the central part of the basin. As a result, the lower boundary of the upper homogeneous layer rises by 20–30m.



(a)

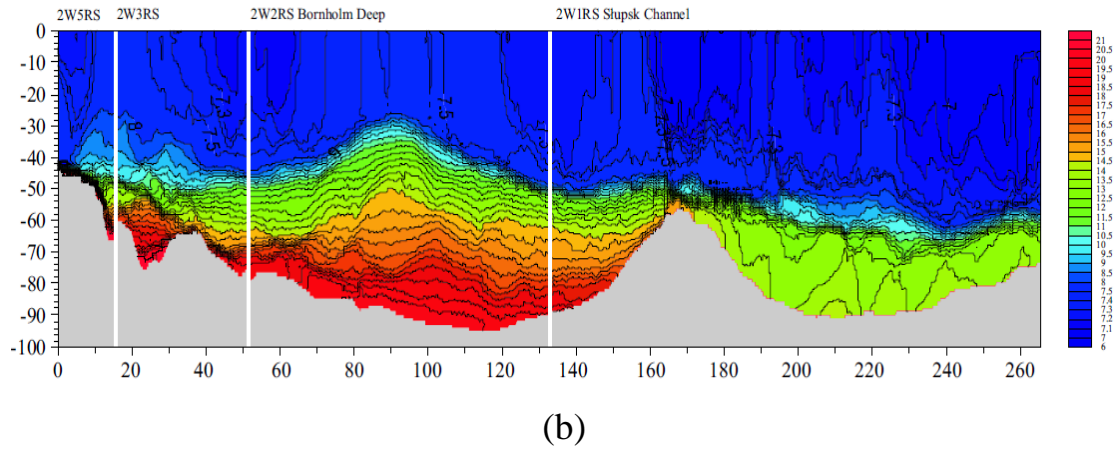


Figure 1.24 – Distribution of temperature (a) and salinity (b) at the central section (16–18 February 2003) [120]

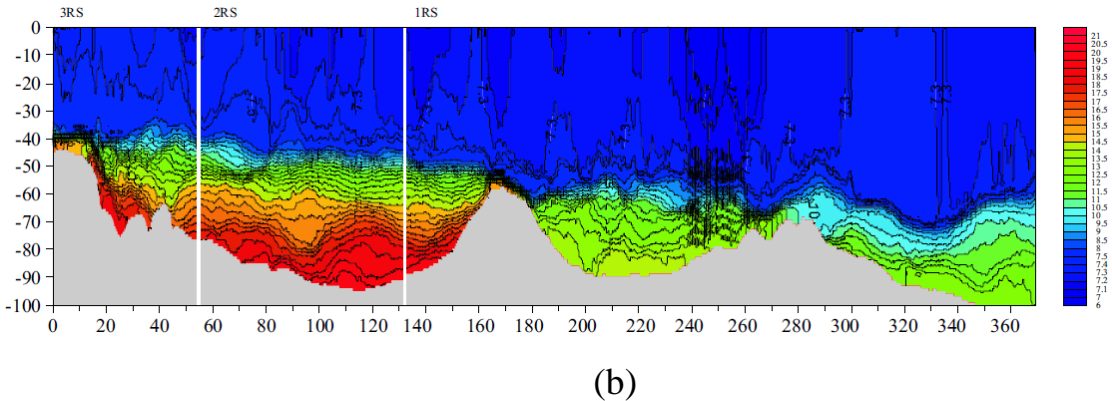
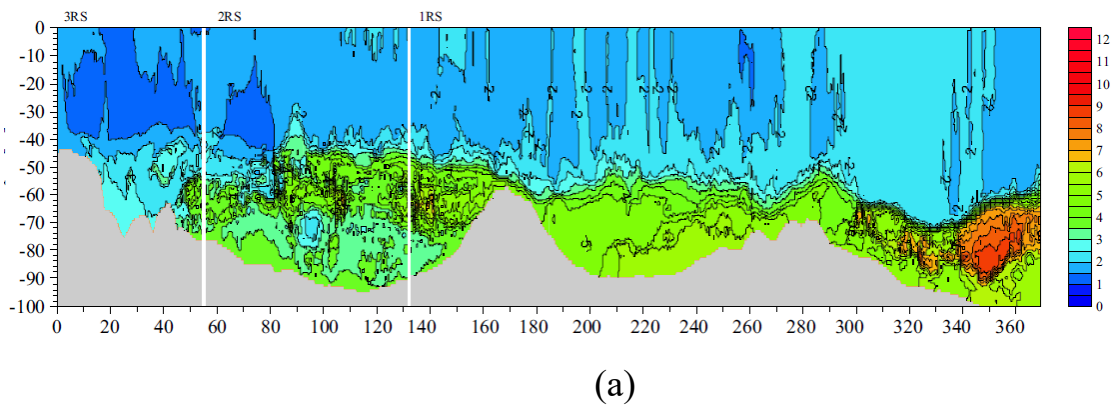


Figure 1.25 – Distribution of temperature (a) and salinity (b) at the central section 15–17 Mar 2003. [120]

In the middle of March (15–17 Mar 2003) in Arkona and the Bornholm Strait the temperature of near-bottom layer increased slightly to 2–3°C, and salinity decreased to 15–16‰. It is safe to say that there were now no further signs of the January inflow in this area and that the situation had returned to “normal”. In the Bornholm Basin, the

distribution of temperature and salinity, in general, retains the main features marked for mid February. The main difference is the weakening of the horizontal and vertical heterogeneity of the fields (Fig. 1.25a–b).

Inflow events of medium strength occurring several times per winter season are important since they have a density signature sufficient for ventilating intermediate layers of the Baltic proper halocline [39, 77, 79, 108, 130]. Although the oxygen content of the inflowing warm water was relatively low (in contrast to gale–forced barotropic inflows), the inflows in summer 2002 and 2003 improved the oxygen conditions in the Bornholm Basin and in the eastern Gotland Basin following the entrainment of ambient water with a higher oxygen level [108]. Thus, during small and medium–intensity inflow events the oxygen concentration in the Arkona Sea is an important factor for the ventilation of the deep water.

In summer 2002 and 2003 exceptional weak intensity warm inflow events were observed [48, 49, 51, 108]. As a result of inflowing waters movement with the ambient oxygen–rich waters in the Arkona Basin, the oxygen content North Sea waters increased. Subsequently, the represented water masses were spread to the halocline of the Bornholm Basin and could be spread even into the Gotland Deep.

## 1.2 Numerical simulation of dense bottom flows

At the initial stage of the development of modelling bottom dense flows, it was recognized that the main factor in the motion of higher density fluid in an inclined bottom was the excess of gravity over a vertical pressure gradient, i.e. the local violation of the hydrostatic equation. This force is sometimes called negative buoyancy. Indeed, during the conversation of the hydrostatic conditions, the density fluid would continue to lie in its horizon and did not approach to sink. Some methods of accounting have been proposed for this effect of non–hydrostatic. The most widely used assumption was that in the region of the density lens, the vertical pressure gradient is equal to the gravity of the background fluid. One of the first to arise integral models of dense flows, in which the distribution of density within the bottom water higher density and in the

ambient water was assumed to be constant. As the main driving force, the negative component of elevation gravity, which has direction along the bottom of the slope, was considered. In this approach frames, models for the motion of lens density waters and bottom dense flows were developed. In particular, by means of using the model, while dropping the flow along the inclined bottom, and similarly, being influenced by the Coriolis force, the direction of its movement would change to the right, which results in the transport of the bottom volume to the right from the bottom inclination along the isobaths. Afterwards, there's a connection between the velocity of this transport with the difference in density of the bottom volume, the ambient fluid and the bottom inclination. At the same time, the usage of theoretical models for describing dense flows in real seas is so difficult due to the restrictions on the distribution of the ambient fluid density, the shape of the bottom topography, etc. This stimulated the development of differential mathematical models of density bottom flows [34, 88]. As the initial equations, two-dimensional or three-dimensional non-hydrostatic equations of motion were used, the equation of continuity, the convection-diffusion equations of salt and heat, and the equation of state:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = g \frac{\rho}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial z} + k \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (1.6)$$

$$\rho = f(T, S, P) \quad (1.7)$$

A large number of Baltic Sea inflow modeling studies have been made since early 1990s [32, 56, 68, 71, 81, 82, 83, 84, 85, 100, 102, 128]. Recent warm inflows have been modeled by Meier et al. [101, 104] and Lehmann et al. [86]. Reviews of inflow modeling can be found in [99, 106].

One of the firsts model integrations of inflow–related dynamics was carried out in the early 1990s [71]. The authors stated that strong westerly winds over the western Baltic Sea yield an inclination in sea–level from the Skagerrak to the Arkona Basin and a strong inflow of saline and oxygen–rich water takes place into the western Baltic Sea penetrating as far as the Bornholm Basin. However, model runs indicated that northerly and easterly winds are necessary to transport these waters from the Bornholm Basin to the Gotland Sea.

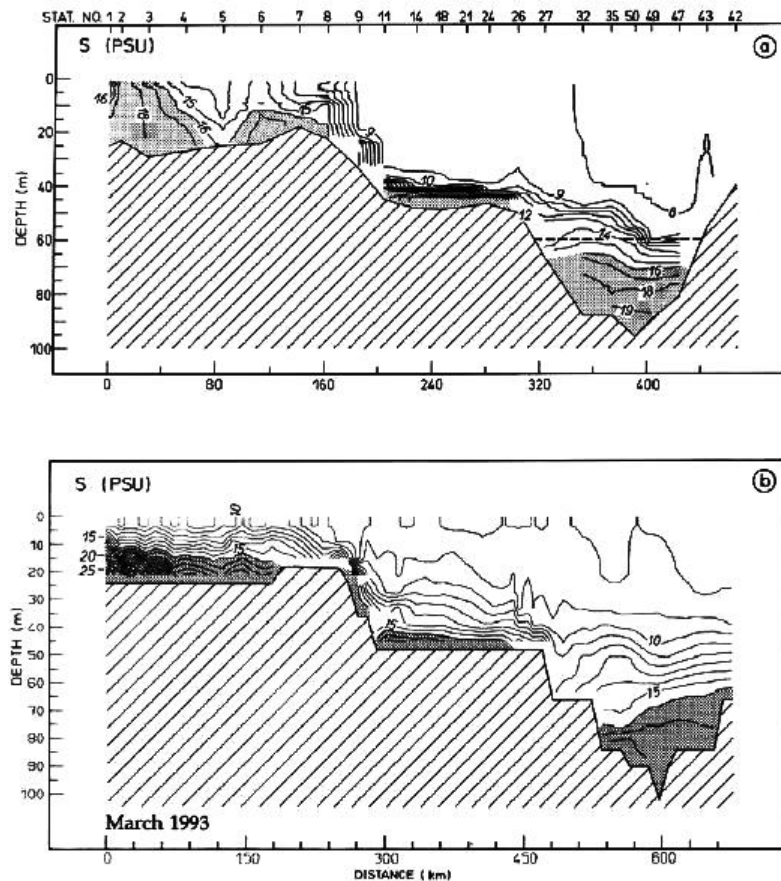


Figure 1.27 – Section of salinity (‰) through the Belt Sea, Arkona Sea, and Bornholm Sea, March 1993, (a) observation, (b) model [85]



The 1993 major inflow has been the subject of numerous modeling studies. Lehmann (1995) employed a model with a horizontal resolution of 5 km and 21 vertical levels using realistic wind forcing (Fig.1.27) [85]. The model reproduced a realistic salinity distribution but the depth of the mixed layer was underestimated and thus the vertical gradient of salinity across the halocline was too weak. Good agreement between modeled and observed volume and salt transport for the 1993 inflow was obtained, and the importance of the Drogden Sill in major inflows was shown by Meier (1996) [100]. Meier et al. (2003) showed, while studying the 1993 inflow, that river runoff and sea-level in the Kattegat play a major role in the inflow process [101]. The phenomenon of splitting bottom intrusions of saline waters into two branches when entering the Eastern Gotland Basin from the Stolpe Channel was indicated by Zhurbas et al. [147]. One branch went northeast towards the Gotland Deep, and the other moved southeast towards the Gdansk Deep.

A long-term hindcast simulation was carried out for the period 1902–1998 showing that increased runoff and precipitation reduce the intensity of major inflows but cannot explain the stagnation periods in Gotland Basin deepwater [103]. During stagnation periods anomalous strong westerly winds cause increased sea-levels and reduced salt transport into the Baltic Sea. Increased runoff and precipitation changed the baroclinic pressure gradient on a slower timescale and so salt transport was further reduced. The series of inflows in 2002–2003 was also recently confirmed successfully by numerical models [54, 104].

## 2. MODEL OF PROPAGATION OF THE BOTTOM DENSE FLOW IN THE BORNHOLM BASIN IN PERIOD OF MAJOR INFLOW 2003 YEAR

### 2.1 Equations of motion, continuity and transfer

The process inflowing of the saline North Sea water in the Bornholm Basin during the period of the main inflows consists of a set of interrelated processes. The main process is the propagation at the bottom layer of high density water, which occurs in the form of a bottom dense flow. The next process is the barotropic current, caused by the intensive inflow through the Danish Straits. Forming thus, barotropic currents can influence on propagation of the bottom salty waters. The propagation of bottom waters during the main inflows occurs in a medium with an inhomogeneous vertical and horizontal distribution of background temperatures and salinity. Because of the inhomogeneity of background temperature and salinity fields when dipping to a great depth, the bottom dense flow enters a medium of higher density. This leads to a decrease in the excess between density of water–inflow with ambient water and causes a decrease in inflow velocity. In turn, the bottom dense flow, displacing the old bottom water, forms vertical currents, due to which there is a transformation of the background distribution of temperature and salinity. Taking into account these specified features of the process under study, the propagation of the bottom dense flow, the transformation of the background temperature and salinity, as well as the barotropic currents due to the inflow, will be considered separately. The main attention was paid to the description of the processes determining the bottom dense flow. In this case, the calculated salinity field was represented as the sum of the background and the anomaly salinity field, which associated with the bottom dense flow. The real salinity field was the sum of the marked fields. The effect of the background salinity on the dense flow was taken into account through the inclusion of the advective components in the equation of salt transfer derivatives from the background salinity field of the background gradient field. This led to a decrease of salinity anomaly during the movement of dense flow in the

direction of increasing background salinity. The influence of barotropic currents was taken into account by including them into the flow velocity components in the salt transfer equation. The calculation of barotropic currents components associated with the inflow and the process of transformation of the background salinity field was performed in the form of separate blocks.

When choosing a block model for describing bottom dense flows, it was considered that the main determining dynamic factors are the horizontal gradient of pressure caused by density gradient and bottom slope, the acceleration Coriolis, the vertical component of friction [5]. In addition, it is important to take into consideration the influence of bottom pumping [19]. To obtain a better vertical resolution in the bottom layer, we divide the calculated region into two sub-regions: a bottom layer with a thickness  $\Delta H = 20\text{m}$  and a  $H - \Delta H$  higher than  $H_l$ . For the specified areas we use the following methods of coordinate transformation.

$$\sigma_1 = \frac{z}{H_1}, \text{ for the overlying layer } (z < H_l).$$

$$\sigma_2 = \frac{z - H_1}{H - H_1}, \text{ for the bottom layer } (z > H_l),$$

When using these specified transformations, the initial system of equations of motion, the continuity equation and the salt transfer equation for the bottom layer, that are located from  $H_l$  to  $H$ , take the form

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^\sigma \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left( \frac{K_z}{(H - H_1)} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} \right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^\sigma \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma_1} \right) d\sigma_1 + \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial}{\partial \sigma_1} \left( \frac{K_z}{(H - H_1)} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma_1} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma}{(H - H_1)} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma_1} + \frac{1}{(H - H_1)} \frac{\partial w}{\partial \sigma_1} = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + (u + u_d) \frac{\partial S}{\partial x} + (u + u_d) \frac{\partial S_0}{\partial x} + (v + v_d) \frac{\partial S}{\partial y} + (v + v_d) \frac{\partial S_0}{\partial y} - \frac{(u + u_d)}{(H - H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} -$$

$$-\frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + w \frac{1}{(H-H_1)} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \quad (2.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial T}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{(v+v_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{w}{(H-H_1)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \\ \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial C}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial C}{\partial y} - \frac{(u+u_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - \frac{(v+v_d)}{(H-H_1)} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} + \frac{w}{(H-H_1)} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = \\ \frac{1}{(H-H_1)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.6)$$

For a region lying above the bottom layer in the range from 0 to  $H_1$ , an analogous system of equations is written down in the form

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^\sigma \left( \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma^* + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right); \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^\sigma \left( \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma^* + \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right); \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{1}{H_1} \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0; \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial S}{\partial x} + (u+u_d) \frac{\partial S_0}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial S}{\partial y} + (v+v_d) \frac{\partial S_0}{\partial y} - (u+u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial S}{\partial \sigma} - \\ - (v+v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial S}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.10)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + (u+u_d) \frac{\partial T}{\partial x} + (v+v_d) \frac{\partial T}{\partial y} - (u+u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \\ - (v+v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.11)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial C}{\partial t} + (u + u_d) \frac{\partial C}{\partial x} + (v + v_d) \frac{\partial C}{\partial y} - (u + u_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} - \\ & - (v + v_d) \frac{\sigma}{H_1} \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial C}{\partial \sigma} + w \frac{1}{H_1} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = \frac{1}{H_1} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_z}{H_1} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + K_l \left( \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.12)$$

To calculate the density, there has the equation of state

$$\rho = \rho_0 + \alpha_s S + \alpha_T T \quad (2.13)$$

where  $u$ ,  $v$ ,  $w$  are the components of the flow velocity in  $x$ ,  $y$ , and  $z$ , respectively;  $S$  – salinity;  $H$  – sea depth;  $H_1$  is the thickness of the upper layer;  $\rho$  – density;  $f$  – Coriolis parameter;  $\alpha_s$  – salinity compression factor.

Except the horizontal pressure gradient, acceleration Coriolis and viscosity as well, take into account the effect of inertia. This factor is related to the fact that under its influence there is a disruption of the geostrophic balance in the movement of the bottom water between the pressure gradient and the Coriolis acceleration in conditions of changing of bottom slope. In a model of bottom dense flow background density distribution was taken to be equal to zero.

## 2.2 Parameterization of the bottom pumping

According to research data [4, 7, 19, 26], the bottom pumping has a noticeable effect on the dynamics of the bottom dense flow. To take this into account, we use the equations presented in [7, 19, 26]. The velocities of vertical currents arising under the influence of the divergence of the bottom Ekman flows in the area of the bottom dense flow are found from equation

$$w_H = \left( \frac{\partial M_{ex}}{\partial x} + \frac{\partial M_{ey}}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

Where  $M_x, M_y$  – components of the bottom Ekman flows in  $x$  and  $y$ , respectively,  $w_H$  – vertical currents velocity above bottom Ekman layer.

The bottom Ekman flows are expressed in terms of the tangential frictional stress at the bottom with the help of the following relations of Akeblom. As a result, we got the next equation

$$\begin{aligned}
w_H = & -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) - \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) - \\
& \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( H_1 \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + H_1 \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) + \\
& \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) - \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) + \\
& \frac{g}{2\alpha \rho_0 f} \left( \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) - \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.15)
\end{aligned}$$

where  $\alpha = \sqrt{\frac{f}{2k_z}}$ ,  $k_z$  – bottom coefficient of turbulent viscosity;  $\rho(H)$ ,  $\rho(H_1)$  – the water densities at the bottom and at the lower boundary of the upper layer, respectively.

In equation (2.15), the first term characterizes the formation in the bottom Ekman layer of the vertical component of the currents due to barotropic Ekman flows. The third term describes the contribution to the Laplacian of the bottom pressure and, due to this, the vertical velocity of the Laplacian from the average density in the upper and lower layers. The second term takes into account the influence of the inhomogeneity of the distribution of the upper layer thickness. The fourth term describes the formation of the divergence of the Ekman flow due to the heterogeneity of the distribution of the bottom water density in the direction of the bottom incline. The second term in parentheses characterizes the effect of water density in the upper layer. The last term determines the influence of the curvature of the seabed on the divergence of the bottom Ekman flows. The second term in parentheses also characterizes the effect of the overlying layer. For

convenience, we denote the different terms appearing in (2.15) with the following letters.

$$w_1 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) - \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.16)$$

$$w_2 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( H_1 \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + H_1 \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \Delta H \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) - \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^1 \rho d\sigma_1 + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.17)$$

$$w_3 = \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) - \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \int_0^1 \rho d\sigma_1 \right) \quad (2.18)$$

$$w_4 = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad (2.19)$$

In view of (2.16)–(2.19), the equation (2.15) can be written as:

$$w_H = w_1 + w_2 + w_3 + w_4 \quad (2.20)$$

For the case when the dense flow is localized within the bottom layer, equation (2.20) takes the form

$$w_H = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) - \frac{g\Delta H}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) + \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) + \frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) \quad (2.21)$$

In this case, the terms appearing in (2.15) are described by simpler relations

$$w_1 = -\frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial H_1}{\partial x} \frac{\partial \rho(H)}{\partial x} + \frac{\partial H_1}{\partial y} \frac{\partial \rho(H)}{\partial y} \right) \quad (2.22)$$

$$w_2 = -\frac{g\Delta H}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \int_0^1 \rho d\sigma_2 \right) \quad (2.23)$$

$$w_3 = -\frac{g}{2\alpha\rho_0 f} \left( \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H_1}{\partial y^2} \right) \rho(H) \quad (2.24)$$

$$w_4 = -\frac{g}{2\alpha f} \left( \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \xi}{\partial y^2} \right) \quad (2.25)$$

The components  $w_1$ ,  $w_2$ ,  $w_3$  are caused by the influence of baroclinic factors, .a  $w_4$  is formed under the influence of the barotropic factor (the slope of the free surface level), therefore, the first three components will be called baroclinic components, and the last ones – barotropic.

### 2.3 Block for calculating the barotropic adaptation processes

The influence of bottom pumping is manifested in the level disturbance of free sea–surface and in the formation of barotropic currents that's associated with the level disturbance as well. For these processes, a calculation block of barotropic process, which includes the following equations, is included in the model.

$$\frac{\partial M_x}{\partial t} + fM_y = -gH \frac{\partial \xi}{\partial x} - rM_x + k_l \nabla_l^2 M_x \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial M_y}{\partial t} + fM_x = -gH \frac{\partial \xi}{\partial y} - rM_y + k_l \nabla_l^2 M_y \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y} = -\frac{\partial \xi}{\partial t} - w_H \quad (2.28)$$

where  $r$ – the coefficient of bottom friction,  $k_l$  – the coefficient of horizontal diffusion,  $M_x$ ,  $M_y$  – the components of the total flow in  $x$  and  $y$ , respectively,  $w_H = w_1 + w_2 + w_3$  – the total baroclinic vertical velocity component of the bottom currents.



The right-hand sides of the equation of continuity velocity of vertical currents contain the previously described baroclinic components of the bottom vertical flow velocities due to the divergence of the bottom Ekman flows.

The equations of motion (2.26)–(2.27) for the total flow components include the coefficient of bottom friction  $r$ . Usually to determine this value using the relation

$$r = c_0 \rho_0 \sqrt{u_0^2 + v_0^2} \quad (2.29)$$

Where  $c_0$  – const,  $u_0$ ,  $v_0$  – the average depth of current velocity.

Being that, the reproduction of viscous adaptation processes is the main task of this model block, the result of which should be the magnitude of compensating vertical currents, it is important that friction in equations (2.26)–(2.27) was described in the same way as in determining the vertical currents forming in the bottom Layer of the dense flow. In their calculations, we used the Akerblom relation. Therefore, in the equations (2.26)–(2.27), it is also expedient to determine the coefficient  $r$ , starting from the relations of Akerblom. For barotropic conditions, the Akerblom ratio takes the form

$$\tau_{Hx} = \frac{g}{2\alpha} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \quad (2.30)$$

$$\tau_{Hy} = \frac{g}{2\alpha} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \quad (2.31)$$

The relations (2.30)–(2.31) can be written down using the average velocity in the velocity of the flows instead of the derivatives from the level disturbance. For this we use the relations

$$u_0 = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y} \quad (2.32)$$

$$v_0 = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad (2.33)$$

where  $u_0, v_0$  – the averages flow velocity in the layer.

Substituting them into equations (2.30)–(2.31), we obtain

$$\tau_{Hx} = -\frac{f}{2\alpha}(u_0 - v_0) \quad (2.34)$$

$$\tau_{Hy} = -\frac{f}{2\alpha}(v_0 + u_0) \quad (2.35)$$

Comparing the relations (2.34)–(2.35), we obtain an expression for the coefficient of bottom friction  $r$

$$r = \frac{f}{2\alpha H} \quad (2.36)$$

The boundary conditions at the lateral boundary included the equality of zero flows directed along the normal to the solid boundaries. On the liquid boundaries, the condition of equality is given to zero of the disturbance level at its left edge. For the rest of the liquid boundary, the condition is set that the derivative of the level disturbance along the normal to the liquid boundary vanishes.

#### 2.4 Block for calculating the transformation of the background field salinity

The effect of the dense flow on the background salinity field is manifested through vertical currents, which is formed when the old bottom water is displaced in the bottom layer. The vertical currents were calculated from the value of the thickness increment of the bottom dense flow.

$$w_b = -\frac{\partial h_b}{\partial t} \quad (2.37)$$

where  $w_b$  – vertical currents velocity, caused by propagation of a bottom dense flow at the seabed,  $h_b$  – thickness of the bottom dense flow.

The thickness of the bottom dense flow was found as integral from salinity anomaly value in the bottom layer divided by its bottom value. The calculated vertical velocity was referred to the bottom horizon. As is known, bottom vertical velocity leads to level disturbance, which causes compensatory inertial barotropic horizontal currents. As a result of the divergence (convergence) of these currents, the vertical currents which are formed in the bottom layer linearly decreases to zero to the sea level. Taking this into account, the vertical distribution of the vertical currents velocity was described by the relation

$$w_b = w_{bH} * (z / H); \quad (2.38)$$

Formed by these vertical movements, horizontal inhomogeneity in the density distribution leads to the formation of background horizontal baroclinic currents propagating to the bottom. Because of the inhomogeneity of bottom depth it can occur additional components of vertical currents described by the relation

$$w_H = u_H \frac{\partial H}{\partial x} + v_H \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2.39)$$

where  $w_H$  – vertical currents velocity at the seabed, which is due to the influence of the inhomogeneity of the bottom relief on the bottom baroclinic currents;  $u_H, v_H$  – bottom velocities of background baroclinic currents,  $H$  - depth of the seabed.

To calculate the background horizontal components of the currents velocities, in the general case can be used the equations of motion

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz' + k_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - fu = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^z \rho dz' + k_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad (2.41)$$

If to take into account the features of the considered process, these equations can be reduced to a simpler form. The considered process is a baroclinic process of adaptation to disturbances of the density field generated by vertical motions. Because the baroclinic deformation radius in the considered area is of the order of several kilometers, it can be assumed that the disturbances of the background density caused by vertical currents will not be appreciably transformed during the adaptation process. The result of the adaptation processes will be the establishment of quasi-geostrophic baroclinic horizontal currents. This allows us to neglect the contribution of inertia in the equations of motion, that is, the first term. The barotropic component of the pressure gradient, described by the first term on the right side of the equations, is usually opposite in sign to the baroclinic component. As a rule, it is less, but comparable with the contribution of the baroclinic component. However, in the bottom layer, the contribution of the baroclinic component in the formation of baroclinic horizontal currents is predominant. For its calculation, we can use a system of equations describing barotropic adaptation processes. This makes it acceptable, as a first step, to neglect the barotropic component of the pressure gradient. The contribution of the terms describing the horizontal and vertical components of the turbulent viscosity is also of secondary importance and can also be neglected. As a result, to calculate the background horizontal circulation formed as a result of disturbance of the background density field under the influence of the bottom dense flow following equations can be used

$$v_H = \frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^z \rho dz' \quad (2.42)$$

$$u_H = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial}{\partial y} \int_0^z \rho dz' \quad (2.43)$$

The transformation of background salinity distribution by these vertical currents was calculated from the salt transfer equation

$$\frac{\partial S_0}{\partial t} + u_0 \frac{\partial S_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial S_0}{\partial y} + (w_b + w) \frac{\partial S_0}{\partial z} = k_z \frac{\partial^2 S_0}{\partial z^2} + k_l \left( \frac{\partial^2 S_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S_0}{\partial y^2} \right) \quad (2.44)$$

where  $S_0$  –the background salinity;  $w_b$  – vertical component of currents velocity associated with propagation of the dense flow in the bottom layer;  $u_0, v_0$  - horizontal background components of current velocity, caused by horizontal inhomogeneity of background salinity;  $w_H$  – vertical component of currents velocity that arises under the influence of the inhomogeneity of the bottom relief on the velocity of the background currents  $u_0, v_0$ .

### 3. FEATURES OF NORTH SEA WATERS PROPAGATION IN THE BORNHOLM BASIN BY SIMULATION RESULTS

#### 3.1 Calculation of the velocities of the barotropic currents due to inflow in the Bornholm Basin in period of the main inflow in January 2003

Barotropic currents formed as a result of water exchange through the straits during the period of inflow can have a certain influence on the propagation of saline bottom waters. Therefore, it is advisable to account their influence including the flow velocities in the advective components in the convection–diffusion equations of salt. In this connection, there is a calculating task of barotropic currents in the Bornholm Basin, which is caused by water exchange through the Danish Straits during the inflow period. Since the propagation of inflow into the Baltic Sea occurs as a superimposition of direct and reflected low–frequency waves, a standing wave Kelvin is formed, so that it is difficult to describe this process limiting the area of the Bornholm Basin. Therefore, these currents are calculated in the simulation of barotropic circulation taking into account the area of the entire Baltic Sea. The obtained results are used to isolate the calculated data on barotropic currents within the Bornholm Basin region, which coincides with the area of the three–dimensional model of bottom dense flows. For the simulation of barotropic currents during the inflows into the Baltic Sea, a barotropic hydrostatic model was used, including the following system of equations:

$$\frac{\partial u_m}{\partial t} - f v_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} u_m + k_l \left( \frac{\partial^2 u_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_m}{\partial y^2} \right) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v_m}{\partial t} + f u_m = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{c_b \rho_0}{H} \sqrt{u_m^2 + v_m^2} v_m + k_l \left( \frac{\partial^2 v_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_m}{\partial y^2} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial (u_m H)}{\partial x} + \frac{\partial (v_m H)}{\partial y} = - \frac{\partial \xi}{\partial t} \quad (3.3)$$

where  $u_m, v_m$  – the components of the average flows velocity along the depths of the  $x$  and  $y$  axes, respectively;  $\xi$  – the disturbance level of the free sea surface;  $H$  – depth;  $f$  – parameter Coriolis;  $c_b$  – the coefficient of bottom friction;  $g$  – the acceleration of gravity;  $k_l$  – the coefficient of horizontal turbulent exchange;  $t$  – time.

The last terms on the right-hand side of equations (3.1) and (3.2) are used to smooth out the calculated characteristics and to eliminate the occurrence of high-frequency component in numerical calculations. The average of the current velocity depth and the level disturbances in the Baltic Sea caused by periodic varying water discharge through the Danish Straits was calculated. The boundary conditions were set in the straits before the Darss Sill and Drogden Sill (Fig.3.1). When setting the boundary conditions, the actual data on the magnitude of water volume changes in the Baltic Sea during the main inflow in January–February 2003 were used [86].

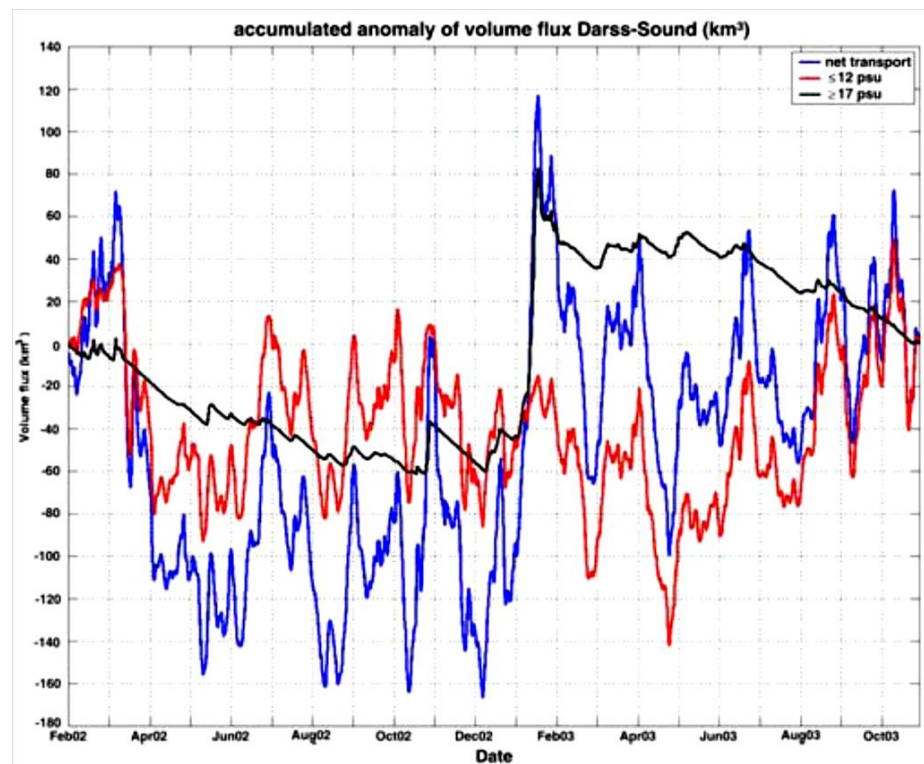


Figure 3.1 – Time variation in deviation of the water volume ( $\text{km}^3$ ) in the Baltic Sea from the mean value.

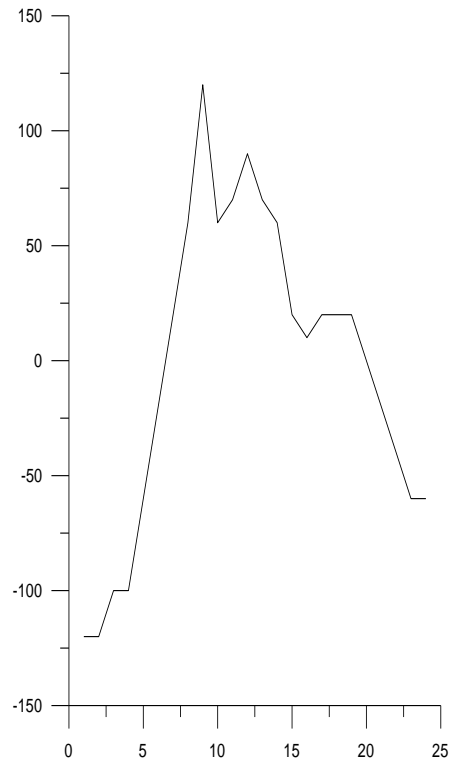


Figure 3.2 – Graph of the variation in deviation of the water volume in the Baltic Sea from the mean value during the general pileup in January–February 2003

The inclination value of the water volume in the Baltic Sea was approximated by the functions

$$V = V_0 \sin\left(\frac{2\pi}{T}(t + t_0)\right) \quad (3.4)$$

where  $V$  – the inclination of the water volume in the Baltic Sea from the undisturbed state ( $\text{km}^3$ ) during the main inflow in January–February 2003;  $V_0$ ,  $t_0$ ,  $T$  – approximation constants;  $t$  – time (day).

a) for the period of set–down, the constants were given the following values:

$$V_0 = 150 \text{ km}^3, T = 30 \text{ days}, t_0 = -15 \text{ days.}$$

b) for the period of the set–down, the listed constants were assumed to be equal

$$V_0 = 150 \text{ km}^3, T = 60 \text{ days}, t_0 = 0 \text{ days.}$$

The results of the approximation are shown in figure 3.3



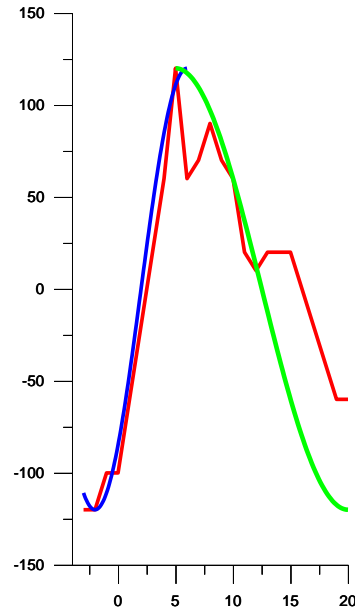


Figure 3.3 – Approximation of the temporal variability in deviation of the water volume in the Baltic Sea from its average value ( $\text{km}^3$ ) in the period January–February 2003

The water discharge value at the fluid boundaries during the inflow period was obtained as the time derivative of deviation of the water volume ( $Q$ ) in the Baltic Sea for the period January–February (Fig.3.3)

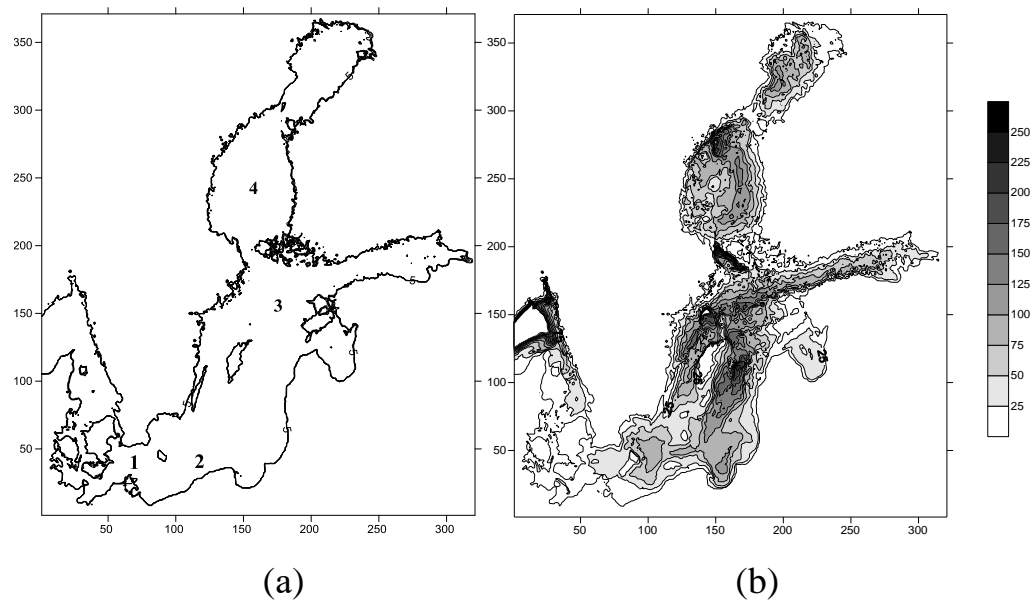


Figure 3.4 – Calculation area and location of points for which the computed data of the temporal course of hydrological characteristics (a) and the bathymetric map of the Baltic Sea (b)

The water discharges through the Danish Straits were set in period from 11.01.2003 to 17.01.2003 through the Darcy and Oresund Strait were distributed in a ratio of 6:4. On the solid lateral boundaries, the non-flow condition was used. As initial conditions, a zero value of the sea-level disturbance and current was specified. The problem was solved on a rectangular grid area with a horizontal dimension of 340x375 computed nodes with a horizontal step of 3.6 km (Fig.3.4).

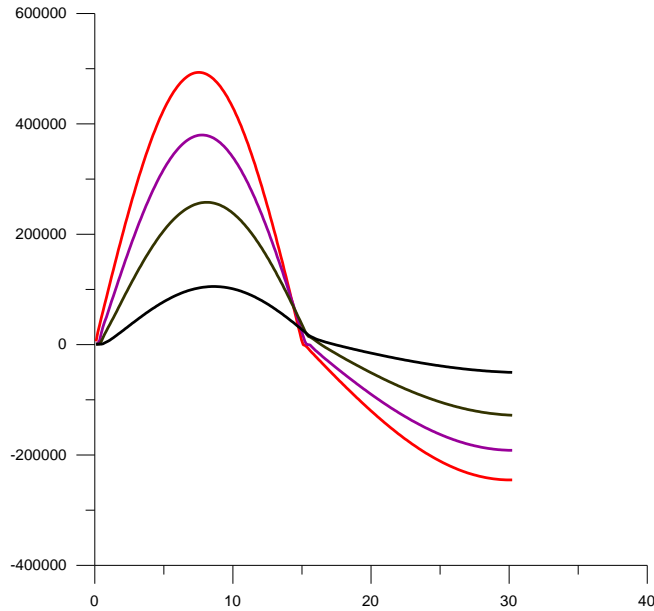
According to calculations, the time course of the level disturbance, which is formed under the influence of water flow in the Danish Straits, closely corresponds to the temporary water discharge in the straits. However, the fluctuation amplitude of the water discharge decreases with distance from the straits (Fig.3.5). This corresponds to the theory. It's known that the propagation of an attenuated progressive wave is described by the equation:

$$u = u_0 \cos \left[ \frac{\sigma n}{c} \left( x - \frac{c}{n} t \right) \right] \exp \left( -\frac{\sigma \chi}{c} x \right) \quad (3.5)$$

where

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} + 1} \quad (3.6)$$

$$\chi = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} - 1} \quad (3.7)$$



The graphs are presented for points

1 – red, 2 – violet, 3 – brown and 4 – black.

The  $x$ -axis represents the time in days.

Figure 3.5 – Temporary variability of water discharge through the Danish Straits

Equation (3.5) describes the wave character of the propagation of flow velocity disturbances that is connected with periodically of varying inflow on the boundary. The value of  $n$  characterizes the decrease in the phase velocity, and  $\chi$  determines the attenuation rate with distance from the wave disturbance boundary. We define accordingly the value of these variables when the estimated  $r = 10^{-6} s^{-1}$ , and  $\sigma = 2\pi 10^{-6} s^{-1}$  are given. In this case, it turns out that the frequency  $\sigma$  is greater than the coefficient of bottom friction  $r_0$  (at a pool depth of 100m) in  $2\pi$  times.

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} + 1} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{2} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right) + 1} = \sqrt{\left(1 + \frac{1}{4} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right)} = 1 + \frac{1}{8} \frac{r_0^2}{\sigma^2} \equiv 1 + 3 \cdot 10^{-3} \quad (3.8)$$

$$\chi = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{r_0^2}{\sigma^2}} - 1} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\left(1 + \frac{1}{2} \frac{r_0^2}{\sigma^2}\right) - 1} = \frac{1}{2} \frac{r_0}{\sigma} \equiv 0.08 \quad (3.9)$$

The obtained value for  $n$  shows that for lower-frequency disturbances the phase velocity decreases insignificantly (by 1.003 times). A decrease in frequency also does not lead to a noticeable change in the value of the phase velocity. The resulting value for  $\chi$  makes it possible to estimate the nature of attenuation of the wave disturbance with the distance, which will be determined by the exponent in equation (3.5)  $\frac{\sigma\chi}{c}x$ . The distance  $x_0$  can be determined, the amplitude of the wave disturbance decreases by  $e$  times

$$x_0 = \frac{c}{\sigma\chi} \quad (3.10)$$

Put the relation (3.9) in (3.10) and the corresponding values of the quantities entering into the presented relation, we find  $x_0$

$$x_0 = \frac{c}{\sigma\chi} = \frac{c}{\sigma} \frac{2\sigma}{r} = \frac{2c}{r} = 2 * 30 * 10^6 = 6 * 10^7 (m) = 6 * 10^4 (km) \quad (3.11)$$

The obtained estimates show that the amplitude of the wave disturbances decreases weakly. However, we must include that the estimate for the coefficient of bottom friction is obtained for a depth of 100m and a flow velocity of 0.1 m/s. With decreasing depth, the flow velocity simultaneously increases, which lead to an increase the coefficient of bottom friction and to a decrease in  $x_0$ .

When applying the obtained results to the Baltic Sea, it can be assumed that due to inflows through the Danish Straits disturbances level and currents propagate as a progressive wave, which is reflected at the opposite lateral solid boundary. By means of propagating wave summation from the Danish Straits with a reflected wave from a solid lateral boundary, a standing wave is formed. In the area of the lateral boundary, the velocity of the longitudinal flows of the standing wave becomes zero because of the non-flowing condition. Here, there will be a doubling of the level disturbance

amplitude. The equation describing the distribution of flow velocities for the resulting standing wave in the vicinity of the solid right boundary will have the form

$$u = 2u_0 \cos(\sigma t) \sin(kx) \quad (3.12)$$

Where  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  – wave number; the beginning of the coordinate axes is located on the solid boundary.

Since the length of the low-frequency wave is much larger than the size of the Baltic Sea, the sine can be replaced by its argument. Then we get

$$u = 2u_0 \cos(\sigma t) \frac{2\pi}{\lambda} x \quad (3.13)$$

From the obtained relation, an expression describing the level oscillation in the sea can be found. Using the continuity equation, we obtain the following result

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\frac{1}{H} \frac{\partial u}{\partial x} = -2u_0 \frac{2\pi}{\lambda H} \cos(\sigma t) = \frac{4u_0\pi}{\lambda H} \cos(\sigma t) \quad (3.14)$$

Integrating by  $t$ , we find

$$\xi = -\frac{4u_0\pi}{\lambda H \sigma} \sin(\sigma t) \quad (3.15)$$

As a result from the obtained relations, the module of flow velocity oscillations increases linearly with the distance from the solid lateral boundary. Its maximum value will be noted at the fluid boundary (in the area of straits). Since the wavelength is substantially larger than the horizontal dimensions of the sea, the amplitude of the flow

velocity oscillation at the fluid boundary will be less than  $2u_0$ . The amplitude oscillations of the sea level disturbance will be distributed uniformly within the region.

By calculations, the distribution of the level disturbance in the area at the time 6.25 days, corresponding to the moment of maximum inflow (Fig.3.6a), is characterized by a sufficiently homogeneous distribution along the y-axis of the level slope in the direction along this axis.

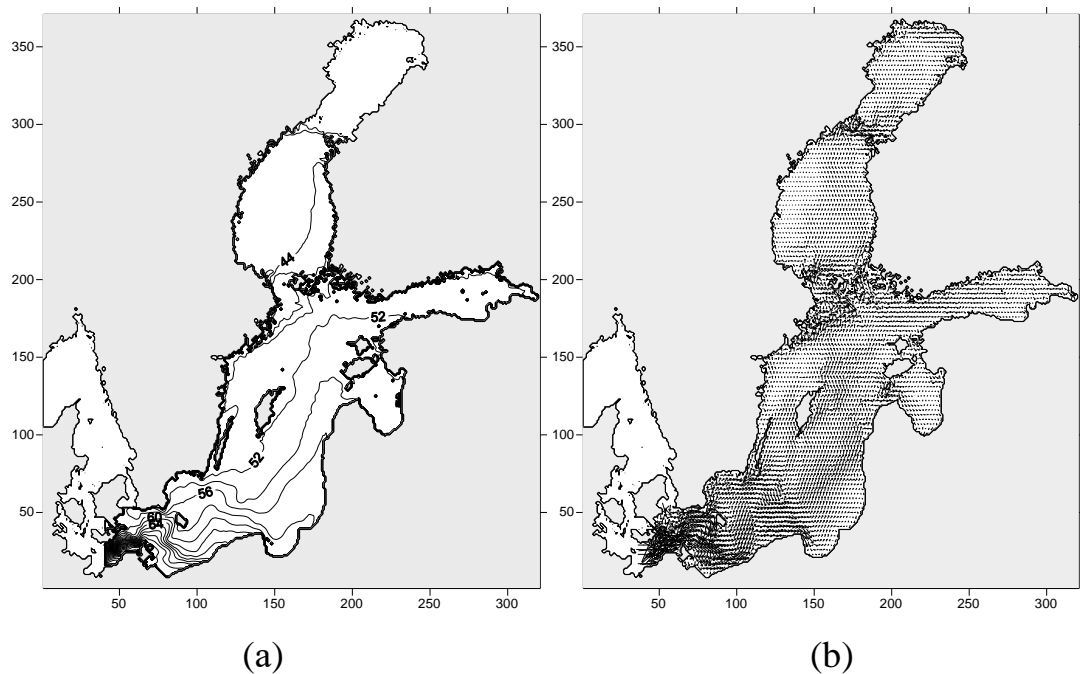
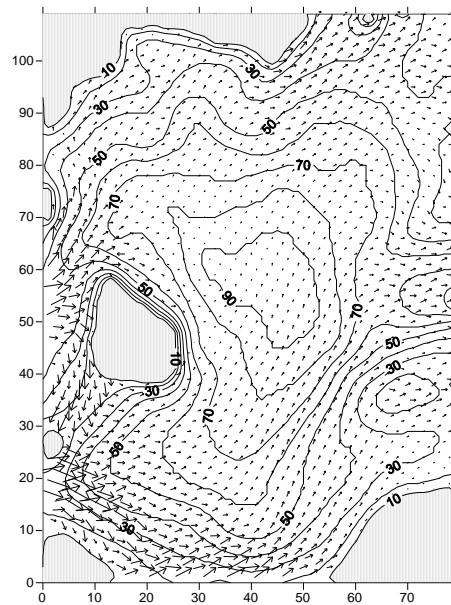


Figure 3.6 – Calculation area and location of points for which the computed data of the temporal course of hydrological characteristics (a) and the bathymetric map of the Baltic Sea (b)

Within the central part of the Baltic Sea, the greatest change in the quantity of the level disturbance through the width of the region, which takes an order of 4cm, is observed. It's also noted that there is a decrease in the level disturbance amounting to 8cm in the Gulf of Bothnia compared to the central part of the sea due to the shallow strait connecting the bay with the sea. The greatest inhomogeneity in the distribution of level disturbance takes place in the area of the Arkona and with a less extent in the Bornholm Basins. It can be explained by shallow basins and the inhomogeneity distribution of the bottom relief. The calculated velocities of barotropic currents are

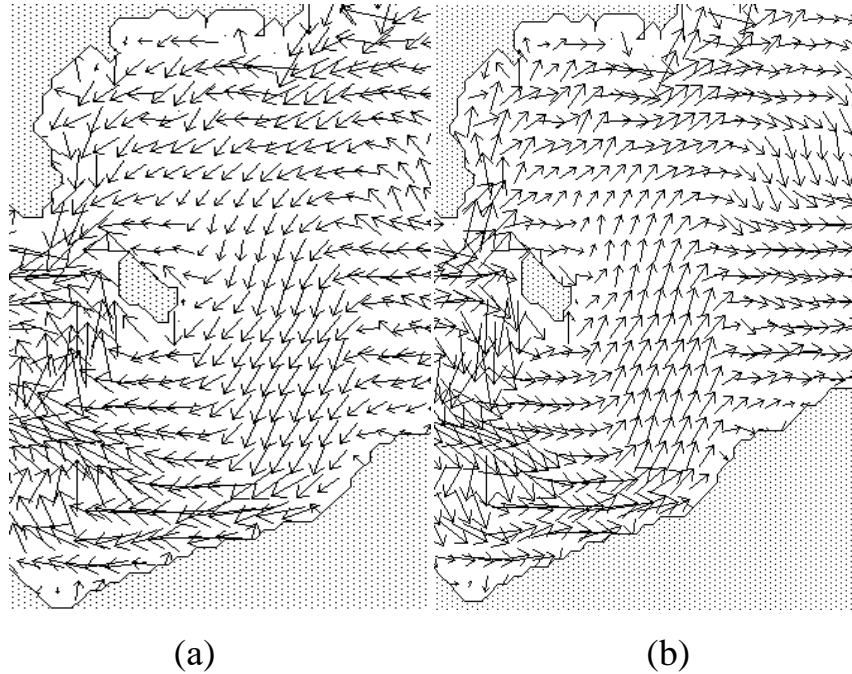
significantly geostrophic, since their direction largely corresponds to the isolines directions of level disturbance. In range of the specified region coinciding with the calculated region of the three-dimensional model, the calculation results of components of barotropic currents obtained at the moment of maximum inflow are selected. They were interpolated into computational nodes of a three-dimensional region with spatial step of 1.8 km (Fig.3.7).



Maximum current velocity

Figure 3.7 – Distribution of barotropic components of the flow velocities in the Bornholm Basin, caused by the inflow at the time of maximum water discharge in the Danish Straits.

It was assumed that the vertical distribution of barotropic currents velocities is homogeneous. A comparison of calculation results obtained for various time steps showed that, with a change in water discharge, the barotropic current velocity practically changed synchronously. At that time, the magnitude of velocities also changed substantially while keeping their direction (Fig.3.8).



(The maximum flows velocity is 30 cm/s, the length of the vector is proportional to the square root of the flows velocity modulus)

Figure 3.8 – Distribution of components velocities of barotropic currents for moments of maximum inflow (a) and outflow (b) through straits.

This allowed to calculate the barotropic currents velocities by multiplying the analogous flow velocities by results of the maximum water discharge, after that, multiply them by the ratio of corresponding time step of the discharge to the maximum discharge.

### 3.2 Features of North Sea water propagation into the Bornholm Basin by results of simulation

To study the propagation of the North Sea waters in the Bornholm Basin, the three-dimensional unsteady hydrodynamic model presented in Chapter 2 was used. The lateral left liquid boundary of the calculated region passed to the left of the Bornholm Island, and the right liquid boundary passed along the middle of the Slupsk Furrow (Fig.3.17). The calculation area was covered with a grid of 80x110 knots horizontally and 40 knots vertically. The horizontal step of grid was 1.8km and vertically the first 21



knots located in the layer of 20m from the bottom with a step of 1m. Above them, the distance between ties vertical accounted for an amount equal to  $1/H_1$ , where  $H_1=H-20\text{m}$ ,  $H$  is the depth of the sea.

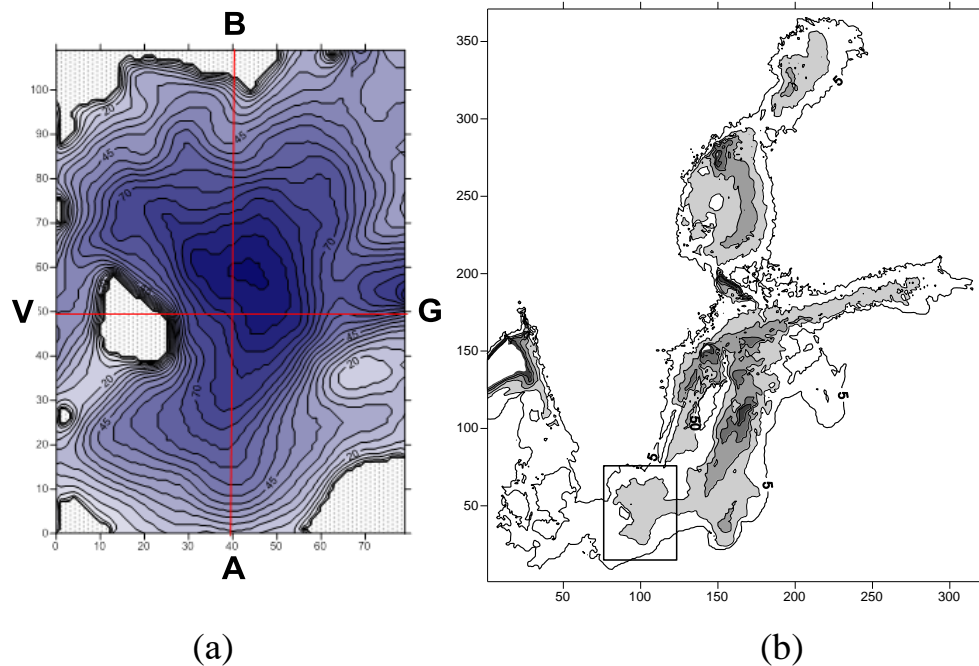


Figure 3.9 – Calculation area with the distribution of the depth of the sea (m) (a) and its location (b)

The main inflow in 2003 began on 11<sup>th</sup> January. The observation data and the calculation results suggest that the time for the propagation of saline waters to the western boundary of the Bornholm Strait is about 5 days [120, 121, 134]. Taking this into account, the date for the beginning of the calculations was adopted on 15<sup>th</sup> January 2003. As a starting condition, a uniform distribution of salinity along the horizon was specified. Vertically, the salinity of the upper 40m was set equal to 7‰. Below 40m, the salinity increased to 10‰ and further increased to 100m depth up to 17‰. The temperature in the upper forty-meter layer was taken equal to 7°C, below it abruptly increased to 14°C, and then kept its value. The initial oxygen content in the upper forty-meter layer was taken equal to 8 ml/l. Below it assumed the value of 0 ml/l and then kept its value with depth. The initial values of the flow velocity and the level disturbance of the free surface were assumed to be zero. As a boundary conditions, in

the southern slope area of the Bornholm Strait at the border with Arkona Basin the location of the bottom layer of water with thickness 15m and salinity 25‰.

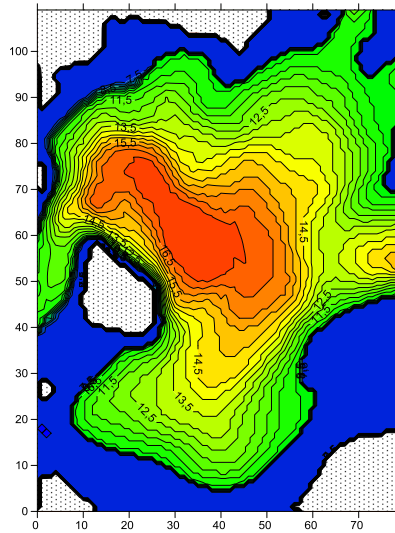
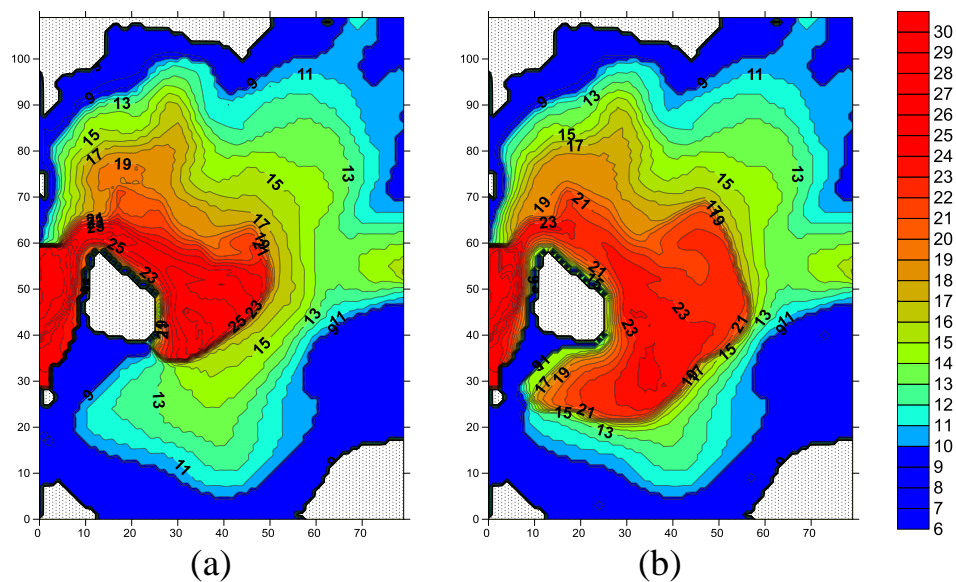


Figure 3.10 – Distribution of bottom salinity (‰) at the beginning of calculations

According to the results of theoretical studies [26], laboratory data [7, 141] and observations [69, 121], the movement of the bottom dense flow occurs in preference along the isobaths to the right of the bottom incline. The increase in its width is due to the bottom-directed Ekman flows, which are weaker than the ones along the isobaths. The velocity of the bottom dense flow is proportional to the bottom incline and the excess of its density over the density of the surrounding water.

A feature of the bathymetry of the Bornholm Basin is the presence of a narrow section along the island with a large incline of the bottom. With the distance from the island, the inclination of the bottom decreases and the isobaths diverge. The propagation of dense salt water from Arkona Basin occurs as a relatively narrow bottom dense flow, which initially propagates in the southern slope of the Bornholm Strait. After 10 days, the flow reaches the Bornholm Basin (Fig.3.11a). In the area of the Bornholm Basin, the dense flow deflects to the right and propagates in the vicinity of the bottom slope near Bornholm Island in the form of a relatively narrow dense flow. With the propagation, it increases its width and deepens its left edge. Following the isobaths in the area of the maximum incline of the bottom, the current bypass the island, reaching the shallow

water south of the island. Further it moves along shallow water. In the area of the southern boundary of shallow water, the relatively narrow region with a large incline of the bottom disappears near the lateral boundaries of the island and shallow water. Therefore, while maintaining the flow along isobaths showed a significant increase in its width. As the propagation of the dense flow, there is increase of its width and the separation of parts of the inflow, forming new flow branches moving along the isobaths around the deepest area of the basin. The first branch is formed already in transect of 50 knot of  $y$ -axis. Here the left edge of the inflow descends to a depth of about 80m, the bottom area, characterized by a smaller bottom slope and a significant divergence of the isobaths (Fig.3.11c). This branch is moving at a depth of about 80m, following the isobaths at first to the northeast, and then to the north. Further, according to the direction of flow in depths of 60–70m formed another branch, which at first moves to the southeast. When moving along the isobaths, the direction of its movement changes at first to the east, and then to the northeast. Over time, the second branch is included in the first, but it moves above the first branch at depths of 60–70m. This branch partially enters the Slupsk Furrow. The third branch forms along the isobaths deviating from the shallow waters of the main flow. Because of the divergence of the isobaths, its width increases. The horizon of its propagation is 30–50m. Over time it moved along the isobaths in a counterclockwise direction.



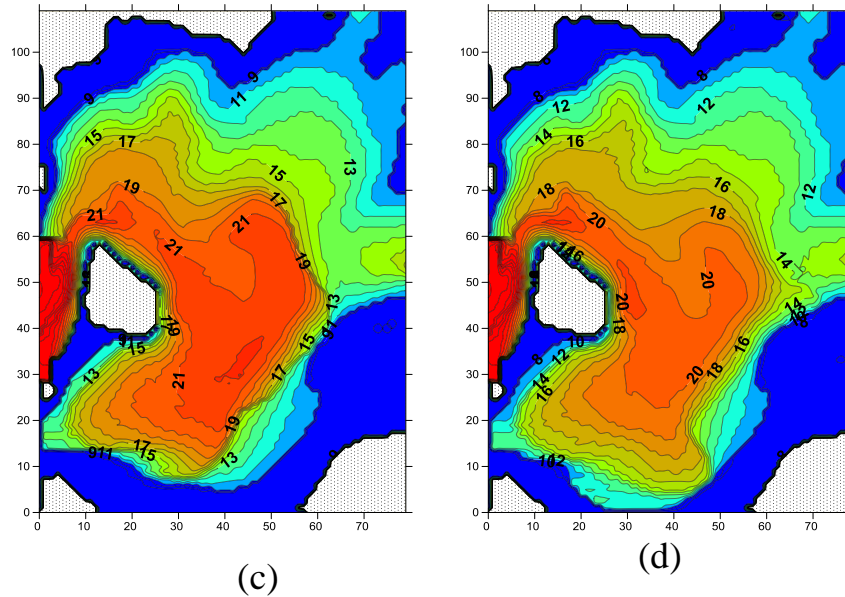


Figure 3.11 – Distribution of bottom salinity (‰) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

In figure 3.12a, the distribution of salinity is representing on the cross-section VG on both sides of the island highlights areas of high salinity located on the left area corresponds to area dense inflow in the Bornholm Strait. The area to the right of the island (up to the 30th knots) characterizes the distribution of the dense inflow in the Bornholm Basin in the area of its movement along the eastern coastal contour of the island. The flow, moving in the Bornholm Basin, is located correspondingly on the right portion of the dense inflow. Being located on the right portion of the dense inflow corresponds to the flow moving in the Bornholm Basin. In the Bornholm Basin, the inflow is located at the depth of 20–60m. With the removal from the island, an increase in the thickness of the inflow to 20m is noted, which is associated with the effect of bottom Ekman flows and directed to the slope of bottom. At the right boundary of the dense inflow there is a form of divergence, and on the left – convergence. With the removal from the island (further 30 knots), a layer of increased salinity with a smaller thickness (about 10m) is detected, which propagates to the maximum depth for a given section. This layer represents the first branch emitted from the main bottom dense inflow.

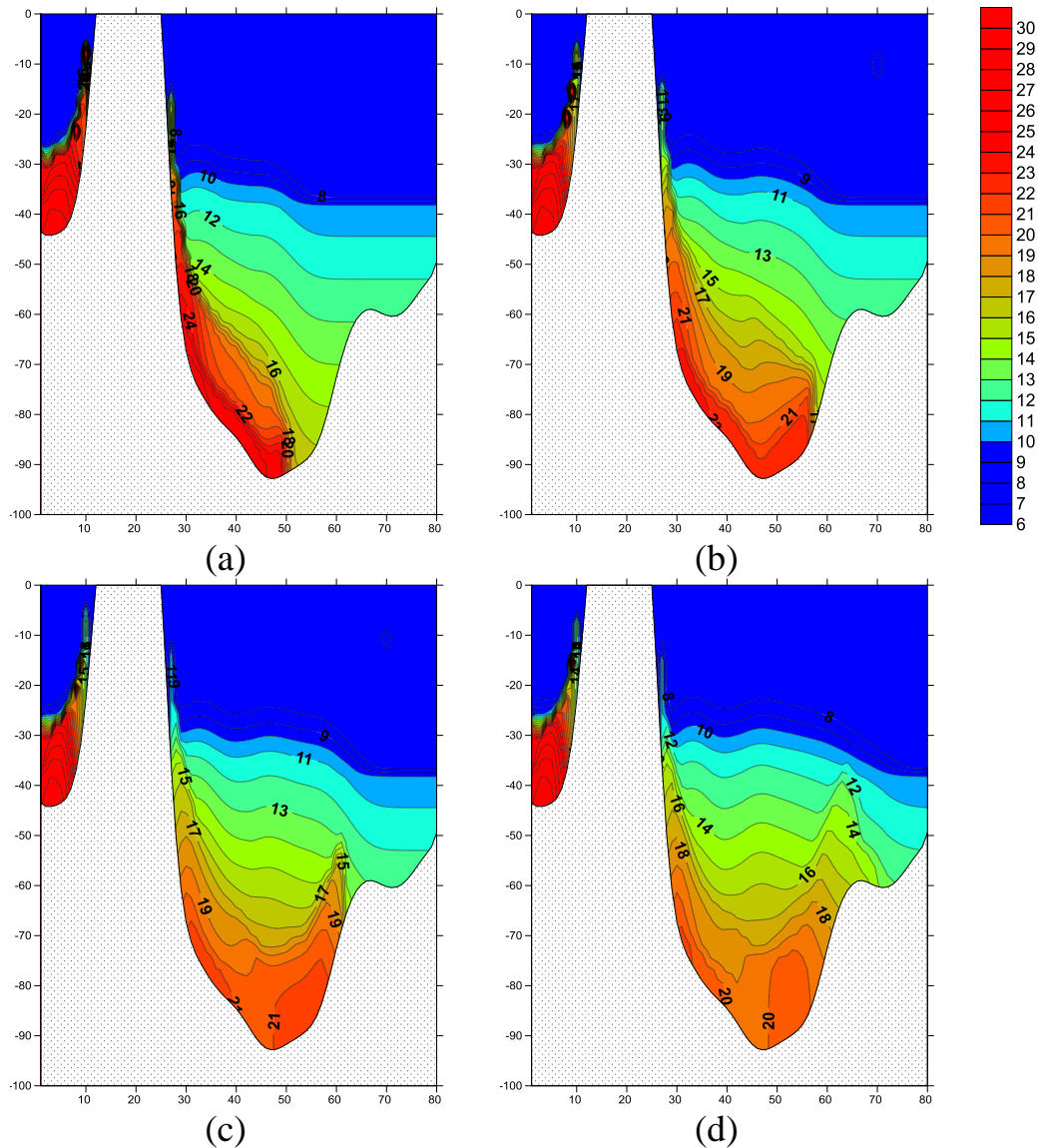


Figure 3.12 – Distribution of salinity (‰) at the cross section calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

The thickness of this layer decreases due to the divergence of the flow and the isobaths in the direction of the first branch move. The decrease in the thickness of this layer is due to the divergence of the flow, which is due to the divergence of the isobaths in the direction of motion of the first branch. In five days (on 20 days) the presence of a similar layer on the opposite slope of a basin was detected the presence of a similar layer on the opposite slope of the basin (Fig.3.12b). Here, the thickness and salinity at the bottom salt layer on the right slope of the basin is higher than that on the left one. The difference between the increase of the thickness and the thickness of the bottom layer on the left slope of the basin is explained by the fact that the movement of the

bottom water in the eastern part of the basin occurs in the conditions of convergence of the isobaths, which causes convergence of flow and its thickness increase. The increase of thickness in comparison with the thickness of the bottom layer on the left slope of the basin is explained by the fact that the movement of the bottom water in the eastern part of the basin occurs in the conditions of convergence of the isobaths, which causes convergence of flow and increasing its thickness. In a further change in the structure of salinity distribution at VG cross-section there is an association with the ascent of saline water to higher horizons (Fig.3.12c–d). This is due to the fact that the movement of the bottom Ekman flows to the center of the basin leads to the formation of upflows here, which leads to vertical advection of saline waters.

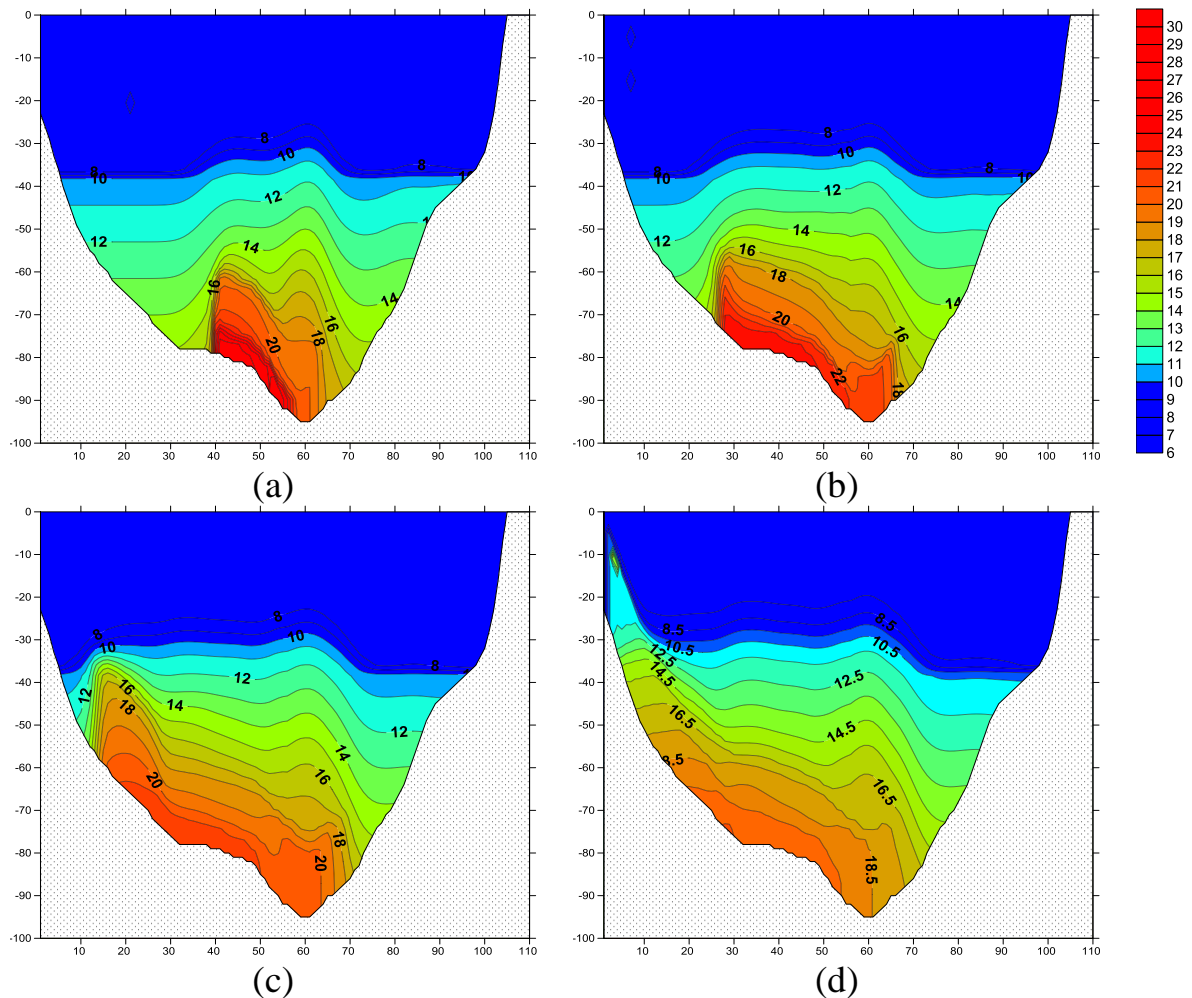
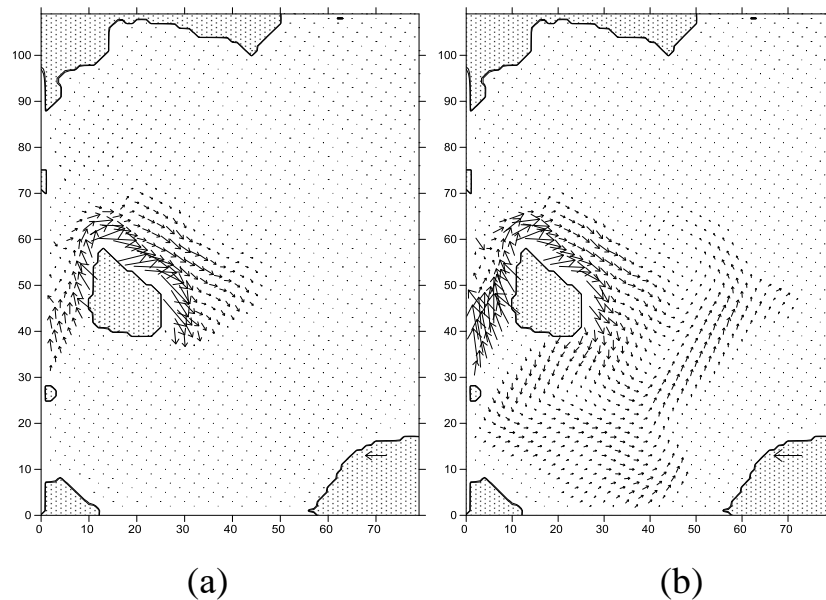


Figure 3.13 – Distribution of salinity (‰) at the longitudinal section AB calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

The noted features of the vertical structure's formation of the salinity distribution also appear on the longitudinal sections constructed along the 40th knots (Fig.3.13a–d). Thus, for the distribution of salinity calculated at 25<sup>th</sup> January 2003 in the bottom layer in the vicinity of maximum depths, the location of a relatively thin (about 10m) layer of increased salinity is noted, which is a manifestation of the first branch propagating at great depths of water (Fig.3.13a). In 5 days (at 30<sup>th</sup> January 2003), on the section to the south at depths of 50–70m additionally there is a new layer of saline water with a thickness of up to 20m (Fig.3.13b). This layer is the manifestation of the second branch. With the passage of time at 05<sup>th</sup> and 15<sup>th</sup> January 2003 (Fig.3.13c–d), the bottom layer of salt water propagating to the southern boundary of the region. This is a manifestation of the third branch on the horizons of 20–40m, which formed later first–two branches. In addition, the bottom layer with high salinity is also formed on the northern slope of the basin (Fig.3.13c–d), which, first of all, is the manifestation of the deepest first branch.



Arrow in the lower right corner (a) – 100 cm/s; (b) – 50 cm/s

Figure 3.14 – Distribution of velocity of bottom currents (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b)

The direction of the bottom currents closely corresponds to the direction of the isobaths (Fig.3.14 a–b). The maximum velocities of the bottom currents are localized in the region of the location of the bottom dense flows. The highest current velocities are observed in the area of the coastal zone near Bornholm Island, which is due to the presence here of significant values of the inclination of the bottom and high salinity of the bottom waters.

The module of velocities of the bottom currents in this region exceeds 100 cm/s (Fig.3.15 a–b)

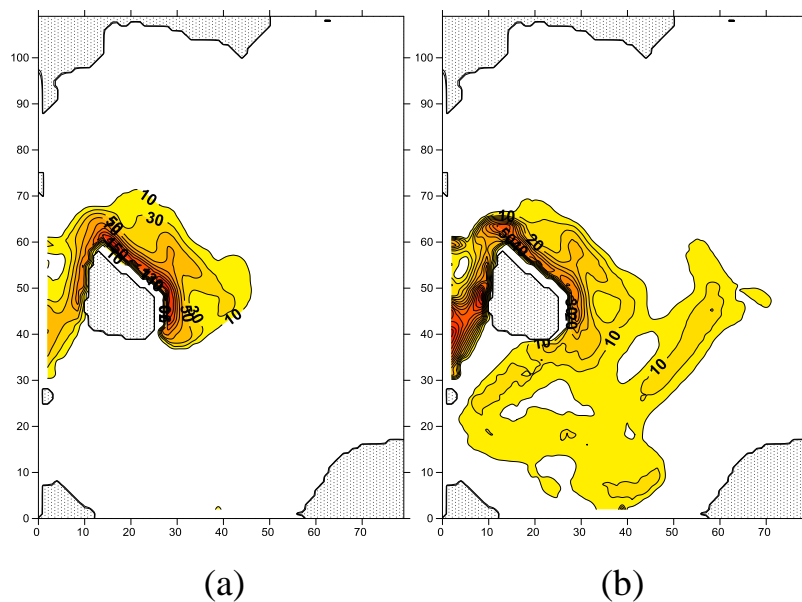


Figure 3.15 – Distribution of the module of velocities of the bottom currents (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b)

The propagation of the bottom dense flow is accompanied by the formation in the bottom layer of Ekman flows, the divergence (convergence) of which leads to the formation of baroclinic vertical currents on the upper boundary of the bottom Ekman layer. According to the calculations at 25<sup>th</sup> January 2003 along the coastal boundary of the island Bornholm, the area with the largest negative (upward) vertical baroclinic currents is located (Fig.3.16 a–d) with value more than  $3 \cdot 10^{-4}$  cm/s. At the external boundary of the propagation area of the dense flow, there are successive areas of positive (downward) and then negative vertical currents. The velocity of positive



vertical currents reaches  $3 \cdot 10^{-4}$  cm/s. With time simultaneously with the distribution in the region of the bottom dense flow, there's a movement of the regions with alternating positive and negative currents vertical velocities (Fig.3.16b–d).

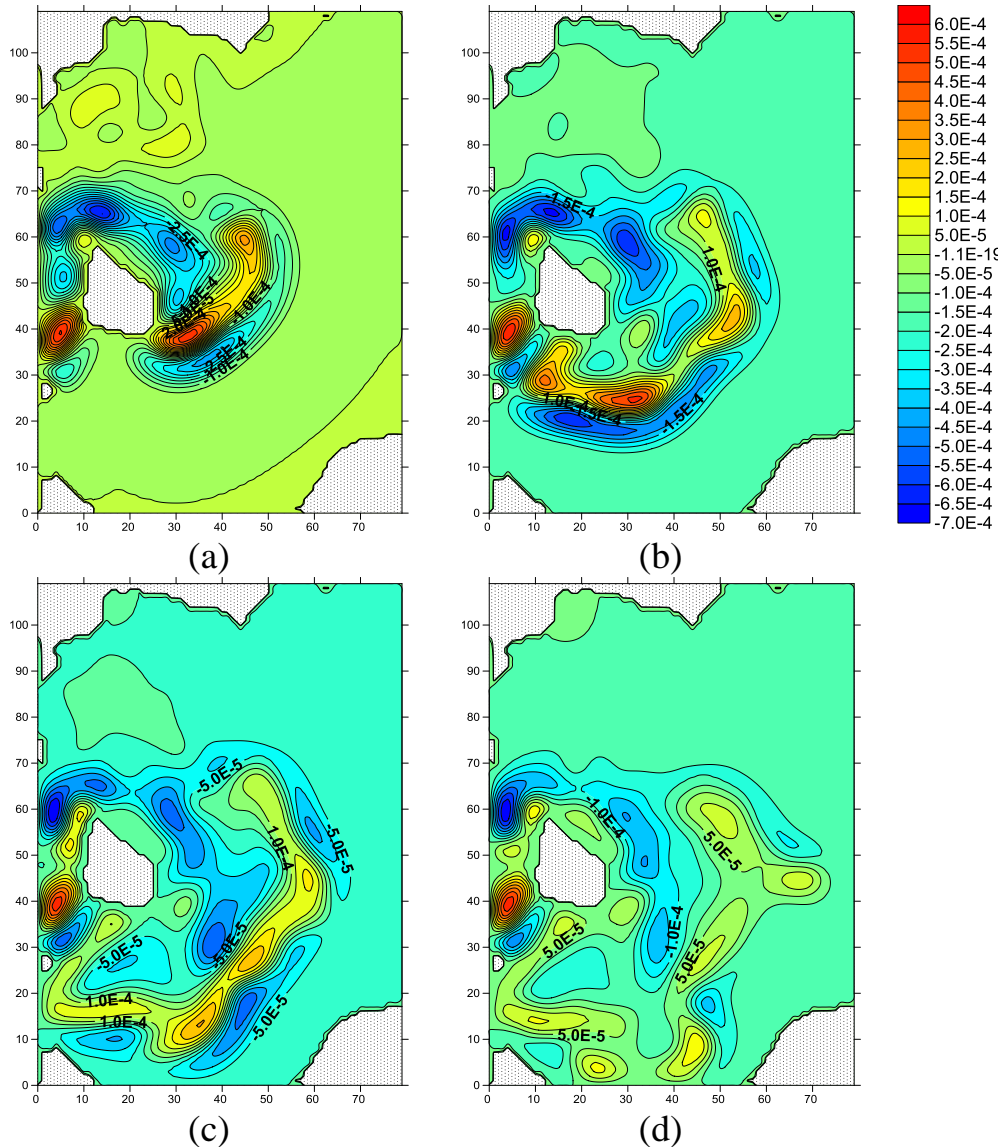


Figure 3.16 – Distribution of the baroclinic vertical velocity formed by bottom pumping (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

As a result, the distribution structure of vertical currents formed under the influence of bottom baroclinic pumping is a distribution in the central region of the Basin, and to the right of the island of the region of negative currents, and on the periphery of the calculated region there is a region of positive vertical currents.

The mechanical formation of the noted structure of the distribution of baroclinic vertical currents can be analyzed by comparing the analogous distributions of vertical currents due to different components  $w_1$ ,  $w_2$ ,  $w_3$ , built for the calculation at 5<sup>th</sup> February 2003 (Fig.3.17a–c). From the comparison of the presented calculation results shows that the area of negative (upward) vertical currents localized off the coast of the island is primarily associated with the influence of  $w_3$ , due to the influence of the non-uniformity of the bottom inclination distribution and characterized by the second spatial derivatives from the depths of the seabed. Since in the prevailing part of the calculation area the depth distribution has the form of a hollow, the vertical currents due to the considered factors are upward. The opposite nature of the curvature of the seabed observed only southwest of the island in the vicinity of shallow water. But there are no dense flows. Therefore, there are no downward vertical currents. The influence of the second component  $w_2$  is determined by the divergence of the bottom Ekman flows directed from the center to the lateral boundaries of the dense flows. As a result, downward vertical currents form in the center of the inflow, and in the vicinity of its lateral boundaries there are upward currents. The movement of the bottom Ekman flows is associated with baroclinic pressure gradients directed from the center of the inflow from its periphery. According to calculations in the local area of the dense flows under the influence of this factors, formation of downward vertical currents occurs in the area of the dense flows (Fig.3.17b). On the right and left of the dense flows the area of upward vertical currents are formed. The effect of  $w_1$  is manifested in the movement of the bottom Ekman flows within the limits of the bottom dense flows from its right lateral boundary to the left due to the bottom inclination. As a result, the right boundary forms the downward vertical currents, and left – upward. On (Fig. 3.17c) shows that the right boundary of the dense flow is characterized by large horizontal salinity gradients compared to the left one. As a result, the region of positive velocities located along the right boundary is markedly more pronounced in comparison with the right-hand region of negative vertical currents (Fig. 3.17a). Comparing the component of the velocities of vertical currents presented in figure 3.17b with those considered earlier, it is clear that in this case its role is much less than the previous two components. Thus, we can assume

that in the process under consideration the formation of vertical baroclinic currents is mainly determined by the first two factors.

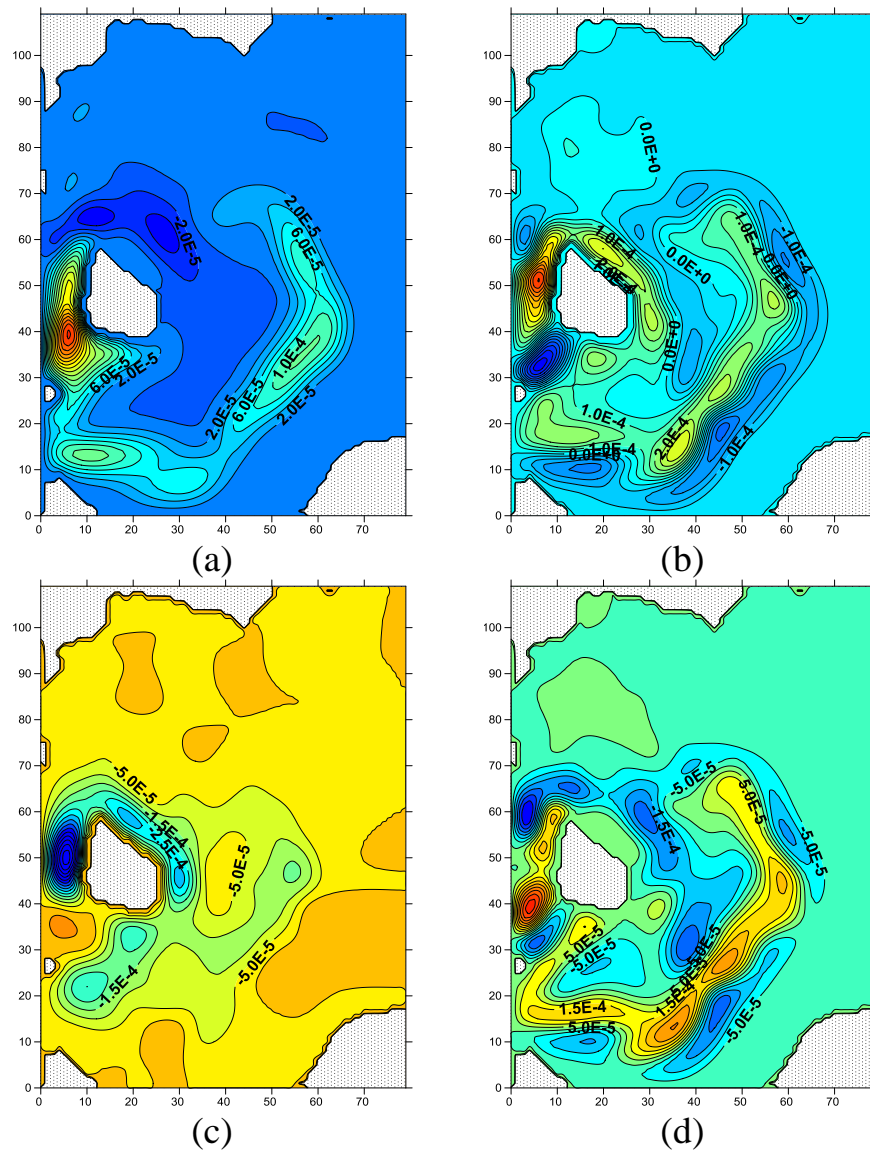


Fig. 3.17 – Baroclinic components of the bottom pumping  $w_1$ (a),  $w_2$  (b),  $w_3$  (c),  $w_h$  (d) (cm/s) on 5<sup>th</sup> February

Under the influence of the considered vertical currents, is occur disturbance of level of the free surface, which leads to the launch of barotropic processes. The result of these processes are the formation of ascertain disturbance sea level (see Fig. 3.18), barotropic flow (Fig. 3.19), barotropic vertical flow (Fig. 3.21), resulting by divergence barotropic Ekman bottom currents.

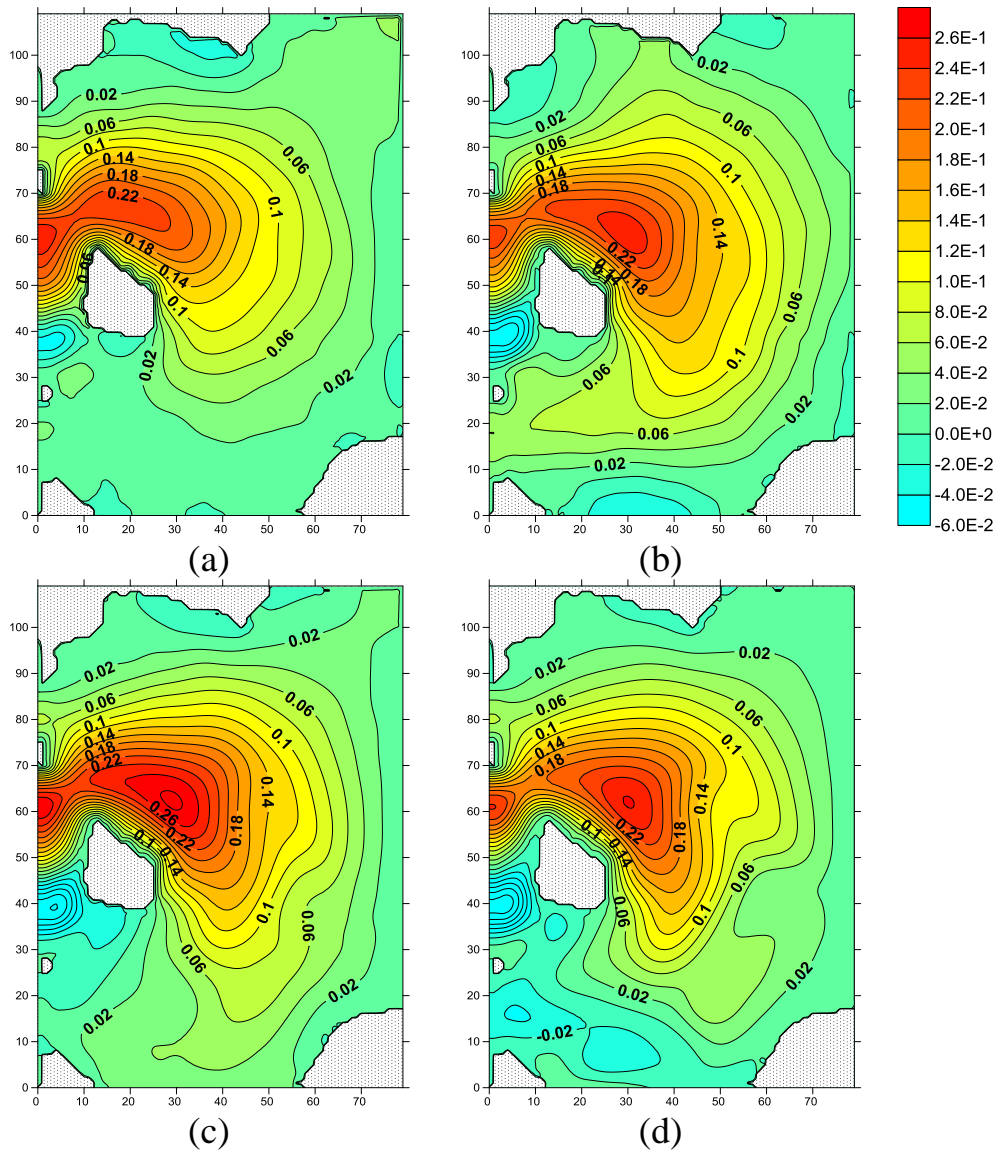


Figure 3.18 – Distribution of the disturbance of the level of the free surface (cm) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

According to calculations, under the influence of baroclinic vertical currents in the middle of the area a positive disturbance of the sea level is formed (Fig.3.18a–d). At the initial stage, a positive disturbance is localized to the north of the island and to the south–west – negative (Fig.3.18a). Over time with the propagation of the dense flows, the area of the positive disturbance of level expands. The magnitude of the disturbance also increases. A negative disturbance of level is localized to the south–west of the island. In the area of dense flows due to the inclination of the level is formed barotropic pressure gradients that cause barotropic currents directed opposite to the dense flow (Fig. 3.19a–d).

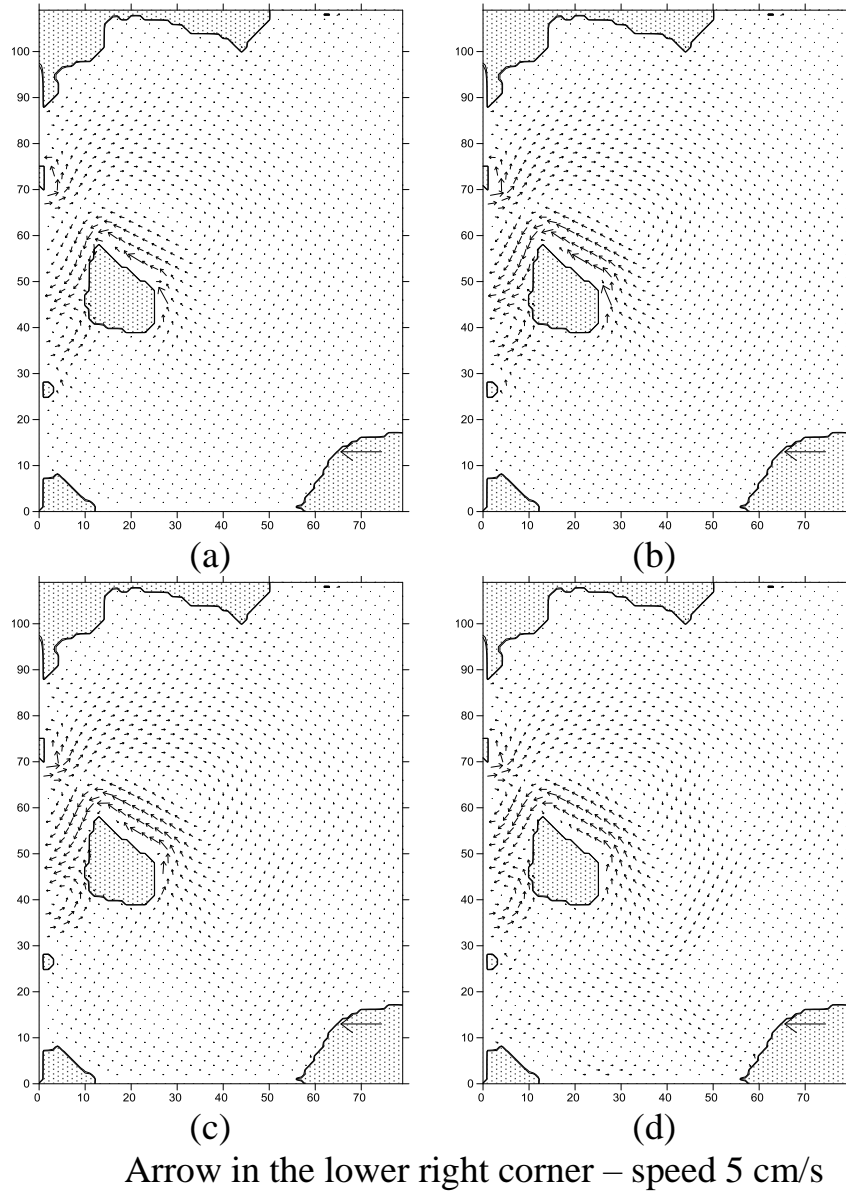


Figure 3.19 – Distribution of currents velocities at the surface (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

Addition of the barotropic currents with the dense flows, occur decreases the total flow velocity; also occur formation two-layer currents structure. In figure 3.20a–d shows that in the bottom layer to the left of the island there are positive meridional currents. To the right of the island in the bottom layer in the region of the dense flows is localized area of negative meridional currents. Above is a region of oppositely directed barotropic currents whose velocity is much less than the velocity in the region of dense flow.

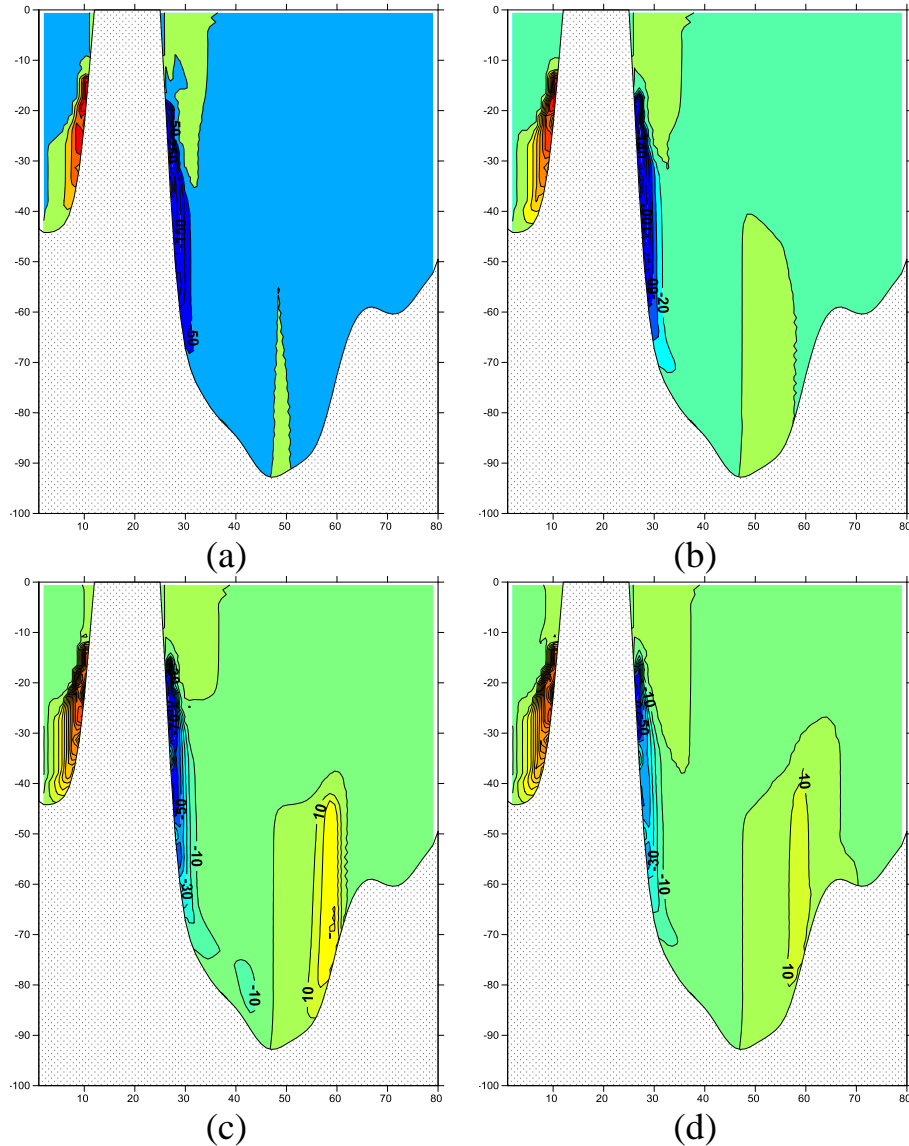


Figure 3.20 – Distribution of components velocity of meridional currents (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

Under the influence due to the bottom inclination of level of baroclinic pressure gradients in bottom Ekman layer, formed barotropic Ekman flows. Divergence (convergence) of Ekman flows leads to the formation of vertical currents. According to the calculations, the distribution of the barotropic vertical currents (Fig.3.21a–d) is symmetric to the similar distributions of baroclinic vertical currents, but less than their magnitude.

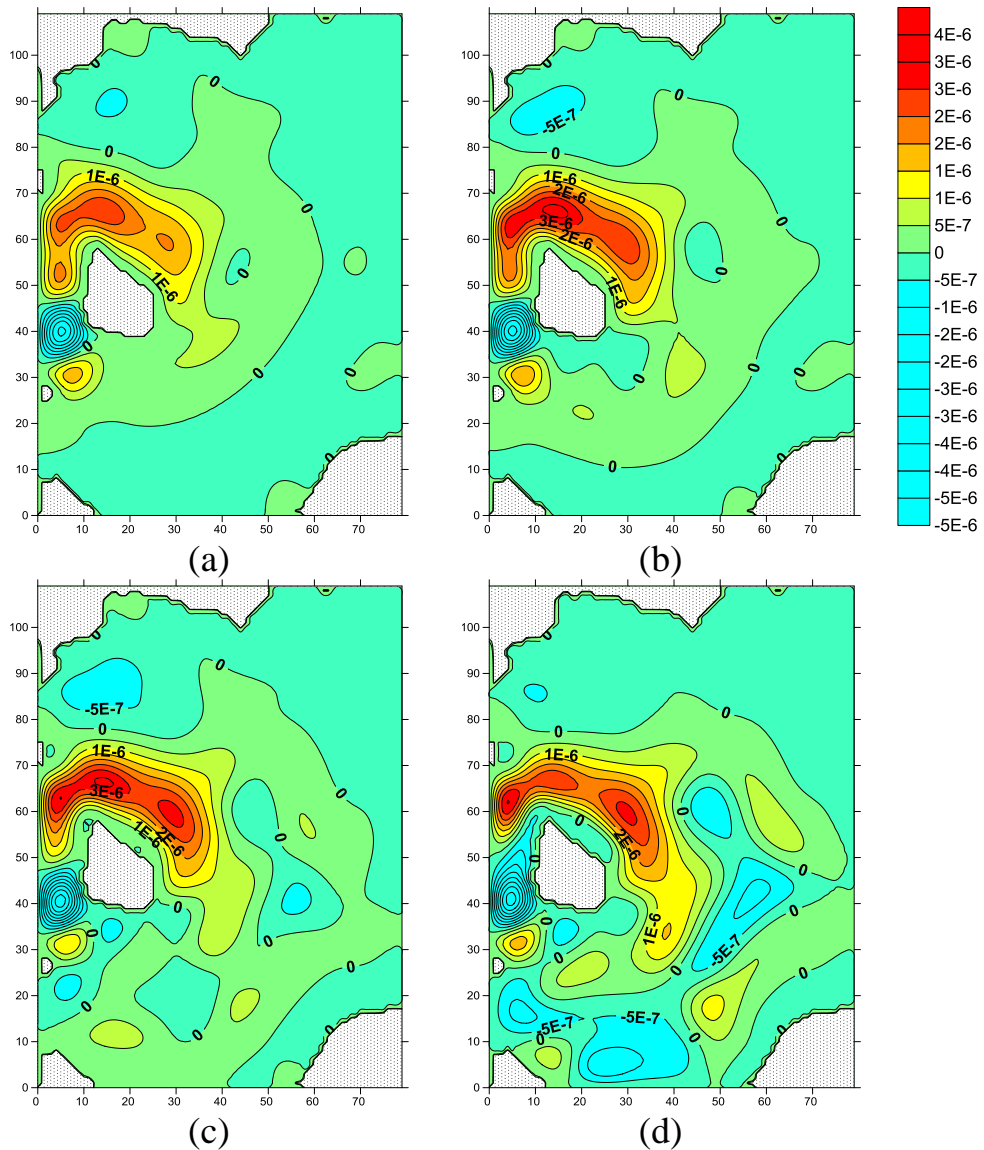
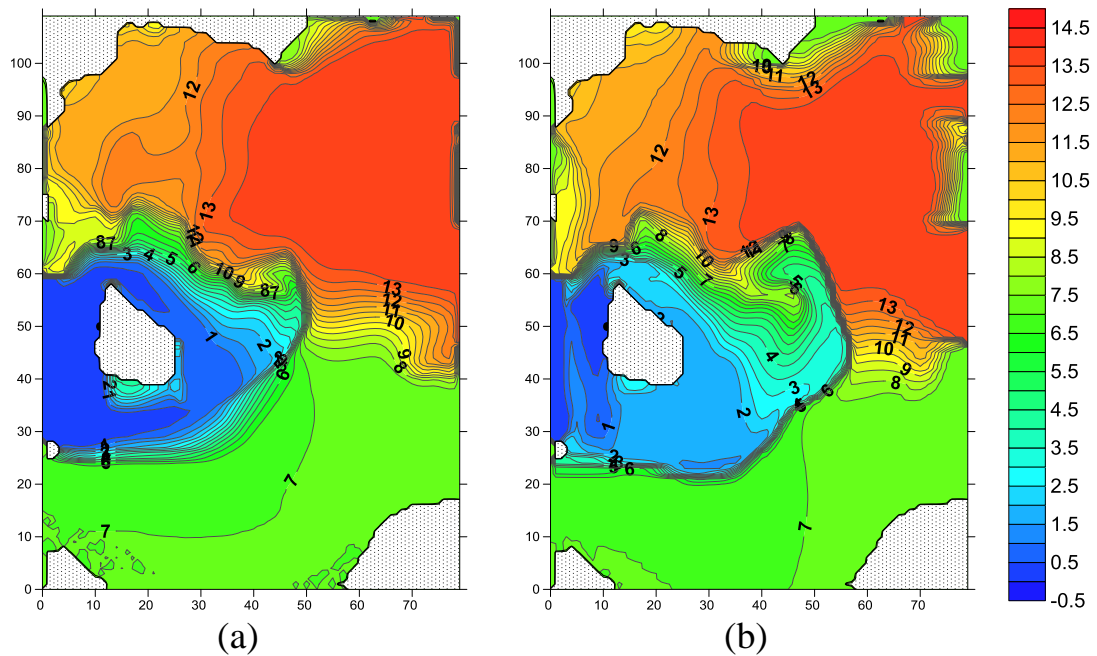


Fig. 3.21 The distribution of the bottom barotropic vertical velocity at the upper boundary of the bottom Ekman layer (cm/s) due to bottom pumping (cm/s) calculated on 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

### 3.3 Features of the transformation of the field of water temperature

In the study of features' transformation of the temperature field, as boundary conditions on the border with the Arkona and the Bornholm Strait, was set to the temperature as 0°C in the bottom ten-meter layer, which corresponded to the data of the expedition observations for the period of inflows in the Bornholm Basin, which took place in January 2003 [120,121]. In the calculations, heat exchange with the atmosphere was not considered. Advection of heat was formed not only under the influence of

bottom dense flow, but also arose as a result of inflow caused by barotropic currents. According to calculations at the first stage, the change in the bottom temperature occurred mainly due to the advection of cold water from the Arkona. In addition, the influence of advection of cold waters caused by barotropic currents south of the island is noted. By 25<sup>th</sup> January 2003, the inflow of cold water propagates to the coastal zone of the island and keeps the temperature in the center of inflows less than 1°C (Fig.3.22a). During the flow in the Bornholm Basin, an increase in the width of the flow is noted, accompanied by the formation of its individual branches. By 30<sup>th</sup> January 2003 to west of the island, from the inflows is allocated a separate branch, which moves along the isobaths in a counterclockwise direction (Fig.3.22b). Within the central axis of the inflow, the water temperature is keeping close to 3°C. Over time under the influence of heat exchange, the temperature of the near-bottom waters is smoothed (Fig. 3.22c-d).





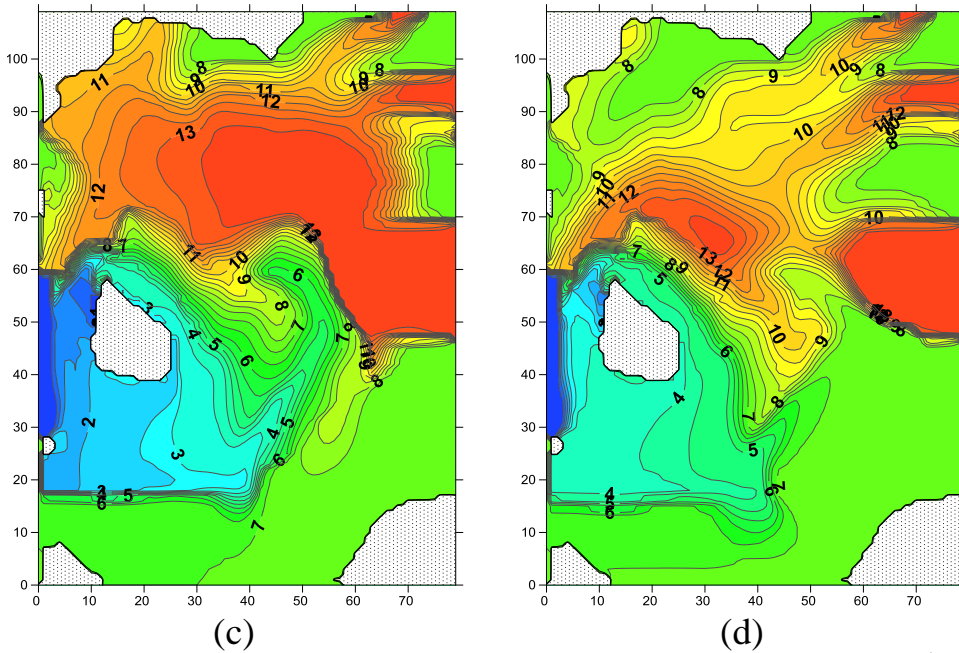
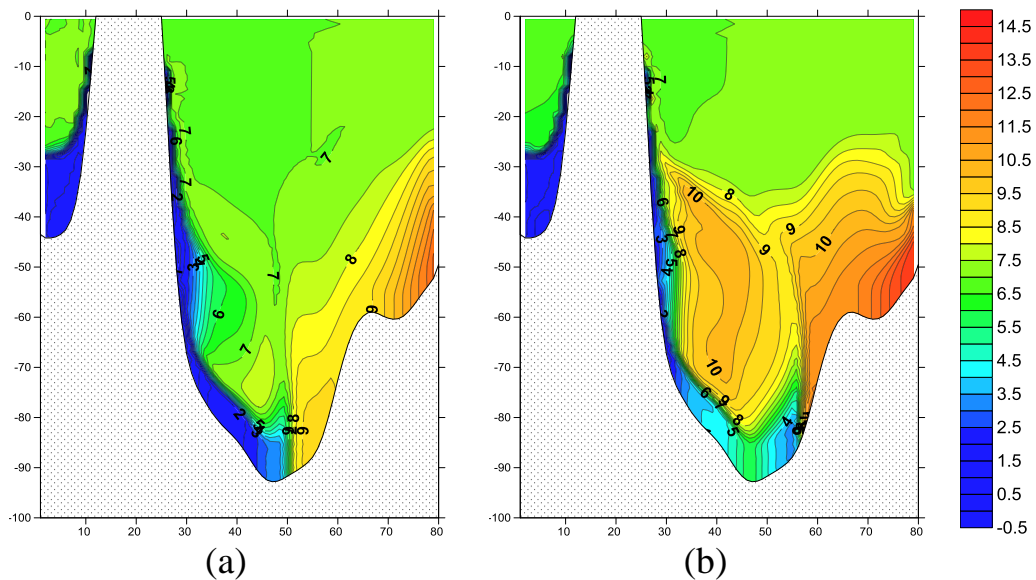


Figure 3.22 – Distribution of the bottom water temperature (°C) at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

On the cross section VG, cold bottom water is a relatively thin bottom layer, descending the slope from the island to the center of the basin (Fig.3.23a). Filling the bottom horizons, the dense flow displaces warm water closer to the surface. Over time, bottom cold water is found at the right slope of the basin (Fig.3.23b). At the same time, the thickness of the bottom cold layer increases (Fig.3.23c). The cold water near the right slope of the basin rises to the level of the threshold dividing the Bornholm Basin with the Slupsk Furrow.



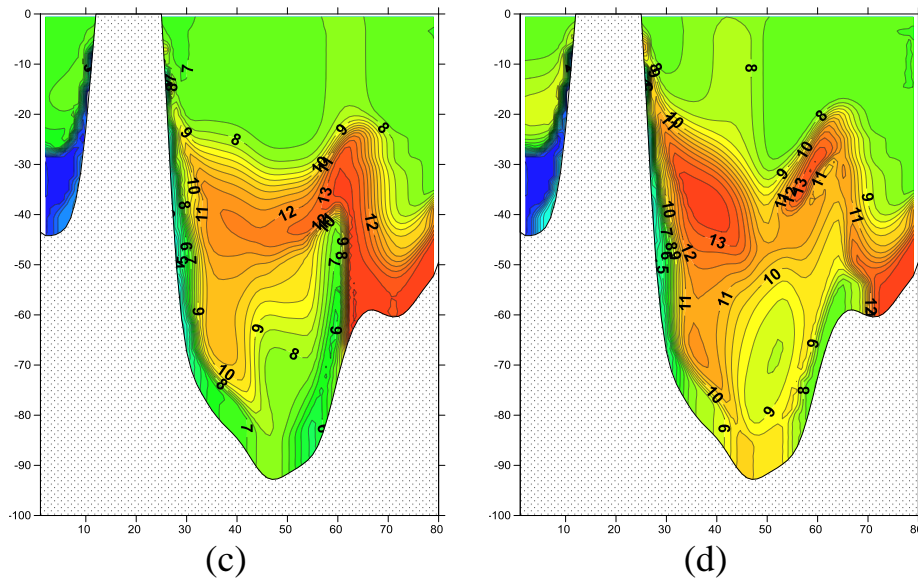
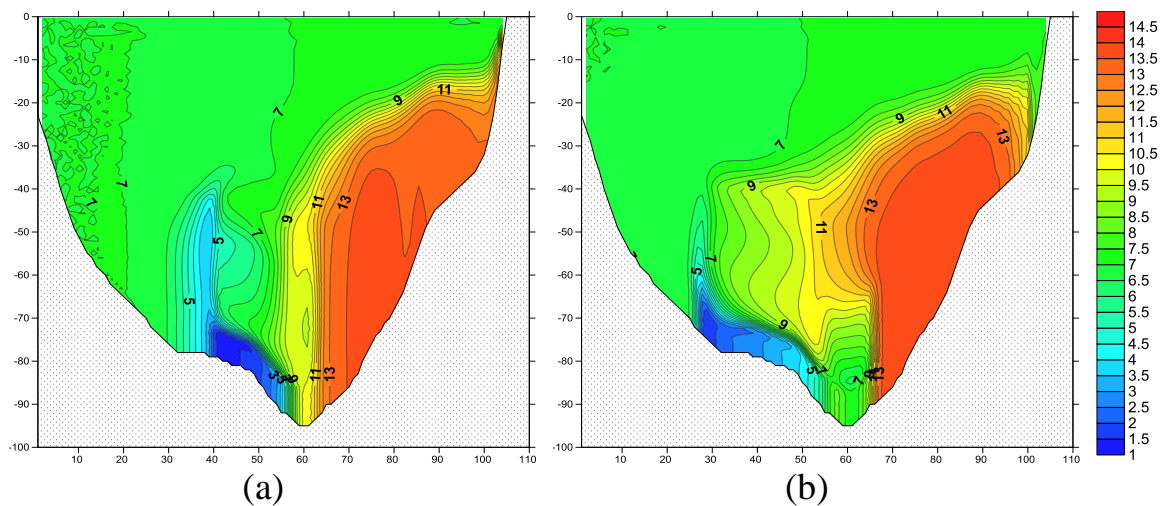


Figure 3.23 – Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at the cross section VG at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

At a longitudinal section at 25<sup>th</sup> January, at a depth of 70m of the southern slope, a area with a lowered water temperature is detected (Fig.3.24a). This feature represents the first branch, detached from the main inflow at the latitude of the middle island. By 30<sup>th</sup> January 2003, the bottom layer is detected on the northern slope of the basin (Fig. 3.24c). This water represents a lateral branch that has propagated along the isobaths to the north of the greatest depth in region. Then at 15<sup>th</sup> January 2003, on the northern slope of the basin, the bottom layer of cold water is rising closer to the sea surface, which is connected with the arrival of the second branch, which propagates in the area of smaller depths (Fig. 3.24d).



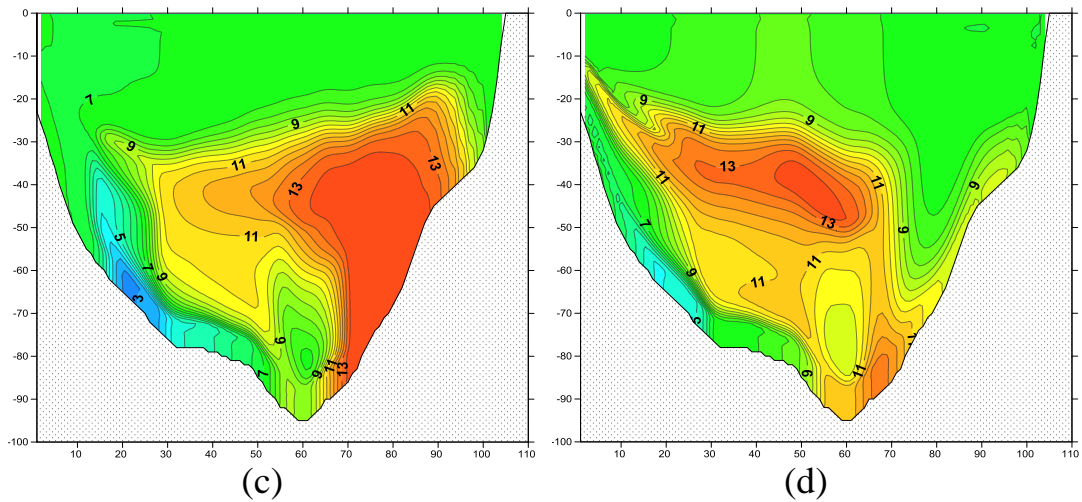


Figure 3.24 – Distribution of the water temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at the longitudinal section AB at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

### 3.4 Features of transformation of oxygen distribution

In modeling the transformation of the oxygen field in the Bornholm Basin during inflows in 2003, at the border with Arkona and Bornholm Strait area in the bottom layer with a thickness 10m, in accordance with the data of observations, oxygen content was equal to 10ml/l. The admission of oxygenated waters occurs with bottom dense flow, and also due to barotropic currents caused by inflow. According to calculations by 25<sup>th</sup> January 2003, the oxygen-rich water of the dense flows filled the bottom layer around Bornholm Island (Fig.3.25a). Simultaneously, under the influence of advection of oxygen caused by barotropic currents, an increase in the oxygen content occurred in the southwestern part of the basin.

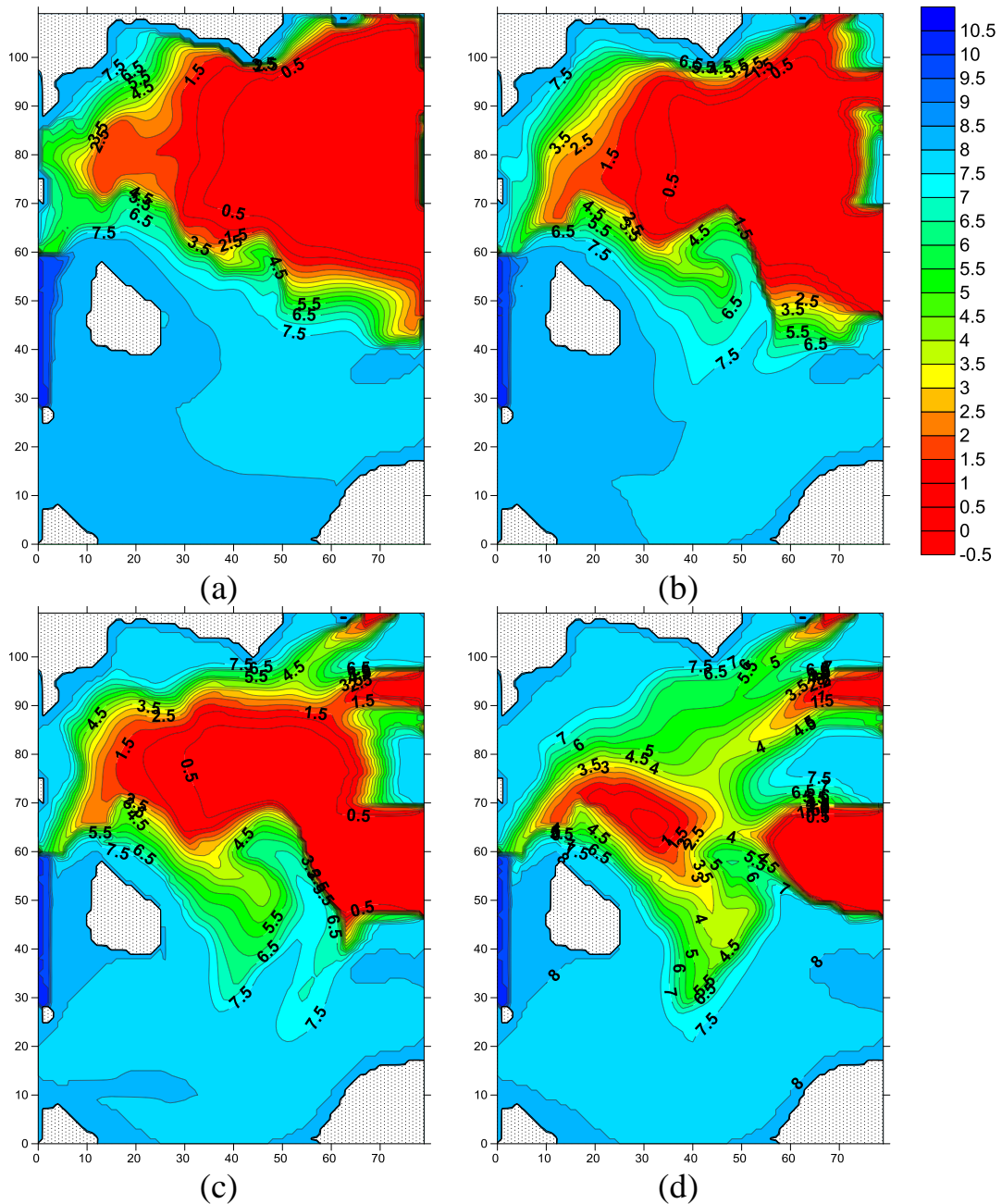


Figure 3.25 – Distribution of the bottom oxygen concentration (ml/l) at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

When bottom dense flow entering the Bornholm Basin, it turns to the right and then spreads along the island. Due to the fact that the bottom dense inflow is divided into several branches, each of which extends within its horizon, the ventilation of the bottom waters at different depths occurs unequally. The first branch, which is formed to the east of the island from the left part of the inflow, located at depths of more than 70m, spreads on the deepest horizons. Its manifestation is already visible in Fig.3.25a–b. Due to this branch, the bottom layer ventilates at a site localized near the maximum

depth point. Later, the second and third branches are formed, which propagate in layers located at shallower depths and saturate them with oxygen. Whereby, they are farther from the center and therefore longer distances. As a result, ventilation due to these branches occurs more slowly than at the expense of the first. As in the case of the temperature at the cross section of the oxygen distribution in the area of the western slope, the area of dense inflow is distinguished, and below is the thinner layer associated with the propagation of the first branch. Over time, the area representing the dense inflow changes slightly. In the area of the eastern slope appears a oxygen-rich bottom layer, which is the second branch. With time, the thickness of the near-bottom oxygen-rich layer and its rise along the slope increases (Fig. 3.26).

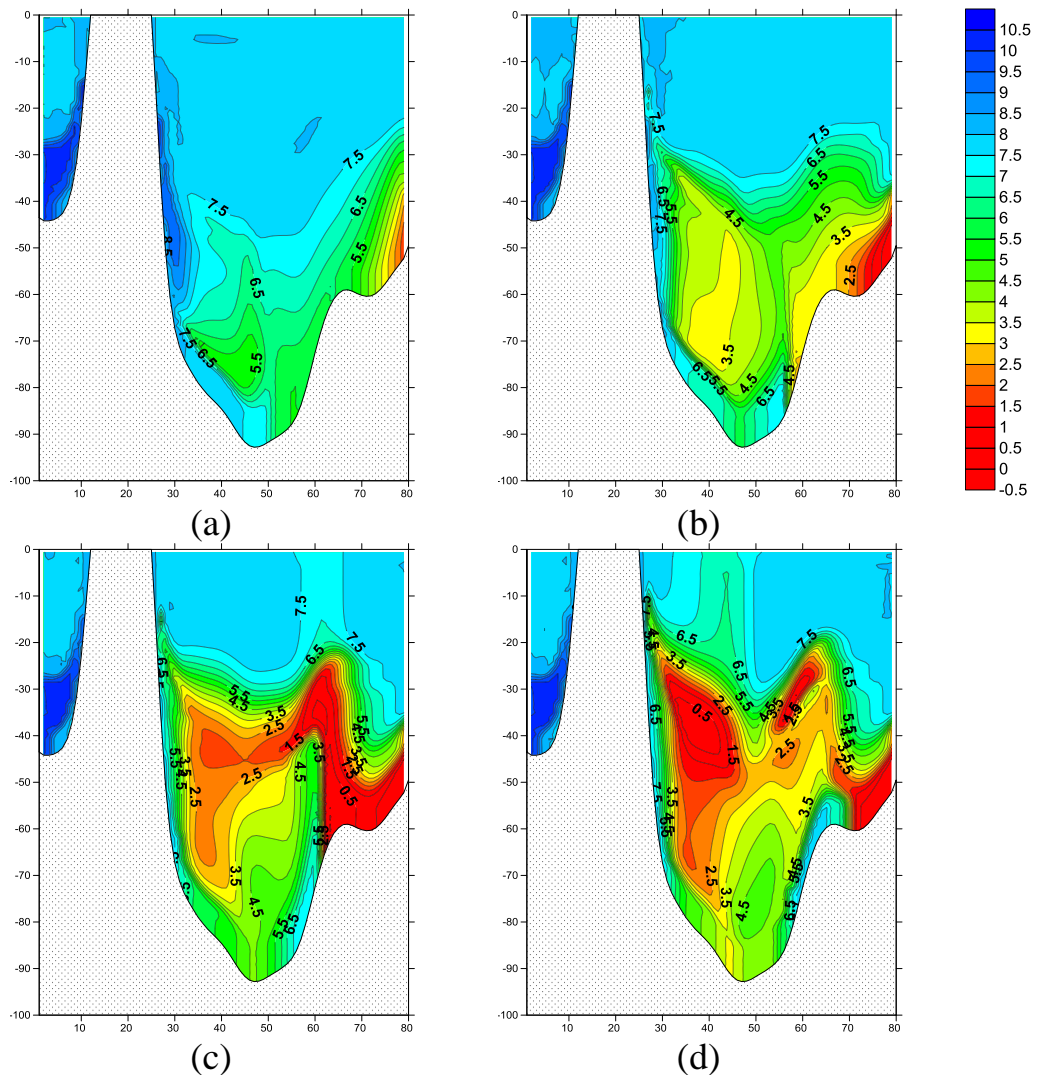


Figure 3.26 – Distribution of oxygen concentration (ml/l) at the cross-section VG at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

At the longitudinal section AB on the southern slope of the hollow, a area saturated with oxygen is well distinguished, which represents the continuation of the first branch of the dense inflow (Fig.3.27a). With time on the same slope near the sea surface, a new oxygenated (oxygen-saturated) region is detected, which is an extension of the next branch (Fig. 3.27c–d).

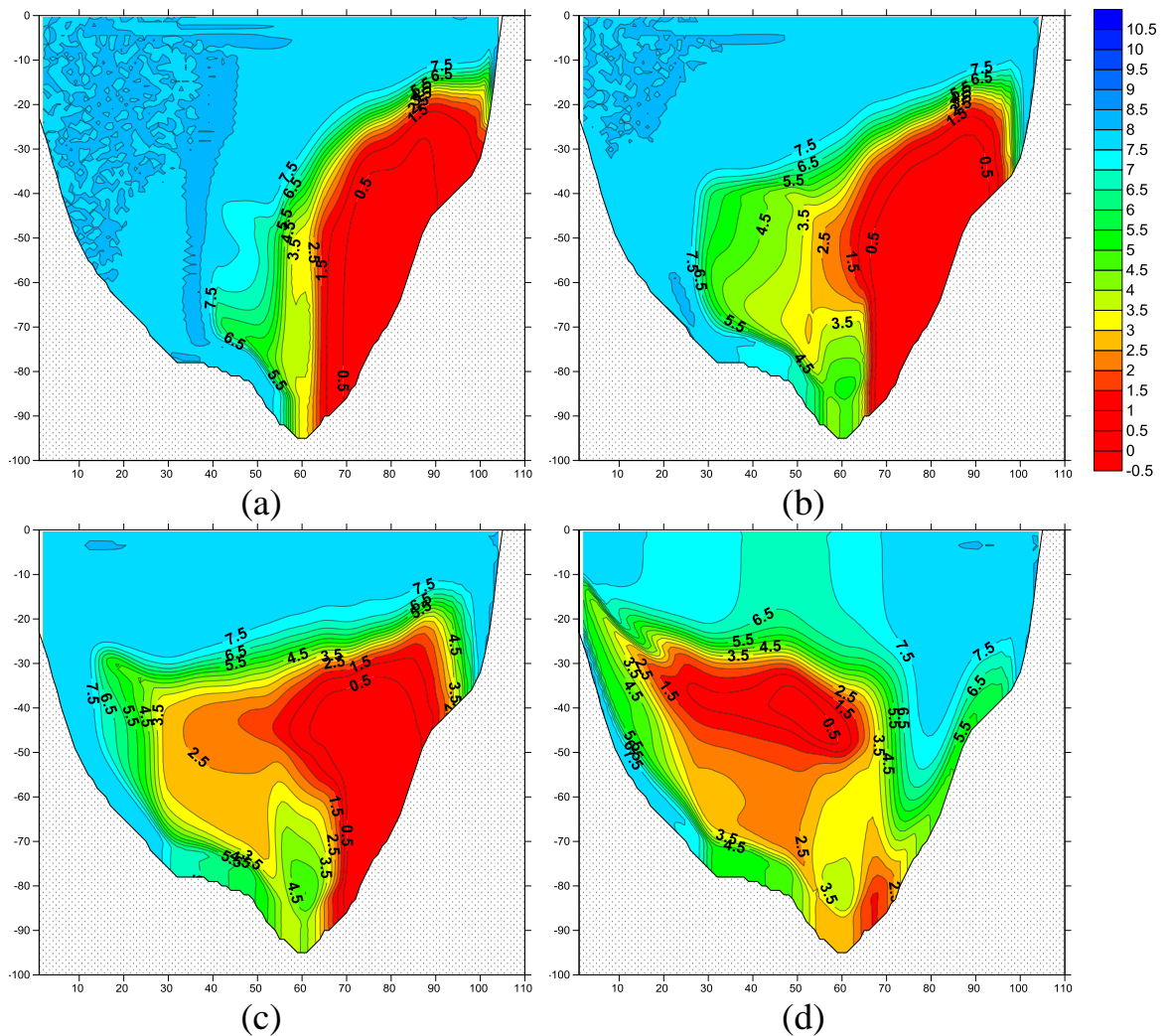
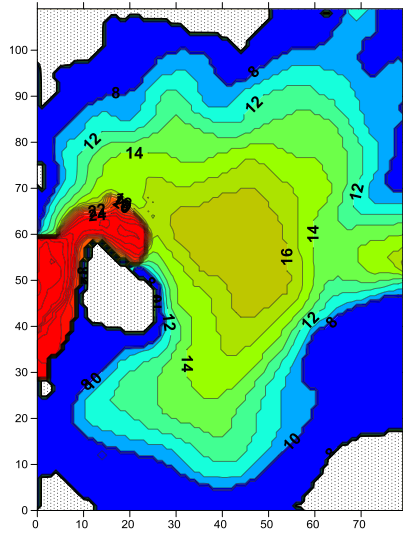


Figure 3.27 – Distribution of the oxygen concentration (ml/l) at the longitudinal section AB at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

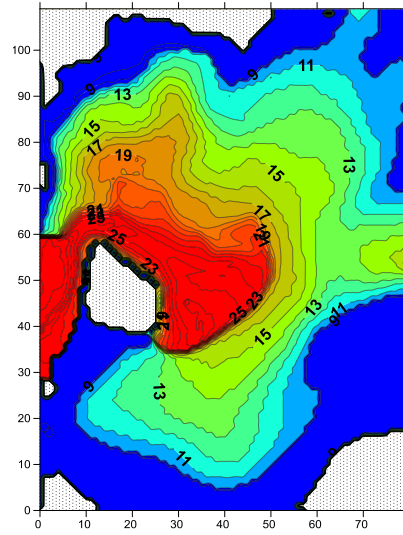
### 3.5 Influence caused by inflows of barotropic currents

In order to account the power influence caused by inflows of barotropic component currents calculations were carried out, wherein the indicated component of

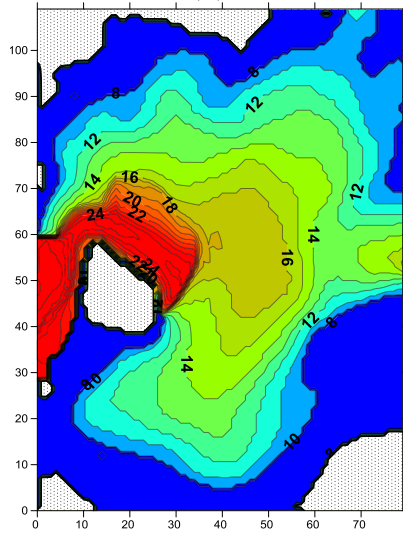
the currents was set equal to zero. Based on the results of calculations, the neglect of the barotropic component currents due to the surge led to a slow velocity of saline water propagation. When comparing the distribution patterns of bottom salinity to the time of 25<sup>th</sup> January 2003, it's shown that when accounting the barotropic component of inflow, the saline water managed to bypass the Bornholm Island and formed the left branch, that's extending around the basin (Fig. 3.28). However, in the case of disregarding this component, the saline water passed barely a half of the way along the coastal contour of the island. At the time of 30<sup>th</sup> January 2003 and 5<sup>th</sup> February 2003, a noticeable difference in the spread at the bottom layer of the bottom water is continued (Fig. 3.28 a–c). This is explained by the fact that from 10<sup>th</sup> January 2003 to 25<sup>th</sup> January 2003, an intensive inflow of North Sea water continued through the Danish Straits. The intensity of inflow reached a maximum on 18<sup>th</sup> January 2003 and decreased to zero on 25<sup>th</sup> January 2003. Thus, the inflow of the North Sea water lasted about 15 days. Afterward, there was a barotropic outflow water continuing for a period of 30 days, it's characterized by lesser velocities comparing to the reverse currents. The maximum values of these currents reached on 10<sup>th</sup> February 2003. The period of water outflow was about 30 days. In addition, it should be noted that in the vicinity of the Bornholm Strait, high velocities of barotropic current arising due to water exchange through the Danish Straits were formed. Until 25<sup>th</sup> January 2003, these specified currents lead to an acceleration of the process propagation of saline water through Bornholm Strait and to an earlier achievement of Bornholm Basin. It explains the results of calculations in the case when the barotropic currents were taken into consideration, the saline water entered much earlier in the Bornholm Basin and, as a result, until 25<sup>th</sup> January 2003, occupied most of the seabed than in the case when these currents were not considered.



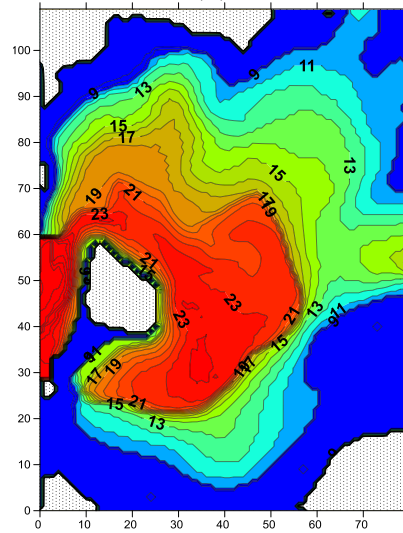
(a)



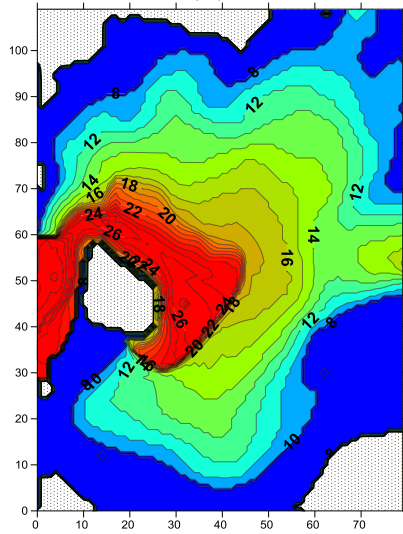
(a)



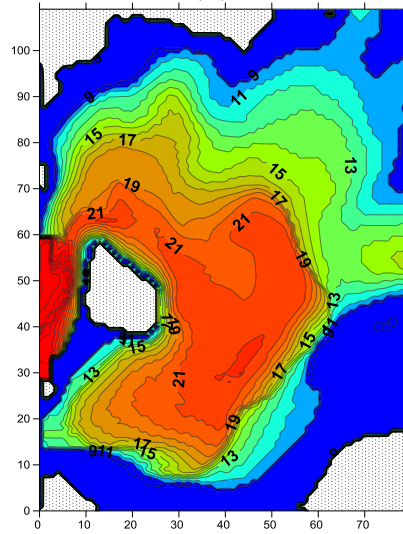
(b)



(b)



(c)



(c)



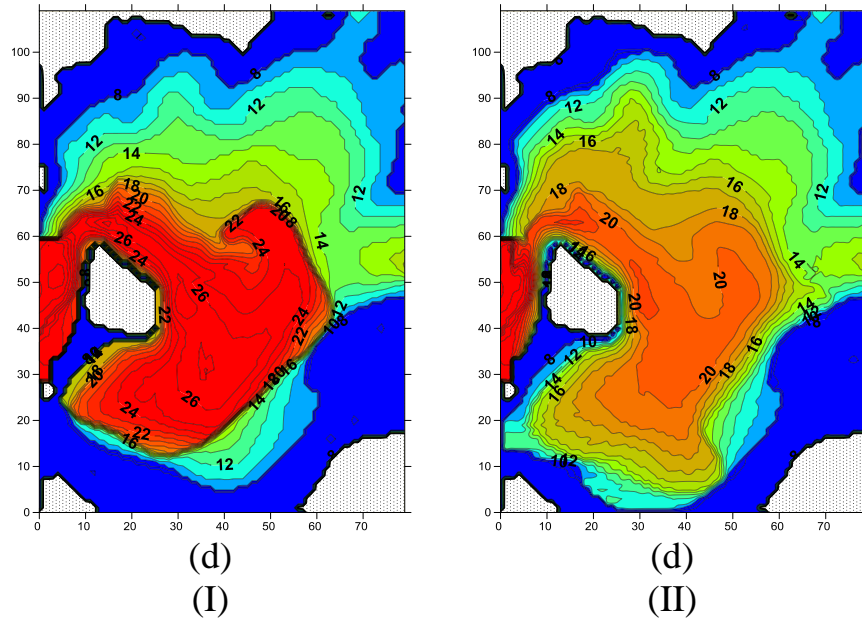
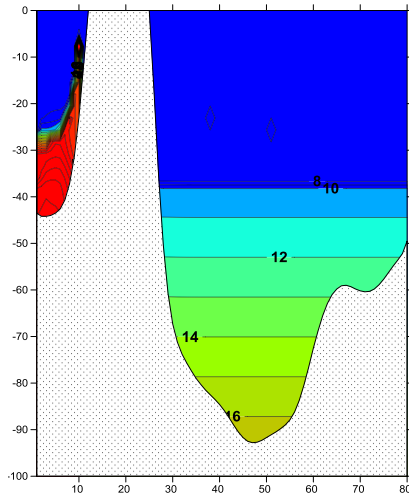
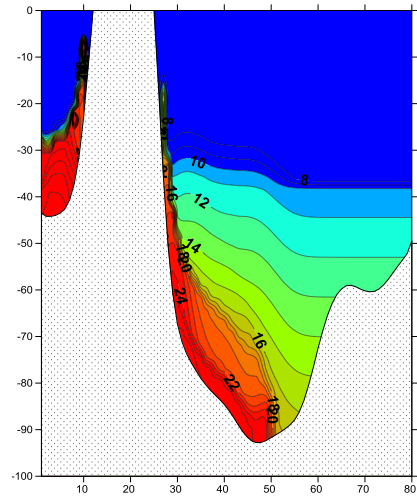


Figure 3.28 – Distribution bottom salinity calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (I) and subject to (II) at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

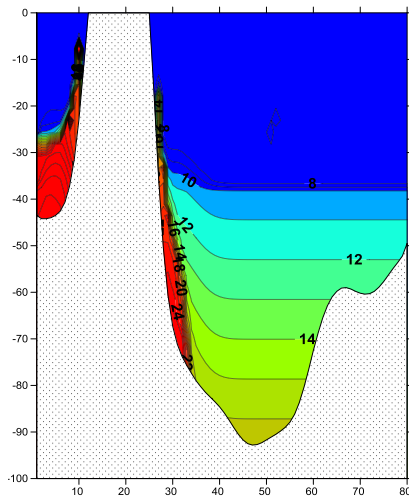
After 25th January 2003, the currents change direction, but firstly, they retain small values and do not have a noticeable effect on the propagation of bottom saline water. Therefore, by 30th January 2003, there would be a noticeable difference in the propagation of bottom saline waters. However, due the velocity attenuation of supplying saline water, which is associated with the change in direction of barotropic current in Bornholm Strait, this marked a decrease in salinity of saline water entering in the Bornholm Basin. This manifested in the lower salinity of the propagating saline water in the basin (Fig. 3.28 b–d). The maximum values of the velocity of the reverse currents reach by February 10th. After that (on 25th February 2003), they disappear. In the case when the influence of barotropic currents was not considered, salinity of entering water through Bornholm Strait maintained higher values. This contributed to the fact that the rate of their propagation became higher in comparison with the incident that the influence of barotropic currents was taken into account. In this case, their propagation area approximated the size of the saline water propagation area, which was obtained while accounting barotropic currents (Fig. 3.28d).



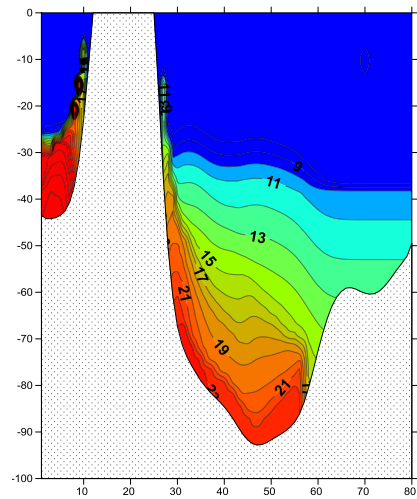
(a)



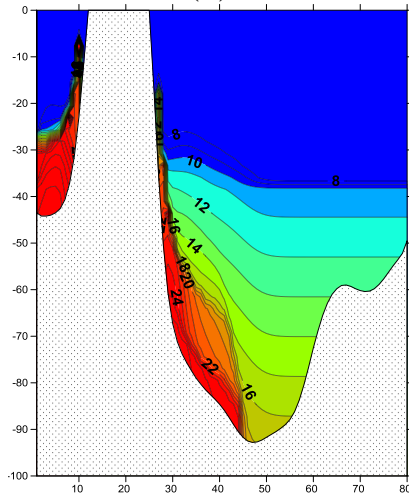
(a)



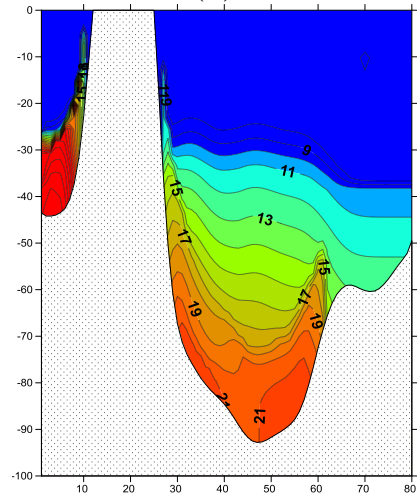
(b)



(b)



(c)



(c)

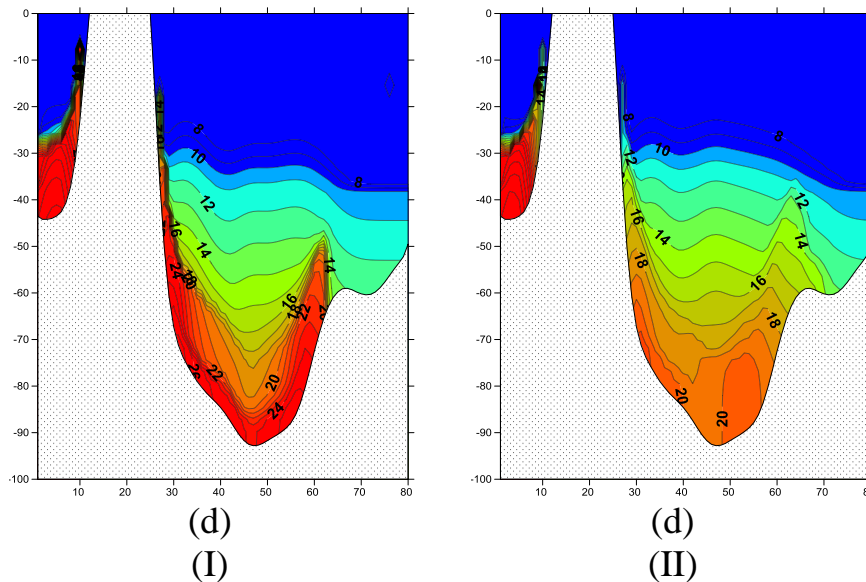
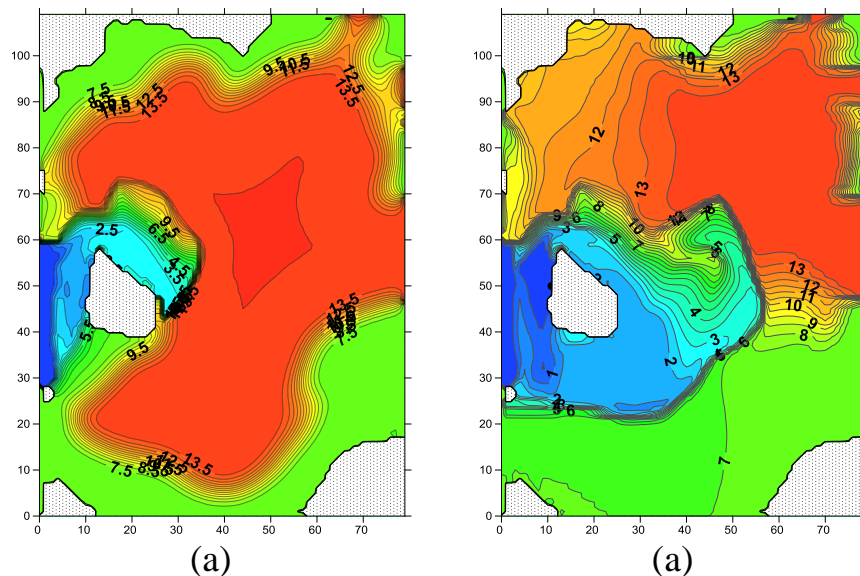


Figure 3.29 – Distribution of salinity at the cross section, calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (I) and subject to (II) at 25<sup>th</sup> January (a), 30<sup>th</sup> January (b), 5<sup>th</sup> February (c), 15<sup>th</sup> February (d)

The difference in the propagation of saline waters calculated, including and excluding the influence of barotropic currents, clearly visible on cross sections (Fig. 3.29). Thus, by 25th February 2003, saline waters are absent on the cross section when barotropic currents were not considered. In an opposite case, a part of the bottom waters reached depths closing to the maximum depth of the basin (Fig. 3.29a). For January 30th and February 5th, the prevalence of the filling rate of the saline water at bottom layer was noted when the influence of barotropic currents was considered. Later, the patterns of the propagation of saline water are smoothing (Fig. 3.29d).

The noted features of barotropic currents influence, including on the propagation of bottom saline water, have determined their influence on the formation of the water temperature field. By calculations, when the effect of barotropic currents is excluded, the process of transformation of the bottom water temperature field occurs more slowly (Fig. 3.30). This is explained by a slower propagation of bottom saline waters. When comparing the results of calculating the distribution of temperature at the bottom layer on January 30th, it's evident that for the case where there is no influence of barotropic currents, the transformation area of the temperature field in the bottom layer is localized in the vicinity of the North-eastern part of the coastline of Bornholm Island. In the

second case, the size of the transformation area is considerably larger, which is due to the greater area of propagation of bottom saline waters. However, hereby, there is an increase of the bottom temperature and outside the area of the bottom water propagation. This can be explained by the counting diffusion arising in numerical approximation heat advection. By 15th February 2003, there's a comparison between sizes of the areas occupied by the incoming saline water. In this case, the water temperature in the area propagation of the bottom water, where the influence of barotropic flows is considered, is closer to the background than when this influence is not considered. This can also be explained by the effect of countable diffusion. The effect of counting diffusion increases with the inclusion advection of barotropic currents covering the entire calculated area. When describing the propagation of bottom waters, current velocities are localized mainly within the dense flow. The absence of currents outside the dense flow contributes to the decrease of counted diffusion. The inclusion of covering the entire area of the barotropic currents leads to an increase of the horizontal exchange caused by countably diffusing of the bottom dense flow with the ambient water.



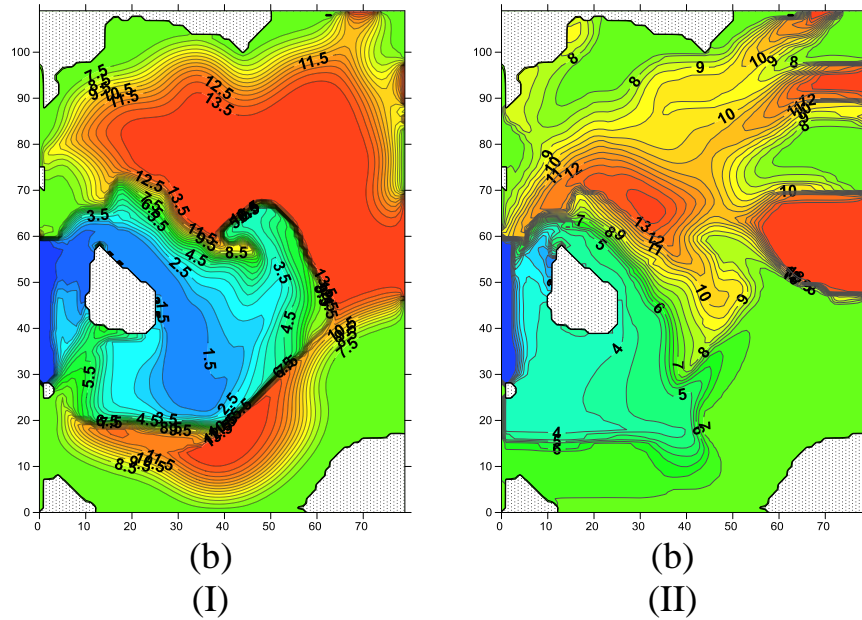
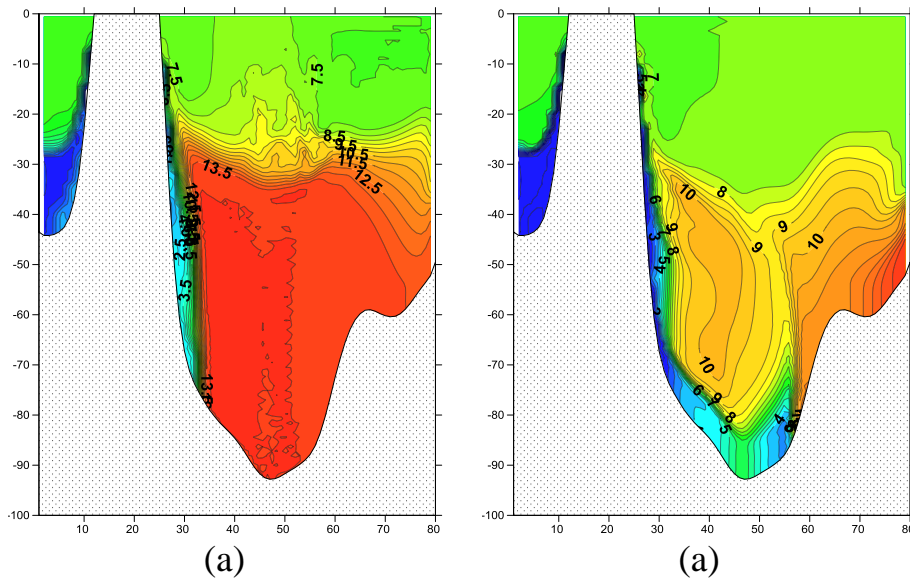


Figure 3.30 – Distribution of bottom temperature, calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (1) and subject to (2) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b).

Features of the water temperature change on cross section were determined by the propagation of colder saline water in comparison with the background entering water through the Bornholm Strait. There's more rapid propagation of the bottom saline water when the influence of the barotropic currents is considered, as well as while accounting the results of the calculation of water temperature transformation (Fig.3.31).



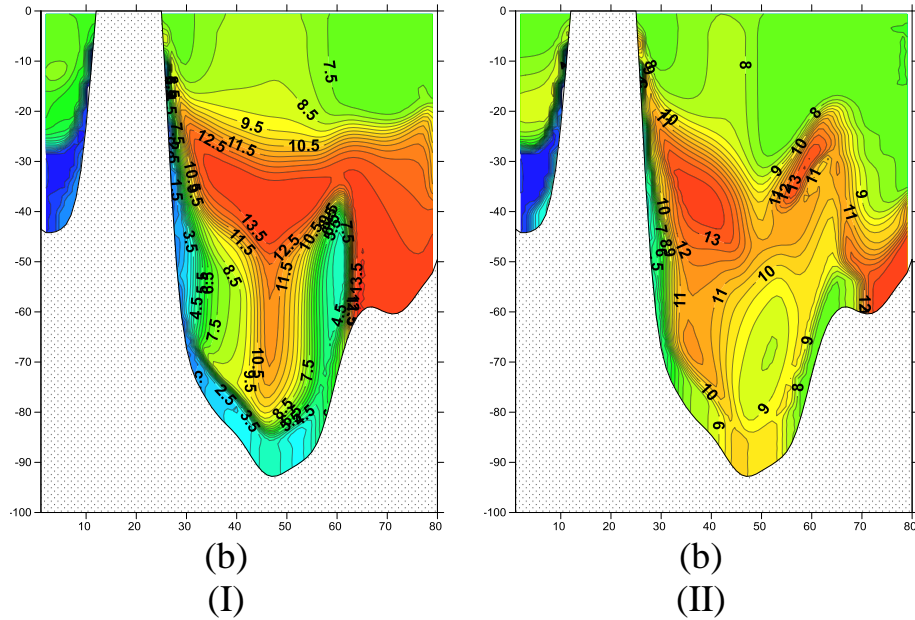


Figure 3.31 – Distribution of water temperature at the cross section, calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (I) and subject to (II) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b).

Thus, by 30th January 2003, when the contribution of runoff currents was taken into account, the water temperature in the bottom layer was lowered not only on the western, but also on the eastern part of the slope basin. At that time, as the calculations without influence of barotropic currents, the water temperature at the bottom became lower only on the western slope to a depth of 80 m. By February 15th, the propagation areas of cold bottom waters become comparable (Figure 3.31b).

In that time, it is possible to note a significant transformation of the water temperature field and in the area removing from entering bottom waters, which is noted in the case when the influence of barotropic currents is taken into account. At the same time, an increased temperature transformation of the incoming bottom water is also noted. The noted change in the water temperature can also be linked to the effect of counting diffusion.

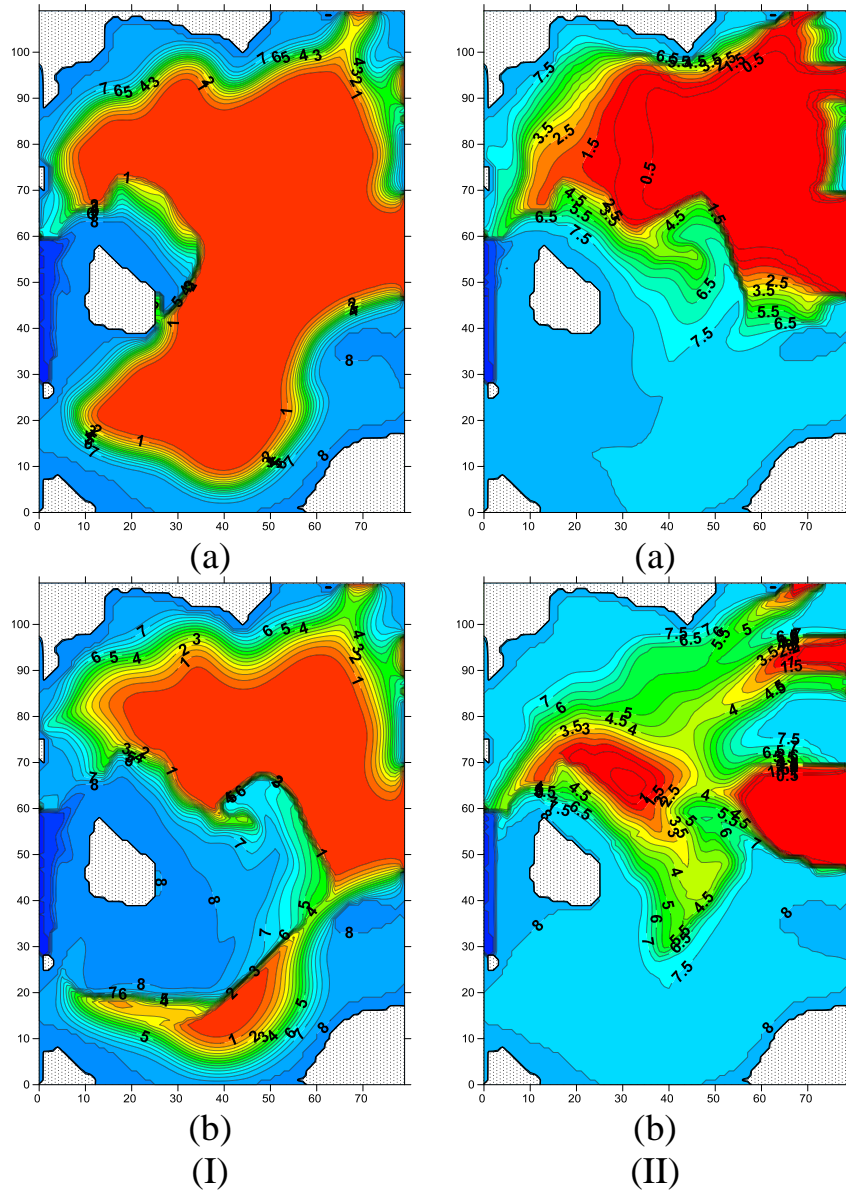


Figure 3.32 – Distribution of the oxygen concentration in the bottom layer, calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (I) and subject to (II) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b).

The influence of barotropic currents on the oxygen content is similar to their influence on temperature (Fig.3.32). The oxygen content does not affect the dynamics of the bottom dense flow, therefore, its transformation occurs as a passive impurity.

The entering water through Bornholm Strait has a high oxygen content (about 10 ml/l), it is significantly greater than the oxygen content in the bottom layer Bornholm Basin (about 0 ml/l) below the depth of 30 m. Spreading in the bottom layer of hollow, this water is a major factor in increasing the oxygen content in the bottom layer of the

basin. Therefore, the area with high oxygen content is formed in the bottom layer expanding in relation to the filling of the basin by the bottom dense flow.

At the same time, the increase the oxygen content in the southwestern part of Bornholm Basin is affected by the oxygen-rich water, which is entering from the Arkona basin through sill due to the barotropic currents. As a result, an increase in oxygen content before there dense flow is marked in the south-western part of the Bornholm Basin (Fig.3.33b–II). When excluding the influence barotropic currents from calculations, the influence of advective flow of oxygen to the oxygen distribution in the southwestern part of the basin is not shown (Fig. 3.33b–I).

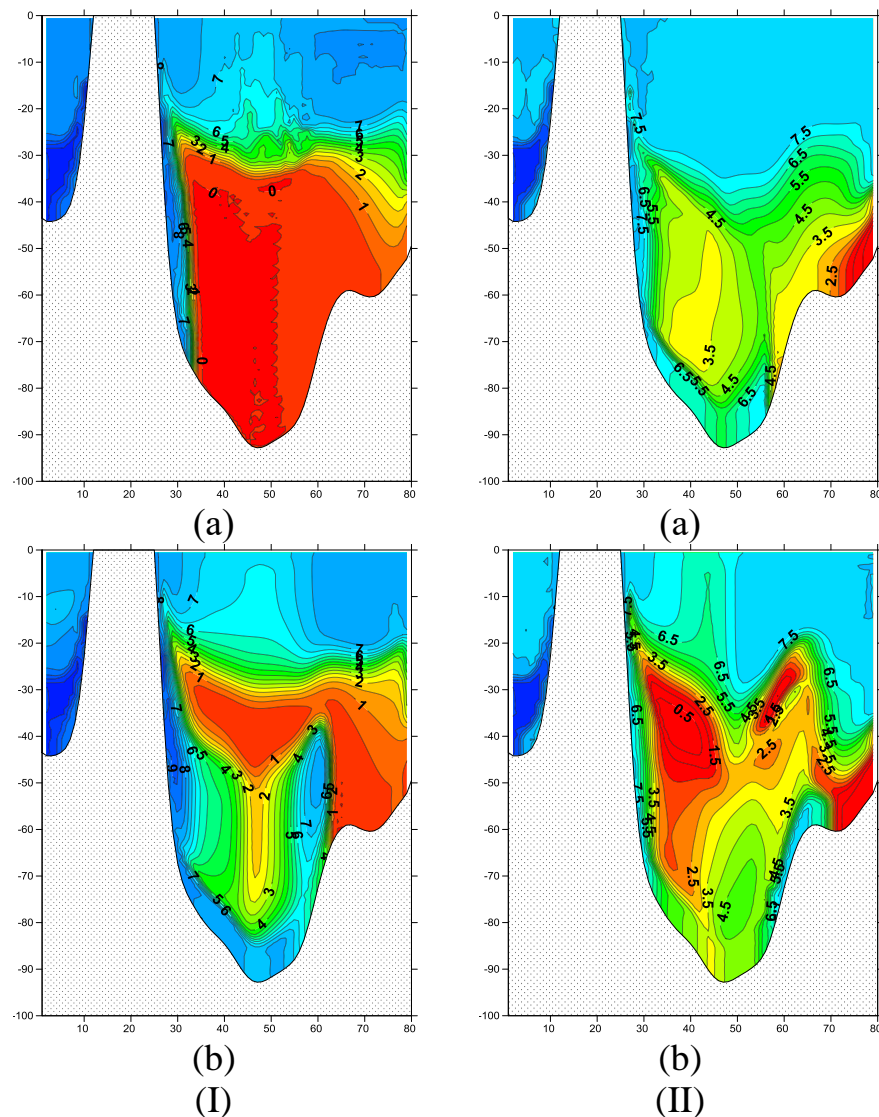
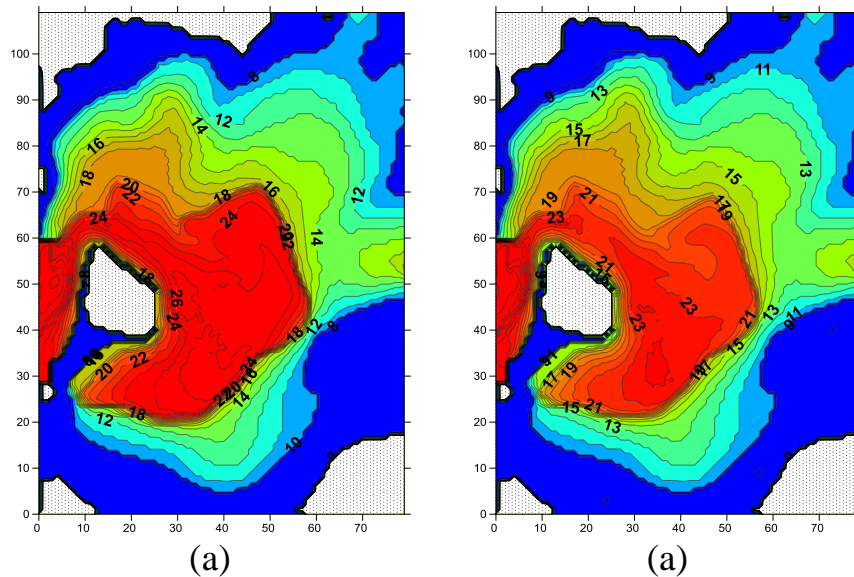


Figure 3.33 – Distribution of the oxygen concentration on the cross section, calculated excluding barotropic velocity component of currents related with inflow (I) and subject to (II) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b)



### 3.6 The influence of vertical stratification of background field salinity on the propagation of entering saline waters

In the presence of a stable vertical stratification in the basin, the spreading bottom dense flow sinking with depth reaches horizons, where the ambient water has a high density. As a result, the amount of excess density water of the dense flow over the density of the ambient water decreases. This leads to a reduction caused by the movement of the bottom dense flow of a pressure gradient. To assess the degree of this factor influence on the dynamics of the dense flow, there were calculations, in which a change in excess density of the bottom dense flow over the density of the ambient fluid was not considered. Based on calculation results, there's an increase in the water density anomaly in the dense flow (Fig.3.34). As a result, the total salinity of the bottom waters was higher.



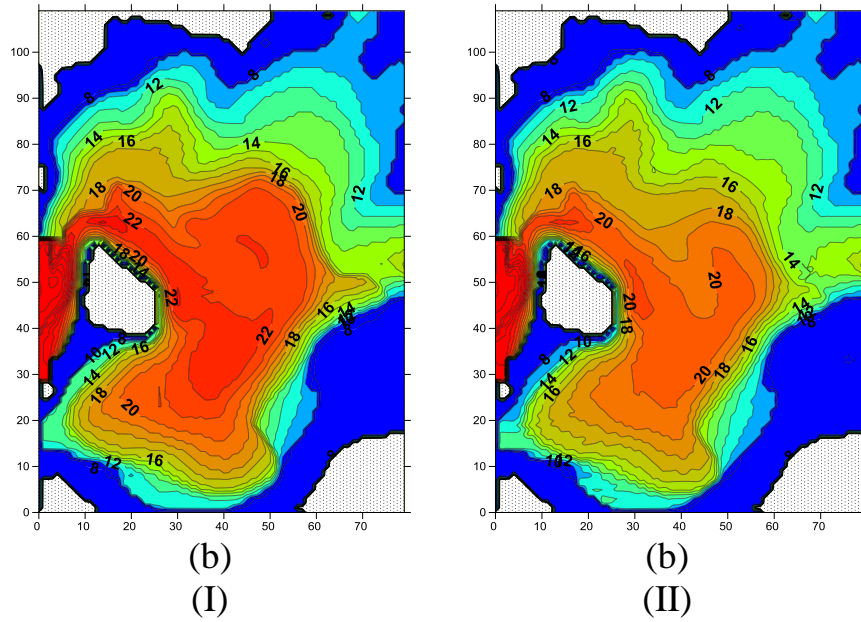
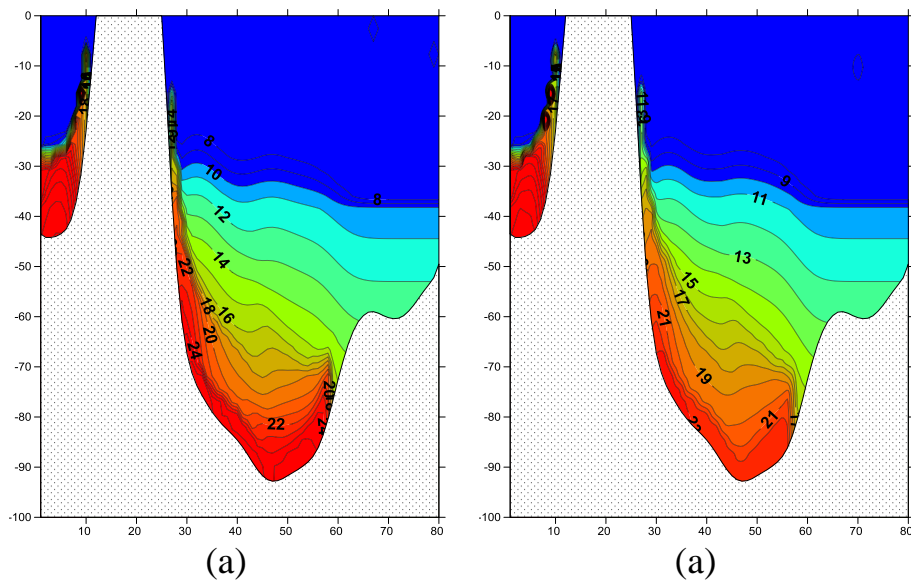


Figure 3.34 – Distribution of the salinity in the bottom layer, calculated with the exception of the influence of background vertical dense stratification (I) and subject to (II) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b).



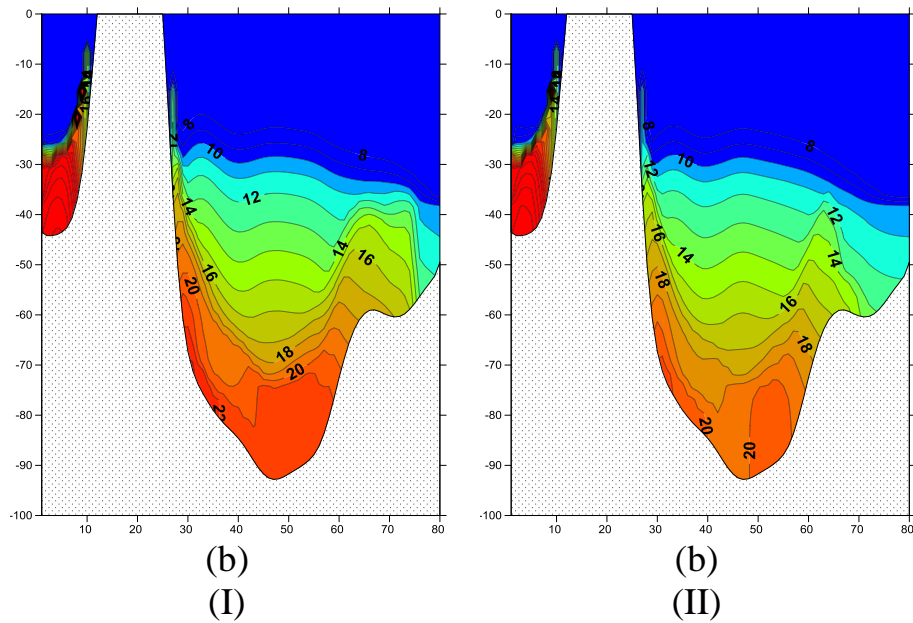
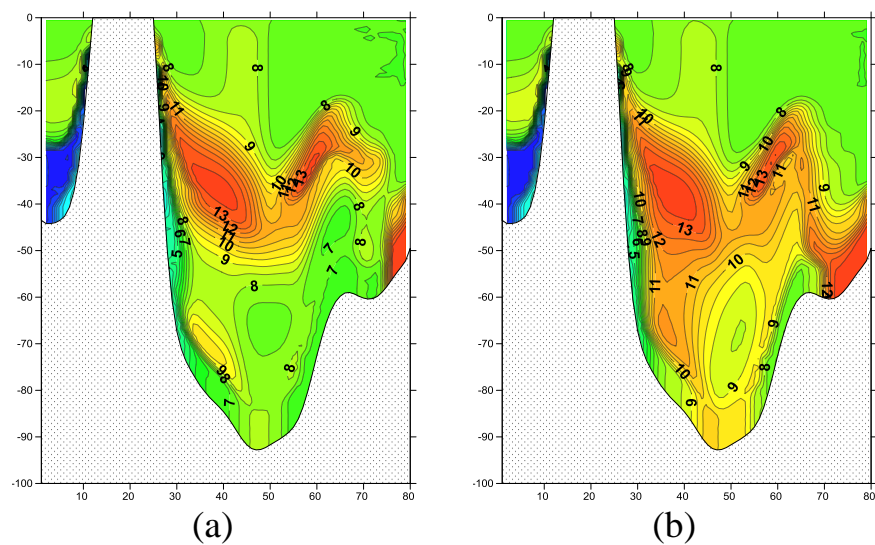


Figure 3.35 – Distribution of the salinity on cross section, calculated with the exception of the influence of background vertical dense stratification (I) and subject to (II) at 30<sup>th</sup> January (a), 15<sup>th</sup> February (b).

As in the process of forming the three-dimensional distribution, the water temperature and the oxygen content behave as a passive impurity, and an estimate of the integral effect of the factor under consideration on the dynamics of the dense flow propagation can be obtained by comparing the associated with its account of changes to field of water temperature and oxygen content.



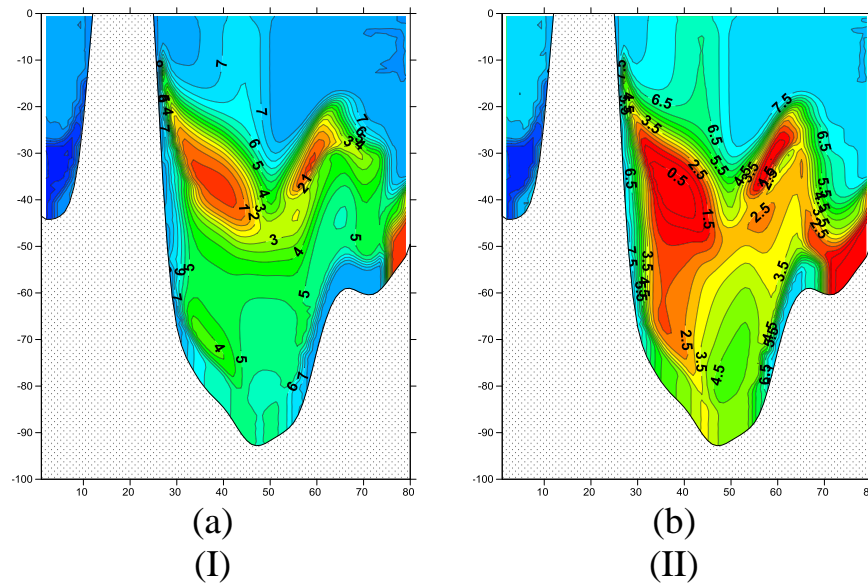


Figure 3.36 - Distribution of temperature water (upper panel) and oxygen concentration (lower panel) on cross section, calculated with the exception of the influence of background vertical dense stratification (I) and subject to (II) at 15<sup>th</sup> February (b).

According to calculations of change in flow dynamics caused by excluding the influence of the background density stratification, there's an increase in water temperature in the layer below 50 m with a maximum value of change of 2.5<sup>0</sup>C. The greatest changes occur in the western part of the basin, where the influence of the dense flow is most noticeable. For the distribution of the oxygen content on cross section, changes are marked, similarly to those noted temperature.

### 3.7 Influence of temperature in the equation of state

In the model, the influence of salinity and temperature was taken into account in the calculations for water density. In order to access the effect of water temperature on the density field and as a result from the dynamics of simulated dense flow, the calculations were made, in which the effect of temperature on the density of sea water was not taken into account. The results of calculations of bottom salinity (Fig. 3.37), salinity (Fig. 3.38), temperature (Fig. 3.39), and the distribution of the oxygen content at the cross section (Fig. 3.40) were compared.

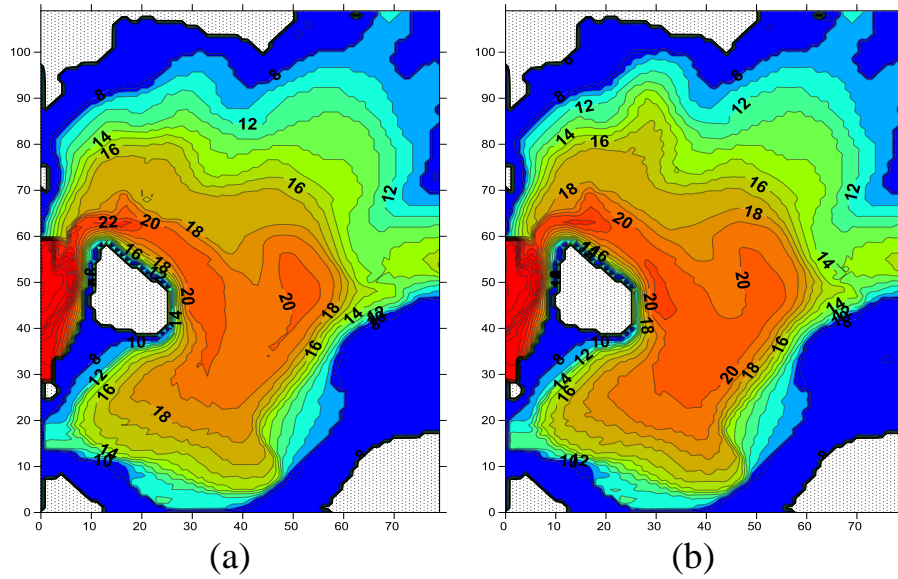


Figure 3.37 - Distribution of bottom salinity of water, calculated with the exception of the influence of sea water temperature in calculating its density (a) and subject to (b) at 15<sup>th</sup> February 2003.

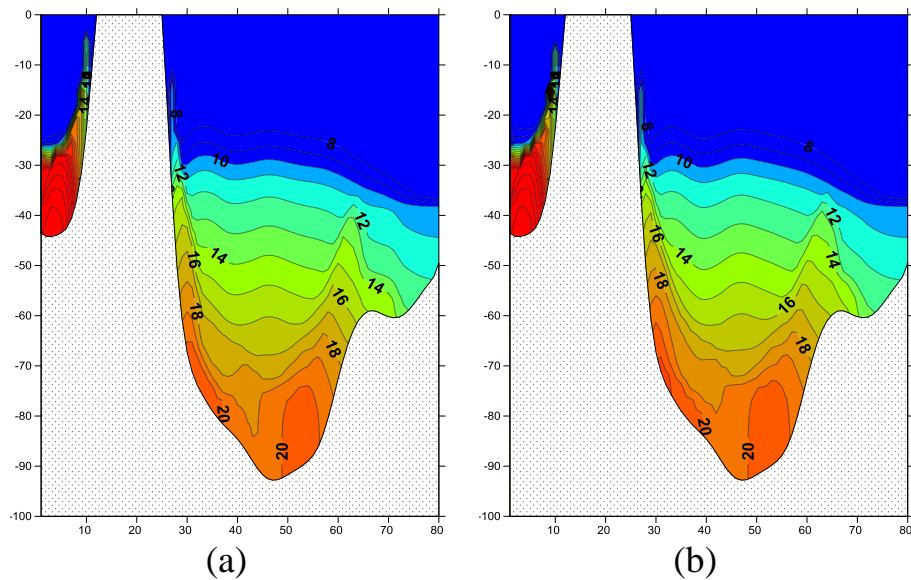


Figure 3.38 - Distribution bottom salinity of water at the cross section, calculated with the exception of the influence of sea water temperature in calculating its density (a) and subject to (b) at 15<sup>th</sup> February 2003.

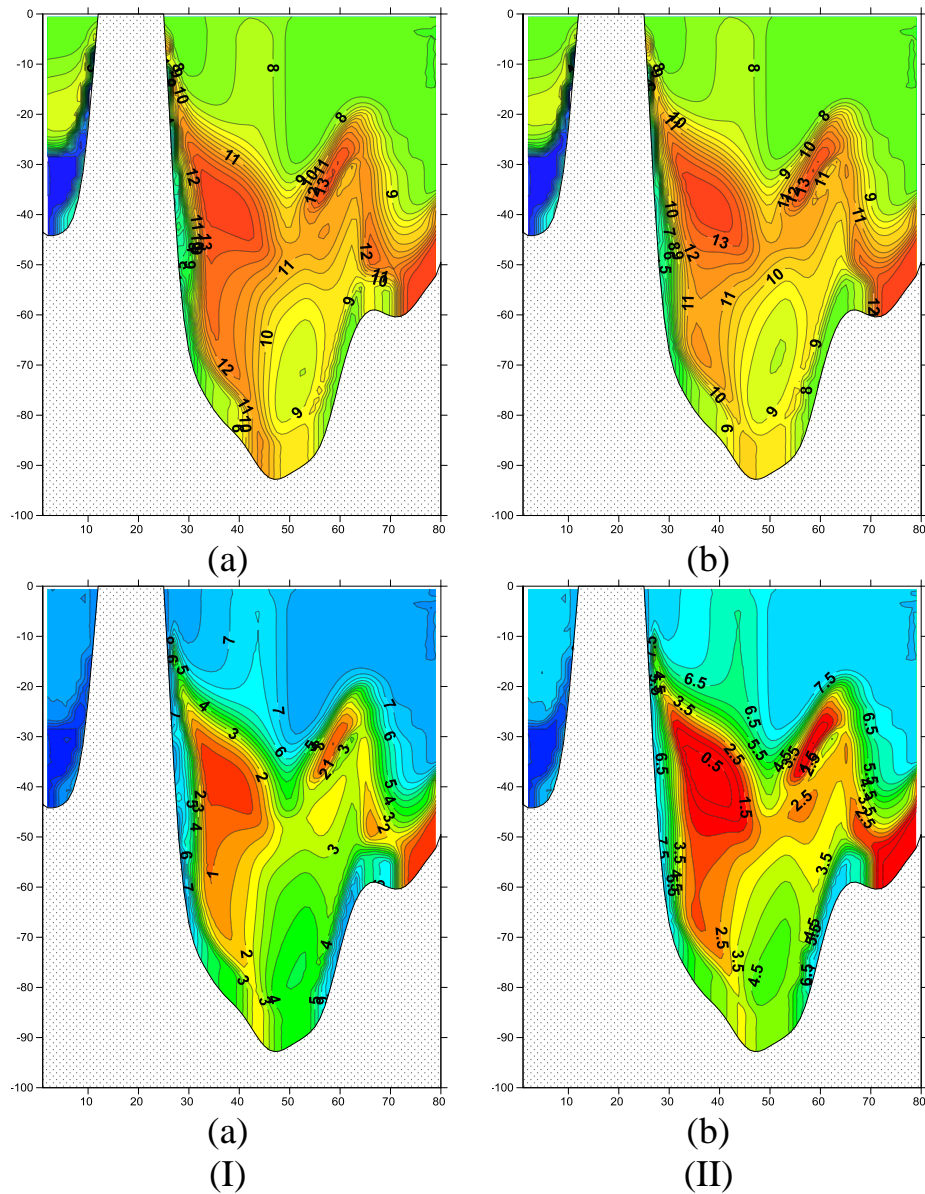


Figure 3.39 - Distribution of water temperature (upper panel) and oxygen concentration (lower panel) at the cross section, calculated with the exception of the influence of sea water temperature in calculating its density (I) and subject to (II) at 15<sup>th</sup> February 2003.

According to the results of the comparison, it can be noted that the excluding of temperature in calculating the water density practically did not affect on the results of calculations of salinity. On the distribution of water temperature and oxygen content marked slight temperature increase (about 1<sup>o</sup>C) and the reduction of oxygen content (1 ml/l). Because the entering water has a lower temperature than the ambient, its accounting increased density excess water of bottom flow that increases its velocity. However, due to the large difference between the salinity of the entering water

and the basin water, the contribution of the temperature to the formation of the density drop and the dynamics of the dense flow were insignificant.

## CONCLUSION

In this dissertation, the model of bottom dense flows was adapted for simulations of the propagation of North Sea waters in the Bornholm Basin during the period of major flows. In the calculation of the propagation of the dense flow, influences of the background salinity distribution on the dynamics of the dense flow, the water's temperature and its density, barotropic currents are formed during inflow through the straits. Equations of vertical currents velocities are obtained during the propagation of the bottom dense flow and their influence on the background salinity field.

The model includes blocks for calculating the transformation of the temperature and oxygen concentration fields in the Bornholm Basin, caused by the inflow of bottom saline water.

Based on the results of calculations, the main features of the propagation bottom dense flow in the Bornholm Basin are identified. Taking note that the dense flow initially propagates in the vicinity of the bottom slope Bornholm Island in the form of a relatively narrow dense flow. With the propagation along the Eastern border area there is width an increases and depth of its left edge. When the left edge of the divergence region of the isobaths, new flow branches is formed, which move along the isobaths around the region of the greatest depths of the basin.

A structure of distribution of bottom vertical currents was formed due to the divergence of bottom Ekman flows. It is shown that after 20 days the area of positive vertical currents drawn in the form of a tape from the island along the 60-70m depth contours, moving to the right side bottom slope of the basin. After 30 days it goes around the whole hollow. As a result, the structure of the distribution of vertical currents, formed under the influence of the bottom baroclinic pumping is a distribution in the central basin and to the right from island region of negative current, and on the periphery of the computational areas is a region of positive vertical current.

The mechanism of formation of the noted structure distribution of baroclinic vertical currents is analyzed as a result of comparison of analogous distributions of



vertical currents due to different components. The result shown that the formation due to the divergence of bottom Ekman flows of bottom vertical baroclinic flows mainly determined by such factors as inhomogeneity of distribution of bottom slope and divergence Ekman flows from the center flow to its lateral boundaries.

It is shown that the influence of the vertical currents be going on level disturbance of the free surface, which leads to the start of barotropic adaptation processes. The result of these processes is the formation of steady sea-level disturbance, barotropic current, barotropic vertical current, resulting from the divergence barotropic Ekman bottom flows. Under the influence arising from the inclination of the bottom level baroclinic pressure gradients in the bottom Ekman layer formed barotropic Ekman flows, divergence (convergence) which leads to the formation barotropic vertical currents. According to calculations, the distribution of the generated barotropic vertical currents is symmetric to the analogous distributions of baroclinic vertical currents, but less than their magnitude.

The addition of the barotropic currents with the dense flow decreases the total flow velocity Also occurs formation a two-layer flow structure.

Based on the results of modeling, the structure of the transformation of the water temperature field in the bottom layer during the propagation of North Sea waters is analyzed.

Analyzed the process of replacement of the bottom horizons of the Bornholm Basin by water with high-oxygen content.

It is shown that under the influence of barotropic currents related with the inflow is a more rapid filling of the Bornholm basin by saline bottom water, which leads to a decrease of bottom temperature and ventilation of the bottom waters of the basin.

The influence of the contribution of the vertical inhomogeneity of the background field salinity to the dynamics of the propagation of the bottom dense flow is estimated.

It is shown that considering the effect of water temperature in density calculations does not have a significant effect on the propagation characteristics of bottom saline water in the basin.

Comparison of calculation results with the corresponding observational data made it possible to note that the model reproduces all the main features of the simulated processes.

## REFERENCES

1. Antonov A.E. Lagre-scale variability hydrometeorological mode Baltic Sea and its impact on fisheries.–L.;Gidrometeoizdat 1987. – 248p.
2. Arfken, G. Matematicheskie methods in physics, 1970. Atomizdat. M.– 712p.
3. Brozin, Kh.U., Kremzer, U., Matheous, V. Features and variability of the hydrophysical fields of the Baltic Sea // Studies on the dynamics of the Baltic Sea – 1977. – p. 5–67.
4. Vladimirova O. M., Lukyanov,V. Podrezova, N. And, Tsarev V. A., propagation characteristics of bottom waters in the Central part of the Baltic sea // scientific notes of Russian state hydrometeorological University. 2014, N 35. p. 31-41.
5. Gill A. Dynamics of the atmosphere and ocean. M.:Mir. 1986,vol. 1, 396p.
6. Golovin, P.N. The efficiency of Cascadia over the continental slope from the Northern lands in the Laptev sea and its possible contribution to ventilation water in the basin Nansen. 2007. Vol.47. N. 1. p. 42-50.
7. Dinh, N.H. Modeling the distribution of bottom salt water in the Bornholm Basin// Collection of the Young Scientific Conference “Integrated Studies of the Seas of Russia” Sevastopol, - 2016.-p. 54-58.
8. Zhmur V.V., Nazarenko, D.V., V.M. Prostokishin The movement of a finite volume of heavy fluid in the bottom layer of the ocean, sloping bottom: Preprint, vol. 1. Dolgoprudny, MIPT, 1994. 40p.
9. Zakharchuk, E.A., Tikhonova N.A., Fuchs V.R. Free low-frequency waves in the Baltic Sea//Meteorology and hydrology - 2004. - № 11 - p. 53-64.
10. Zatsepin A.G., Kostyanoi A.G., Shapiro G.I. Slow propagating of a viscous liquid on a solid surface//Oceanology. 1982. V265. N1. p. 193-195.
11. Ivanov V.V. Observation of cascading on the shelf and continental slope of the Franz Joseph Land//Problems of the Arctic.Oceanography and sea ice. M: Paulsen publ.,2011. p. 169-177.
12. Studies of the Baltic sea ecosystem. Vol.1-2/edited by A. B. Zyban.-L.; Gidrometeoizdat. 1981. 196p.

13. Kravets A.G., The Tides and their modeling in the White sea / White sea. Arkhangelsk. 1981. p.36-38.
14. Krauss, V. Internal waves -Leningrad. Gidrometeoizdat. 1968, 272 p.
15. Kulikov, E.A., Medvedev, I.P., Kotterman, K.P. The role of barotropic water exchange in the formation of the Baltic Sea level oscillation spectrum //Okeanologiya, 2015. Vol.55, No.1. p.5-15
16. Monin A.S., Kamenkovich V. M., Kort V. G. Variability of the World Ocean. L. Gidrometeoizdat. 1974. 362 p.
17. Pedloski, J. // Geophysical hydrodynamics - M., Mir., 1984, 398 p.
18. Plakhin E.A. Hydrology of the Mediterranean Seas. - L.: Gidrometeoizdat, 1989. – 264p.
19. Podrezova, N.A. Tsarev, V.A. Effects of non-hydrostatic in the formation of the pressure distribution in the vicinity of the density of the lens//Scientific notes of RSHU. 2013. N 29. p.131-137.
20. The project "The Seas of the USSR". Hydrometeorology and hydrochemistry of the USSR seas. Volume III - The Baltic Sea. Issue I. Hydrometeorological conditions. Edited by F.S. Terzieva, V.A. Rozhkova, A.I. Smirnova. St. Petersburg. Gidrometeoizdat. 1992
21. Samolyubov, B.I., "Bottom stratified currents"– Moscow: Nauch. Mir, 1999. 435p.
22. Solyankin E.V., Zozulya S.A., Crowin A.S., Maslennikov, V.V., Thermohaline structure and dynamics of waters of the White sea in summer 1991//Complex research of the ecosystem of the White sea. M.: VNIRO, 1994. p.8-25.
23. Sustavov, Yu.V. General characteristics of the main factors that form the variability of the processes of the Baltic Sea //Problems of research and mathematical modeling of the Baltic Sea ecosystem. International project "Baltika". Issue. 2. L. : Gidrometeoizdat. 1984. p.42-46.
24. Sustavov, Yu.V., Mikhailov A.E. Large-scale variability of the thermal-salt regime in the zone affected by water exchange processes //Problems of research and

- mathematical modeling of the eco-system of the Baltic Sea. International project "Baltika". Issue. 2. L.: Gidrometeoizdat. 1984. p. 46-53.
25. Turner J. The effects of buoyancy in liquids. Mir. Moscow. 1977. 431.
  26. Tsarev, V.A. Theory and calculations of the propagation of bottom waters in the sea - St. Petersburg: Izd. RSHU, 2001, -60 p.
  27. Chubarenko, I. P. Horizontal convection above the underwater slopes//Kaliningrad: Terra Baltica, 2010b. 256 . ISBN-978-5-98777-050-4.
  28. Alenius, P., Myrberg, K., and Nekrasov, A. (1998) The physical oceanography of the Gulf of Finland: A review. *Boreal Environment Research*, 3(2), 97–125.
  29. Alenius, P., Nekrasov, A., and Myrberg, K. (2003) The baroclinic Rossby–radius in the Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*, 23, 563–573.
  30. Alford, M. and Pinkel, R. (2000) Patterns of turbulent and double diffusive phenomena: Observations from a rapidly profiling conductivity probe. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 833–854.
  31. Andrejev, O., Myrberg, K., Mälkki, P., and Perttilä, M. (2002) Three–dimensional modelling of the Baltic main inflow in 1993. *Environmental and Chemical Physics*, 24(3), 121–126.
  32. Andrejev, O., Myrberg, K., and Lundberg, P. A. (2004b) Age and renewal time of water masses in a semi–enclosed basin: Application to the Gulf of Finland. *Tellus*, 56A, 548–558.
  33. Arneborg, A., Fiekas, V., Umlauf, L., Burchard, H., 2006, Gravity current dynamics and entrainment – a process study based on observations in the Arkona Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, (submitted).
  34. Backhaus, J.O., Fohrmann, H., Kämpf, J. and Rubino, A. (1997) ‘Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas – process studies of oceanic Convection’, *ICES Journal of Marine Science*, 54, 366–382.
  35. Baines, P.G. and Condie, S. (1998) ‘Observations and Modelling of Antarctic Downslope Flows: A Review’ in *Ocean, ice and atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarctic Research Series, 75, 29–49.

36. Benjamin, T.B. Gravity currents and related phenomena // *J. Fluid Mech.* 1968. V. 31. P.209–248.
37. Bruce, J.G. Eddies southwest of Denmark Strait.// *J.Mar.Res.* 1995. V.53. P.897–928.
38. Burchard, H., Bolding, K., 2002, GETM – a general estuarine transport model. Scientific documentation, European Commiss., Tech. Rep. EUR 20253 EN, 157 pp.
39. Burchard, H., Lass, H.–U., Mohrholtz, V., Umlauf, L., Sellschopp, J., Fiekas, V., Bolding, K., and Arneborg, L. (2005) Dynamics of medium–intensity dense water plumes in the Arkona Basin, Western Baltic Sea. *Ocean Dynamics*, 55(5/6), 391–402.
40. Dahlin, H., Fonselius, S., and Sjöberg, B. (1993) The changes of the hydrographic conditions in the Baltic proper due to 1993 major inflow to the Baltic Sea. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:58, 15 pp.
41. Dembo, D. W., Skylingstad, E.D. An ocean large–eddy simulation model with application in the Greenland sea // *J.Geoph. Res.* 1996.V. 101, № C1, P.1095–1110.
42. Elken, J. (1994) Numerical study of fronts between the Baltic sub–basins. Proceedings of the 19th Conference of the Baltic Sea Oceanographers, Sopot, Vol. 1, pp. 438–446.
43. Elken, J. (1996) Deep Water Overflow, Circulation and Vertical Exchange in the Baltic Proper. Estonian Marine Institute, Report Series 6, pp. 1–91, Tallinn, Estonia.
44. Elken, J., Raudsepp, U., and Lips, U. (2003) On the estuarine transport reversal in deep layers of the Gulf of Finland. *Journal of Sea Research*, 49, 267–274.
45. Elken, J., Mälkki, P., Alenius, P., and Stipa, T. (2006) Large halocline variations in the Northern Baltic Proper and associated meso– and basin–scale processes. *Oceanologia*, 48(S), 91–117.
46. Elken, J. and Matthäus, W. (2008) Physical system description, Annex A1. In: The BACC Author Team (eds.), *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer– Verlag, Berlin, pp. 379–386.
47. Feistel, R., Nausch, G., Matth, W., Hagen, E. Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003//*Oceanologia*,– 2003.– 45,– P. 623–642.

48. Feistel, R., Nausch, G., Mohrholz, V., Lysiak–Pastuszek E., Seifert T., Matthäus W., Krüger S., Sehested Hansen I., 2003c, Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper, //Oceanologia, 45, 571–592, [<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis1.pdf>].
49. Feistel, R., Nausch, G., Heene, T., Piechura, J., Hagen, E., 2004a, Evidence for a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003 //Oceanologia, 46 (4), 581–598, [<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/464feist.pdf>].
50. Feistel, R., Nausch, G., Matthäus, W., Lysiak–Pastuszek, E., Seifert, T., Sehested Hansen, I., Mohrholz, V., Krüger, S., Buch, E., Hagen, E., 2004b, Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002, Meereswiss. Ber., 58, 1–58, : [[http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58\\_2004\\_paper.pdf](http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58_2004_paper.pdf)].
51. Feistel, R., Nausch, G., Hagen, E., 2006, Unusual inflow activity in 2002–2003 and varying deep–water properties //Oceanologia, 48 (S), 21–35, (this issue).
52. Fennel, W., Seifert, T., and Kayser, B. (1991) Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea. Continental Shelf Research, 11(1), 23–36.
53. Fonselius, S. (1981) Oxygen and hydrogen sulphide conditions in the Baltic Sea. Marine Pollution Bulletin, 12, 187–194
54. Fonselius, S. (1969) Hydrography of the Baltic Sea deep basins III. Fishery Board of Sweden, Series Hydrography, 23, 1–97.
55. Griffiths, A. Gravity currents in rotating systems. Ann.Rev.Fluid Mech. 1986. 18, 59–89.
56. Gustafsson, B. G. and Andersson, H. C. (2001) Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. Journal of Geophysical Research, 106(C9), 19731–19744.
57. Hagen, E. and Feistel, R. (2001) Propagating of Baltic deep water: A case study for the winter 1997–1998. In: W. Matthäus and G. Nausch (eds.), The Hydrographic–chemical State of the Western and Central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s (Marine Science Report No. 45, pp.99–133). Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany.

58. Harvey, L. Polar boundary layer plumes and bottom water formation: a missing element in ocean general circulation models// J. Geoph. Res. 1996.V.101. P. 10799–20808
59. Håkansson, B., Broman, B., and Dahlin, H. (1993) The flow of water and salt in the Sound during the Baltic major inflow event in January 1993. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:57, 26 pp.
60. Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.M., Golovin, P.N. Cascades of dense water around the World Ocean // Progress in Oceanography. 2004. Vol. 60. P. 47–98.
61. Ivanov, V.V., Shapiro, G.I. Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // Deep Sea Research. 2005. Part I. Vol. 52. P. 1699–1717.
62. Ivanov, V.V., Golovin, P.N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf //2007. Journal of Geoph. Res.V.112, C09003. P. 1–15.
63. Ivanov, V., P.Maslov, Ye. Aksenov, A. Coward, Shelf–Basin Exchange in the Laptev Sea in the Warming Climate: a model study, Geophys. Astrophys. Fluid Dyn., 2015, 1–26.
64. Jakobsen, F. (1995) The major inflow to the Baltic Sea during 1993. Journal of Marine Systems, 6, 227–240.
65. Kamenkovich, V. M., Koshlyakov, M. N., and Monin, A. S. (eds.) (1986) Synoptic Eddies in the Ocean. D. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 433 pp.
66. Killworth, P. D. On motion of isolated lenses on beta–plane. // J. Phys. Oceanogr. 1983. V.13. P.368–376
67. Killworth, P.D. ‘Deep convection in the world ocean’, *Reviews of Geophysics and Space Physics*1983, 21 (1), 1–26.
68. Kleine, E. (1993) Numerical simulation of the recent (1993) major Baltic inflow. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:48, 12 pp.
69. Kouts, T, Omstedt, A. Deepwater exchange in the Baltic proper. 1993. Tellus. V.45A. P.311–324



70. Kouts, T. (1999) Processes of deep water renewal in the Baltic Sea. *Dissertationes Geophysicales Universitatis Tartuensis*, 10, 50 pp. + 7 articles (Ph.D. thesis).
71. Krauss, W. and Brügge, B. (1991) Wind-produced water exchange between deep basins of the Baltic Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 373–384.
72. Kuzmina, N., Rudels, B., Stipa, T., and Zhurbas, V. (2005) The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions. *Journal of Physical Oceanography*, 35, 1120–1136.
73. Kuzmina N., Zhurbas, V., Rudels B., Stipa T. The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions. // *J. Phys. Oceanogr.* – 2005. – Vol. 35. – № 6. – P. 1120–1137.
74. Lane-Serf, G.F., Baines, P.G., Gregory, F. Eddy formation by dense flows on slopes in a rotating fluid. // *J. Fluid Mech.* 1997. V.363. P.229–252.
75. Lass, H.U. and Matthäus, W. (1996) On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. *Tellus*, 48A(5), 663–671.
76. Lass, H.U., Mohrholtz, V., Seifert, T., 2001. On the dynamics of the Pomeranian Bight. *Cont. Shelf Res.* 21 (11–12), 1237–1261.
77. Lass, H.U. and Mohrholtz, V. (2003) On the dynamics and mixing of inflowing saltwater in the Arkona Sea. *Journal of Geophysical Research*, 108(C2), 24/1–24/15.
78. Lass, H.U., Prandke, H., and Liljebladh, B. (2003a). Dissipation in the Baltic proper during winter stratification. *Journal of Geophysical Research*, 108(C6), 3187.
79. Lass, H.U., Mohrholtz V., and Seifert, T. (2005). On pathways and residence time of saltwater plumes in the Arkona Sea. *Journal of Geophysical Research*, 110, C11019 (1–24).
80. Launiainen, J. and Vihma, T. (1990) Meteorological, ice and water exchange conditions. In: *Second Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, 1984–1988: Background document. Baltic Sea Environment Proceedings*, 35B, 22–33.

81. Lehmann, A. (1992) Ein dreidimensionales wirbeauflösendes Modell der Ostsee [A three-dimensional eddy-resolving model of the Baltic Sea]. Berichte aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel, 231, 104 (Ph.D. thesis).
82. Lehmann, A. (1993) The major Baltic inflow in November/December 1951: A model simulation. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:48, 7 pp.
83. Lehmann, A. (1994a) The major Baltic inflow in 1993: A numerical model simulation. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1994/Q:9, 17 pp.
84. Lehmann, A. (1994b) A model study of major Baltic inflows. Proceedings of the 19<sup>th</sup> Conference of the Baltic Oceanographers, Sopot, August 29–September 1, 1994, Vol. 1, pp. 410–421.
85. Lehmann, A. (1995) A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, 47A, 1013–1031.
86. Lehmann, A., Lorenz, P., and Jacob, D. (2004) Modelling the exceptional Baltic Sea inflow events in 2002–2003. *Geophysical Research Letters*, 31(21)
87. Leppäranta, M. and Myrberg, K. (2009) *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer-Praxis, Chichester, UK.
88. Liljebladh, B. and Stigebrandt, A. (1996) Observations of the deepwater flow into the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*, 101(C4), 8895–8911.
89. Maagard, L., Krauss, W. Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kiel. Meeresforsch*, 22, 1966. p. 155–162.
90. Marshall, J., Hill, C., Perelman, L., Adcroft, A. // Hydrostatic, quasi-hydrostatic and nonhydrostatic ocean modeling. *Journal of Geophysical research*, 1997, v.102, N C3, March 15, P. 5733–5752.
91. Martin, H., Lars, A. Oxygen survey in the Baltic Sea time series 1960 – 2015 // *Report Oceanography – 2015. – No. 53, SMHI, – p. 18–19.*
92. Matthäus, W. and Franck, H. (1990) The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 99, 377–386 (Leipzig).
93. Matthäus, W., Franck, H. Characteristics of major Baltic inflows: A statistical analysis. *Continental Shelf Research*, 12, 1992, pp.1375–1400

94. Matthäus, W. (1993) Major inflows of highly saline water into the Baltic Sea: A review. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:52, 16 pp.
95. Matthäus, W., Lass, H.U., and Tiesel, R. (1993) The major Baltic inflow in 1993. ICES Statutory Meeting, Paper C.M. 1993/C:51, 16 pp.
96. Matthäus, W. and Schinke, H. (1994) Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 46, 321–339.
97. Matthäus, W. and Lass, H.U. (1995) The recent salt inflow into the Baltic Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 280–286.
98. Matthäus, W. and Schinke, H. (1999) The influence of river runoff on deep water conditions of the Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 393(1), 1–10.
99. Matthäus, W. (2006) The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea: From the early beginning to recent results. *Marine Science Reports*, 95 (Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany).
100. Meier, H. E. M. (1996) Ein regionales Modell der westlichen Ostsee mit offenen Randbedingungen und Datenassimilation [A regional model for the the western Baltic Sea with open boundary conditions and data-assimilation]. *Berichte aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel*, 284, 118 pp. (Ph.D. thesis).
101. Meier, H. E. M., Döscher, R., Faxen, T. (2003) A multiprocessor coupled ice–ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflows. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8), 3273.
102. Meier, H. E. M. and Kauker, F. (2003a). Sensitivity of the Baltic Sea salinity to the freshwater supply. *Climate Research*, 24, 231–242.
103. Meier, H. E. M. and Kauker, F. (2003b) Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 2. Role of freshwater inflows and large–scale atmospheric circulation for salinity. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11), 3368.
104. Meier, H. E. M., Döscher, R., Broman, B., and Piechura, J. (2004a) The Major Baltic Inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study. *Oceanologia*, 46, 557—579.

105. Meier, H. E. M. (2006) Baltic Sea climate in the late 21st century: A dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios. *Climate Dynamics*, 27, 39–68.
106. Meier, H. E. M., Feistel, R., Piechura, J., Arneborg, L., Burchard, H., Fiekas, V., Golenko, N., Kuzmina, N., Mohrholz, V., Nohr, C. et al. (2006) Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models. *Oceanologia*, 48(S), 133–164.
107. Meier, H. E. M. (2007) Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(4), 610–627.
108. Mohrholz, V., Dutz, J., Kraus, G., 2006, The impacts of exceptionally warm summer inflow events on the environmental conditions in the Bornholm Basin, *J. Marine Syst.*, 60, 285–301.
109. Mory, M. Integral constraints on bottom and surface isolated eddies. // *J. Phys. Oceanogr.* 1985 V.15. P.1433–1438.
110. Mory, M., Stern J., Griffiths A. Coherent eddies produced by dense water onto a sloping bottom.// *J. Fluid Mech.* 1987.
111. Muench, R.D. and Gordon, A.L. (1995) ‘Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin’, *Journal of Geophysical Research*, 100, 18503–18515.
112. Neunann, G. Eigenschwingungen der Ostsee. *Arch. Dtsch. Seewarte u. Marineobs*, 61, 4, 1941. p. 1–59.
113. Nof, D. The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. // *Deep-Sea Res.* 1983. V.30, P.171–182.
114. Nof, D. Oscillatory drift of deep cold eddies. // *Deep-Sea Res.* 1984 V.31, P.1395–1414.
115. Ödalen, M., Stigebrandt, A., 2013a. Hydrographical conditions in the Bornholm Basin of importance for oxygenation of the deepwater by pumping down oxygen saturated water from above the halocline. *Box-Win Tech. Rep. No. 1, Rep. C96, Univ. Gothenburg*, 19 pp.
116. Pacanowski, R., Griffies, S.M., 1999, *Mom 3.0 manual*, Tech. Rep. Geophys. Fluid Dyn. Lab., Princeton, N.J., 688 pp.

117. Paka, V. T. (1996) Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring 1993. *Oceanologia* (English Translation), 36, 188–198.
118. Pavelson, J. (2005) Mesoscale physical processes and related impact on the summer nutrient fields and phytoplankton blooms in the western Gulf of Finland. Tallinn University of Technology, 38 pp. + 10 articles (Ph.D. thesis).
119. Piechura, J., Walczowski, W., and Beszczyn'ska-Möller, A. (1997) On the structure and dynamics of the water in the Slupsk Furrow. *Oceanologia*, 39(1), 35–54.
120. Piechura, J., Beszczy'nska-Möller, A., 2003. Inflow water in the deep regions of the southern Baltic Sea—transport and transformations. *Oceanologia* 45(4), 593–621.
121. Piechura, J. and Beszczyn'ska-Möller, A. (2004) Inflow waters in the deep regions of the southern Baltic Sea: Transport and transformations (corrected version). *Oceanologia*, 46(1), 113–141.
122. Price J.F. (1992) Overflows: the source of new abyssal ocean waters, *Oceanus*, 35, 11–34.
123. Price, J.F., Baringer, M.O., Lueck, R.G., Johnson, G.C., Ambar, I, Parrilla, G., Cantos, A., Kennelly, M.A., Sanford, T.B. (1993) Mediterranean outflow mixing and dynamics, *Science*, 259 (5099), 1277–1282.
124. Price, J.F., O'Neil Baringer, M. (1994) Outflows and deep water production by marginal seas, *Progress in Oceanography*, 33, 161–200.
125. Rodhe, J. and Winsor, P. (2002) On the influence of the freshwater supply on the Baltic Sea mean salinity. *Tellus*, 54A(2), 175–186.
126. Rudels, B., Friedrich, H.J. and Quadfasel, D. (1999) The Arctic circumpolar boundary current, *Deep-Sea Research Part II* , 46, 1023–1062.
127. Samuelsson, M. (1996) Interannual salinity variations in the Baltic Sea during the period 1954–1990. *Continental Shelf Research*, 16(11), 1463–1477.
128. Sayin, E. and Krauss, W. (1996) A numerical study of the water exchange through the Danish Straits. *Tellus, Series A*, 48, 324–341.
129. Schinke, H. and Matthäus, W. (1998) On the causes of major Baltic inflows: An analysis of long time series. *Continental Shelf Research*, 18, 67–97.

130. Sellschopp, J., Arneborg, L., Knoll, M., Fiekas, V., Gerdes, F., Burchard, H., Lass, U.H., Mohrholz, V., Umlauf, L., 2006, Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, (submitted).
131. Shaw, P.T., Csanady, G.T. Self-advection of density perturbations on a sloping continental shelf.// *J. Phys.Ocean.* 1983. V.13. P.769–782
132. Smith, S.D., Muench, R.D., Pease, C.H. Polynyas and Leads: an Overview of physical processes and environment *J. Geophys. Res.*, 95(C6), 9461–9479, 1990.
133. Stigebrandt, A. (1987) A model for vertical circulation of the Baltic deep water. *Journal of Physical Oceanography*, 17, 1772–1785.
134. Stigebrandt, A., 1987a. Computations of the flow of dense water into the Baltic from hydrographical measurements in the Arkona Basin. *Tellus A* 39 (2), 170–177.
135. Stigebrandt, A. (2001) Physical oceanography of the Baltic Sea. In: F. Wulff, L. Rahm, and P. Larsson (Eds.), *A System Analysis of the Baltic Sea (Ecological Studies, Vol. 148, pp. 19–74)*. Springer–Verlag, Berlin.
136. Stigebrandt, A., Lass, H.–U., Liljebladh, B., Alenius, P., Piechura, J., Hietala, R., and Beszczynska, A. (2002) DIAMIX: An experimental study of diapycnal deepwater mixing in the virtually tideless Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 7, 363–369.
137. Stigebrandt, A. (2003) Regulation of vertical stratification, length of stagnation periods and oxygen conditions in the deeper deepwater of the Baltic proper. In: W. Fennel and B. Hentsch (eds.), *Festschrift zum 65. Geburtstag von Wolfgang Matthäus (Marine Science Report No. 54, pp. 69–80)*. Baltic Sea Research Institute, Warnemünde, Germany.
138. Stigebrandt, A., 2012. Hydrodynamics and circulation of Fjords. In: Bengtsson, L., Herschy, R.W., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Springer Science + Business Media B.V., Dordrecht, Heidelberg, New York, London, 327–344.
139. Stigebrandt, A. and Kalén, O.: Improving oxygen conditions in the deeper parts of Bornholm Sea by pumped injection of winter water, *AMBIO*, 42, 587–595, doi:10.1007/s13280–012–0356–4, 2013.

140. Stigebrandt, A., Rosenberg, R., Råman, L., Ödalen, M., 2015. Consequences of artificial deepwater ventilation in the Bornholm Basin for oxygen conditions, cod reproduction and benthic bio-mass – a model study. *Ocean Sci.* 11 (1), 93–110.
141. Vladimirova, O., Tsarev, V. Some features of bottom salty water formation in the Arcona basin by model results, *IEEE/OES Baltic Symposium 2014, Measuring and Modeling of Multi-scale Interactions in the Marine Environment*, Tallinn, p.128
142. Winsor, P., Rodhe, B., and Omstedt, A. (2001) Baltic Sea ocean climate: An analysis of 100 yr of hydrographic data with focus on freshwater budget. *Climate Research*, 18, 5–15.
143. Wuest, A., Ravens, T.M, Granin, N.G. Cold intrusions in Lake Baikal: Direct observational evidence for deep water renewal // *Limnology and Oceanography* –2005. – Vol. 50. – № 1. – P. 184–196
144. Wübber, Ch. Die zweidimensionalen Seiches der Ostsee, *Ber. Inst. Meeresk. Kiel*, Nr. 64, 1979
145. Zhurbas, V. and Paka, V. (1997) Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow. *Journal of Geophysical Research*, 102(C9), 20917–20926.
146. Zhurbas, V. and Paka, V. (1999) What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*, 2(1/4), 229–241.
147. Zhurbas, V., Oh, I., and Paka, V. (2003) Generation of cyclonic eddies in the Eastern Gotland Basin of the Baltic Sea following dense water inflows: Numerical experiments. *Journal of Marine Systems*, 38, 323–336.
148. Zhurbas, V. M., Stipa, T., Mälkki, P., Paka, V. T., Kuzmina, N. P., and Sklyarov, V. E. (2004) Mesoscale variability of the upwelling in the southeastern Baltic Sea: IR images and numerical modeling. *Oceanology*, 44(5), 619–628.
149. Zoccolotti, L., and Salusti, E. (1987) Observations of a vein of very dense marine water in the southern Adriatic Sea. *Continental Shelf Research*, 7, 535–551.
150. Zorita, E. and Lain, A. (2000) Dependence of salinity and oxygen concentration in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation. *Climate Research* 14: 25–41.
151. The Baltic Sea: Internet free resource: [http://proznania.ru/?page\\_id=2368](http://proznania.ru/?page_id=2368)