

УДК 551.464

## **О РАЗЛИЧИЯХ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ, ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХЛОРОФИЛЛА «А» В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ В ГОДЫ СУРОВЫХ И МЯГКИХ ЗИМ**

*Захарчук Е.А., Литина Е.Н., Тихонова Н.А.*

Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института  
имени Н.Н.Зубова

На основе данных реанализа метеорологических полей, спутниковой информации о ледовом покрове, численных экспериментов с гидродинамической моделью и судовых измерений гидрохимических и биотических характеристик оценены различия условий природной среды Балтийского моря для периода мягкой зимы 2008 г. и суровой зимы 2011 г. Показано, что осенне-зимняя конвекция, усиление ветро-волнового перемешивания за счет усиления циклогенеза в атмосфере в этот период и сдвиговая неустойчивость течений не приводят к полному перемешиванию водных масс в зимних условиях. По сравнению с мягкой зимой 2008 г., в суровую зиму 2011 года наблюдается заметное усиление стратификации (особенно в открытой Балтике и Финском заливе) и уменьшение глубины верхнего квазиоднородного слоя. Также, в суровую зиму происходило более интенсивное накопление фосфатов в глубинных слоях. Выявлено, что после суровой зимы весеннее цветение фитопланктона было, в целом, заметно интенсивнее и менее продолжительным по времени по сравнению с аналогичными процессами в год с мягкой зимой. Эта тенденция отмечалась в Финском заливе и в северной части открытой Балтики. В южной части открытой Балтики в год с суровой зимой весеннее цветение фитопланктона было слабо выражено, в то время как в мягкую зиму цветение здесь было заметно интенсивнее.

### **Введение**

Балтийское море – внутриконтинентальный, частично ограниченный солончатый морской бассейн, характеризующийся в основном влажным климатом умеренных широт (Добровольский и Залогин, 1982; Проект «Моря СССР», 1992). Значительное распределение вод Балтийского моря связано с положительным водным балансом и очень ограниченным водообменом с соседним Северным морем (Feistel et al., 2008). Поступление пресных вод в море за счет осадков и речного стока в среднем почти в 4 раза превышает их изъятие в процессе испарения (Leppäranta, Myrberg, 2009). Наибольшее количество речного стока (около 70%) поступает в основные заливы Балтийского моря: Ботнический, Финский и Рижский (Bergström and Carlsson, 1994).

Из-за положительного водного баланса в поверхностном слое наблюдается квазипостоянный отток распреснённых вод из Балтики в Северное море, а в

придонном слое возникает компенсационное течение, несущее солёные северо-морские воды в Балтийское море. Такие особенности средней циркуляции приводят к постоянной двухслойной стратификации водных масс в открытой Балтике, которая затрудняет обмен импульсом и субстанцией между поверхностным и глубинным слоями. В центральной Балтике средняя солёность вод на поверхности составляет всего 6–8‰, в то время как в глубинном слое она достигает 10–14‰. Из-за значительных изменений гидрометеорологических условий, поступление солёных и богатых кислородом северо-морских вод через узкие и мелководные Датские проливы происходит со значительными разномасштабными колебаниями. Слабые кратковременные внедрения северо-морских вод с объёмами 10–20 км<sup>3</sup> происходят часто, но они не оказывают значительного влияния на океанологический режим глубинных вод центральной части открытой Балтики. Поступление в Балтику значительных внедрений северо-морских вод с объёмами 90–258 куб. км, которые называют большими балтийскими затоками, происходит эпизодически, и отмечается в подавляющем числе случаев только в осенне-зимний период (наиболее часто между ноябрём и январём) при определенных гидрометеорологических условиях (Matthaus, 2006). Однако, при этом, высокосолёные и богатые кислородом воды больших затоков проникают далеко в открытую часть Балтийского моря, обновляя придонные и глубинные воды глубоководных впадин, и оказывая определяющее влияние на эволюцию экосистемы моря (Антонов, 1987; Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Балтийское море. 1992; Matthaus, 2006; Leppäranta and Myrberg, 2009). С 1880-х по начало 1980-х годов большие балтийские затоки наблюдались сравнительно часто – случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в 3-4 года. В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 года частота больших балтийских затоков сократилась в 5 раз по сравнению с предыдущим тридцатилетием; интервал между ними, который ещё называют периодом стагнации, стал составлять 10–11 лет (Leppäranta and Myrberg, 2009; Захарчук и др., 2017). Предпоследний большой заток произошёл в 2003 году, после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошёл в декабре 2014 года и, по оценкам немецких исследователей, его объём составил 198 км<sup>3</sup> (Mohrholz et al., 2015).

Термохалинная структура вод Балтийского моря испытывает заметные сезонные изменения. В осенне-зимний период температура воды понижается, начинается конвективное перемешивание, а усиление циклогенеза в атмосфере приводит к увеличению ветро-волнового перемешивания в поверхностном слое моря. Под действием этих процессов в поверхностном слое происходит небольшое увеличение солёности приблизительно на 0.5-0.6‰ и формирование холод-

ного зимнего квазиоднородного слоя, который может достигать дна в сравнительно мелководных районах моря, и глубин около 60 м в центральной Балтике (Lass et al., 2003; Feistel et al., 2008; Liblik and Lips, 2017). Ниже, на глубинах 60–80 метров располагается постоянный пикноклин, который зимой отделяет распреснённые холодные поверхностные воды от более солёных и теплых глубинных вод. Весной в результате распреснения поверхностных вод за счет увеличения стока рек, их радиационного прогрева и ветро-волнового перемешивания начинает формироваться сезонный пикноклин, который отделяет тёплый и менее солёный поверхностный квазиоднородный слой от холодного и более солёного промежуточного слоя. Степень стратификации вод в сезонном пикноклине оказывает значительное влияние на вертикальный обмен теплом, солью, химическими и биологическими веществами (Liblik et al., 2020). К концу летнего сезона мощность верхнего квазиоднородного слоя в открытой Балтике достигает примерно 20 метров, а средняя температура воды в нем равняется около 16–17°C (Проект «Моря СССР», 1992; Feistel et al., 2008). В конце осени начинается новый цикл сезонных изменений термохалинной структуры вод Балтийского моря.

Ранее считалось, что в зимних условиях за счет конвекции, ветро-волнового перемешивания и сдвиговой неустойчивости течений поверхностные воды в открытой части Балтийского моря и его заливах остаются хорошо перемешанными до главного пикноклина в течение всей зимы (Проект «Моря СССР», 1992; Leppäranta and Myrberg, 2009). Современные экспедиционные исследования показали, что и в открытой Балтике, а также в Ботническом и Финском заливах в зимних условиях в поверхностном слое может наблюдаться устойчивая халинная стратификация (Например: Granskog et al., 2005; Merkouridi and Leppäranta, 2015; Kari et al., 2018; Liblik et al., 2020). В работе (Захарчук и Сухачев, 2012) показано, что даже в штормовых условиях, вызывающих опасные подъёмы уровня в Санкт-Петербурге, зимой в Финском заливе сохранялась устойчивая стратификация.

Однако, зимние условия в Балтийском море отличаются значительной межгодовой изменчивостью. В очень суровые зимы всё море покрывается льдами, в то время как в очень мягкие зимы морской лёд наблюдается только лишь в вершинах Ботнического и Финского заливов (Leppäranta and Myrberg, 2009). Цель данной работы – на основе результатов судовых измерений, данных реанализа метеорологических полей и численных экспериментов с гидродинамической моделью, оценить различия термохалинных, гидрохимических и биотических условий в Балтийском море в годы суровой и мягкой зимы. Сравнительный анализ гидрологических условий Балтийского моря производился для 2008, когда наблюдалась мягкая зима, и для суровой зимы 2011 года, когда ледовым покровом была покрыта большая часть моря.

## Данные и методы

Для сравнения ледовых условий в 2008 и 2011 годах использовались карты максимального распространения морского льда в Балтийском море, полученные на основе спутниковой информации, и опубликованные на ресурсе Шведского института метеорологии и гидрологии (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SMHI, <https://www.smhi.se/>).

Сравнение метеорологических параметров для зимних условий 2008 и 2011 гг. производилась на основе данных реанализа Era-Interim (Berrisford et al., 2011; <https://www.ecmwf.int/>). Оценивались зимние изменения температуры воздуха ( $T_a$ ) и количество случаев (F) с температурами ниже  $0^\circ\text{C}$ , поля атмосферного давления ( $P_a$ ), ветра (W). Для оценки изменчивости ветра рассчитывались математическое ожидание ветра ( $\mathbf{m}_v$ ) и линейный инвариант тензора средне-квадратического отклонения (СКО)  $[I_1(0)]^{0.5}$ , где  $I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0)$  – линейный инвариант тензора дисперсии векторного процесса, определяемый через полудлины главных осей  $\lambda_1(0)$  и  $\lambda_2(0)$  эллипса дисперсии и ориентацию  $\alpha$  его большой оси относительно географической системы координат;

$$\lambda_{1,2}(0) = \sqrt{\frac{1}{2}(D_{vv} + D_{uu} \pm \sqrt{(D_{vv} - D_{uu})^2 + (D_{vu} + D_{uv})^2})}, \quad (1)$$

$$\alpha^\circ = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left( \frac{D_{vu} + D_{uv}}{D_{vv} - D_{uu}} \right), \quad (2)$$

где  $D_{vv}$ ,  $D_{uu}$  – дисперсии составляющих векторного процесса.

Кроме оценки эллипсов СКО, рассчитывался ещё показатель устойчивости ветра  $r = \sqrt{I_1(0)} / |\mathbf{m}_v|$ . При  $r > 1$  интенсивность колебательных движений в потоке ветра преобладает над интенсивностью среднего переноса, то есть ветровой поток является неустойчивым, и, наоборот, чем меньше 1 значение  $r$ , тем устойчивее поток.

Вертикальные профили гидрохимических параметров в зимних условиях 2008 и 2011 гг. были оценены на основе анализа данных судовых измерений на станциях LL7 (запад Финского залива), US5B (Ботническое море), BY15 и BY31 (открытая Балтика), доступных на ресурсе (DAS (<http://nest.su.se/das/>)).

Исследование пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла «А» производилось на основе данных проекта Alg@line, предоставленных авторам статьи морским центром Института окружающей среды Финляндии (SYKE Marine Center ([https://www.syke.fi/en-US/SYKE\\_Info/Organisation/Marine\\_Research\\_Centre\(3148\)\\_\(Rantajarvi,2003\)](https://www.syke.fi/en-US/SYKE_Info/Organisation/Marine_Research_Centre(3148)_(Rantajarvi,2003)))). Этот проект был создан в Финляндии в 1993 году с целью расширения мониторинговых исследований состояния Балтийского моря. Он включает в себя сочетание различных

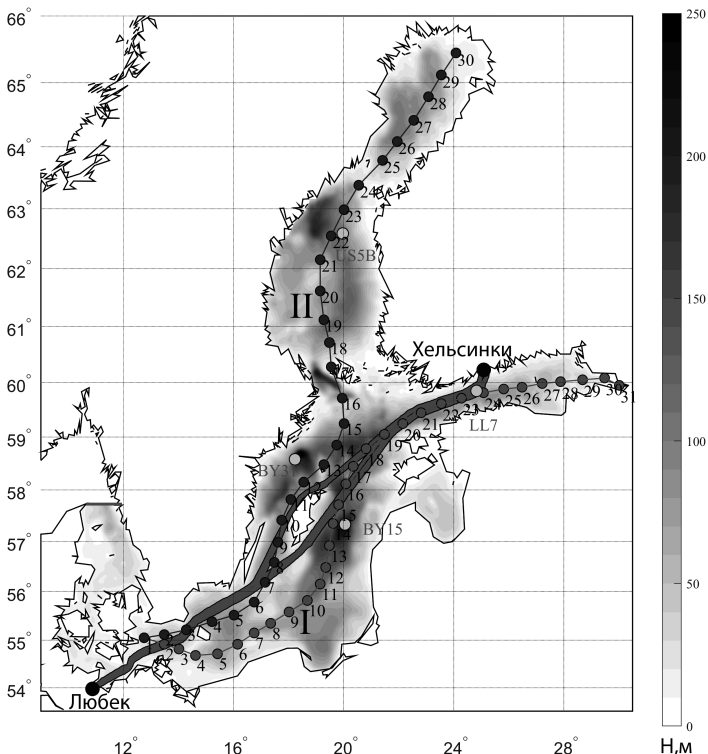


методов получения информации, основным из которых является измерение показателей проточной воды с помощью приборов «Ferrybox», установленных на пассажирских и торговых паромах «Finnmaid», «Silja Line» и «Transfennica Ltd», курсирующих по Балтийскому морю (Petersen, 2014). На паромах по мере их движения производится непрерывный забор воды (3 л/мин) с глубины 5 м, которая проходит по системе измерительных приборов (флуориметры, термосолинограф), автоматически фиксирующих с дискретностью около 20 сек и пространственным разрешением примерно 200 м температуру (Т), солёность (S), флуоресценцию хлорофилла, фикоцианина и растворённого органического вещества, мутность, а также координаты, дату, время измерений и скорость судна.

Для моделирования гидрофизических условий Балтийского моря в годы суrowой и мягкой зимы использовалась трехмерная нелинейная бароклинная модель INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model). Эта модель была разработана в Институте вычислительной математики Российской Академии Наук (Diansky et al., 2006; Diansky, 2013; Zalesny et al, 2012).

В основе INMOM лежит полная система нелинейных примитивных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина  $\sigma = (z - \zeta) / (H - \zeta)$ , где  $z$  – обычная вертикальная координата;  $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi, t)$  – отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности как функция долготы  $\lambda$ , широты  $\varphi$  и времени  $t$ ;  $H = H(\lambda, \varphi)$  – глубина моря. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, солёность, отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Для расчета плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для численных моделей (Brydon, 1999).

В INMOM включена модель термодинамики морского льда, состоящая из 3-х модулей. Модуль термодинамики (Яковлев, 2009) описывает замерзание льда, выпадение снега с дальнейшим превращением его в лед, а также их таяние за счёт тепловых процессов. Модуль динамики льда рассчитывает скорость его дрейфа, которая изменяется за счёт воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, наклона уровенной поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, описываемого упруго-вязко-пластичной реологией (Briegleb et al, 2004). Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса (Hunke and Dukowicz, 1997), обеспечивающая неотрицательность концентраций и массы снега и льда.



**Рис. 1.** Батиметрия Балтийского моря, пути следования паромов от Хельсинки до Любека (темные сплошные линии, соединяющие города Любек и Хельсинки), станции судовых измерений гидрохимических параметров BY15, BY31, LL7, US5B (обозначены светлыми точками). Прямой горизонтальной линией на севере пр. Каттегат обозначена жидкая граница модельной области. Римскими цифрами I и II обозначены разрезы с номерами точек в Балтийском море, в которых оценивалась вертикальная термохалинная структура по результатам численного моделирования.

Реализация INMOM для условий Балтийского моря проводилась на сеточной области с шагом 2 мили, имеющей границы  $9.4^\circ$  в.д. –  $30.4^\circ$  в.д., и  $53.6^\circ$  с.ш. –  $65.9^\circ$  с.ш. По вертикали задавалось 25 неравномерно распределённых по глубине  $\sigma$  – уровней.

Для создания расчетной модельной области исходные данные, описывающие топографию Балтийского моря с пространственным разрешением  $1' \times 1'$ , были взяты на сайте (Baltic Nest Institute, <http://nest.su.se>). На основе этих данных была получена модельная батиметрия с пространственным разрешением 2

мили (Рис. 1). На твердых участках боковой границы потоки тепла и соли задавались равными нулю, а для скорости течений использовались условия непротекания и свободного скольжения.

Для задания граничных условий на поверхности моря в атмосферном модуле INMOM использовались следующие метеорологические характеристики из массива Era-Interim reanalysis (Berrisford et al., 2011; <https://www.ecmwf.int/>) с пространственным разрешением  $0.75^\circ$  по широте и долготе с интервалом 6 ч: температура и влажность воздуха на высоте 2 м, давление на уровне моря, скорость ветра на уровне 10 м; падающая коротковолновая и длинноволновая радиации, осадки.

На жидкой границе на севере пролива Каттегат, вдоль  $57,73^\circ\text{N}$ , задавались долгосрочные месячные значения температуры и солёности, а также ежегодные значения уровня моря, полученные по данным измерений на станциях Frederikshavn ( $57,43^\circ\text{N}$ ,  $10,57^\circ\text{E}$ ) и Goteborg Torshamnen ( $57,68^\circ\text{N}$ ,  $11,79^\circ\text{E}$ ) (<http://marine.copernicus.eu>), расположенных у западного и восточного побережья Каттегата (см. Рис.1). Данные об уровне моря были интерполированы в точки сеточной области, расположенные по всей длине жидкой границы. Численные расчеты с моделью проводились для двух периодов: с 1 января 2007 по 31 декабря 2008 г. и с 1 января 2010 по 31 декабря 2011 г. Вывод результатов производился через каждые 6 часов.

На основании модельных расчетов температуры (T) и солёности (S) по уравнению состояния, описанному в работе (Jackett and McDougall, 1995) рассчитывались аномалии потенциальной плотности морской воды ( $\rho$ ). Далее, оценивались средние за три месяца (январь-март) вертикальные изменения T, S и  $\rho$  на двух разрезах, один из которых соединял Финский залив, восточный Готландский бассейн и юго-западную Балтику (разрез I), а второй – Ботнический залив, западный Готландский бассейн и юго-западную Балтику (разрез II) (см. Рис. 1). Для описания различий термохалинных условий зимой 2008 и 2011 гг. рассчитывались разности температуры ( $\Delta T$ ), солёности ( $\Delta S$ ) и аномалий потенциальной плотности ( $\Delta \rho$ ) между зимними условиями этих лет:

$$\Delta T = T_{2008} - T_{2011}; \quad \Delta S = S_{2008} - S_{2011}; \quad \Delta \rho = \rho_{2008} - \rho_{2011}$$

Для оценки особенностей стратификации оценивалась вертикальная компонента градиента аномалий потенциальной плотности.

Для интерпретации результатов моделирования и объяснения особенностей формирования вертикальной термохалинной структуры в мягкую и суровую зиму оценивалась взаимосвязь между изменчивостью ветра (W) течений (V) на различных глубинах. С этой целью проводился взаимный корреляционный анализ между касательным трением ветра ( $\tau$ ) и течениями. Данные о ветре брались из реанализа Era-Interim (Berrisford et al., 2011; <https://www.ecmwf.int/>). Оценки

касательного трения ветра производились по известной формуле  $\tau = c\rho_0W|W|$ , где  $c$  – безразмерный коэффициент,  $\rho_0$  – плотность воздуха.

В рамках взаимного корреляционного анализа, согласно (Белышев и др., 1983), рассчитывались 2 инварианта взаимной корреляционной тензор-функции  $K_{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  (1):

$$K_{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta) = \begin{pmatrix} K_{v_1u_1}(\theta), & K_{v_1u_2}(\theta) \\ K_{v_2u_1}(\theta), & K_{v_2u_2}(\theta) \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где  $\mathbf{V}(t)$  и  $\mathbf{U}(t)$  – векторные процессы (течение и тангенциальное напряжение ветра),  $v_1$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{V}(t)$  на параллель;  $v_2$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{V}(t)$  на меридиан;  $u_1$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{U}(t)$  на параллель;  $u_2$  – составляющая векторного процесса  $\mathbf{U}(t)$  на меридиан.

Линейный инвариант  $I_1^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  равен следу матрицы корреляционной тензор-функции (1) и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов  $\mathbf{V}(t)$  и  $\mathbf{U}(t)$ .

Индикатор вращения  $\Omega^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  равен разности недиагональных компонентов матрицы корреляционной тензор-функции (1) и характеризует общность ортогональных изменений в процессах  $\mathbf{V}(t)$  и  $\mathbf{U}(t)$ , причем, если  $\Omega^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta) > 0$ , то процесс  $\mathbf{U}(t)$  развернут в среднем относительно процесса  $\mathbf{V}(t)$  на заданном промежутке времени против часовой стрелки, если  $\Omega^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta) < 0$ , – то по часовой стрелке.

После нормирования  $I_1^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  и  $\Omega^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно (Белышев и др., 1983), рассчитывались их нормированные значения:  $r_{I_1}^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$  и  $r_{\Omega_1}^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$ .

Далее рассчитывался общий коэффициент корреляции  $r^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$ , учитывающий взаимосвязь и коллинеарных и ортогональных изменений двух векторных процессов:

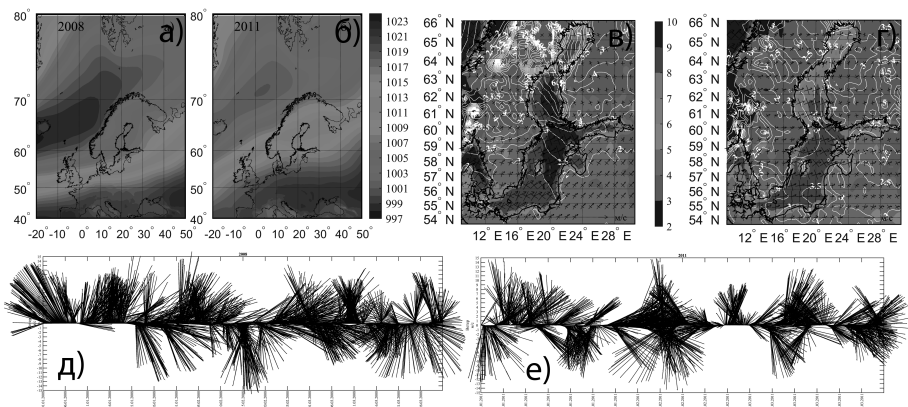
$$r^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta) = \sqrt{[r_{I_1}^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)]^2 + [r_{\Omega_1}^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)]^2} \quad (2)$$

## Результаты

На Рис.2 (а, б) приведены карты максимального распространения морского льда в Балтийском море зимой 2008 и 2011 гг. В 2008 году ледовый покров достиг своего максимума 25 марта и распространился только на северную часть Ботнического залива и восток Финского залива (Рис. 3а), в то время как в 2011 году к концу февраля морским льдом покрылась большая часть всего Балтийского моря (Рис. 2б). Изменения температуры воздуха свидетельствуют, что суровой зимой 2011 г. количество случаев с температурами ниже  $0^{\circ}\text{C}$  на обоих разрезах было приблизительно в 3 раза больше, чем тёплой зимой 2008 г (Рис. 2 д, е). На обоих разрезах выделяется период с 12 по 27 февраля 2011 г., когда во всех районах моря, пересекаемых разрезами, отмечались только отрицательные температуры воздуха, достигающие  $-23\text{--}25^{\circ}\text{C}$  (Рис. 2 д, е).

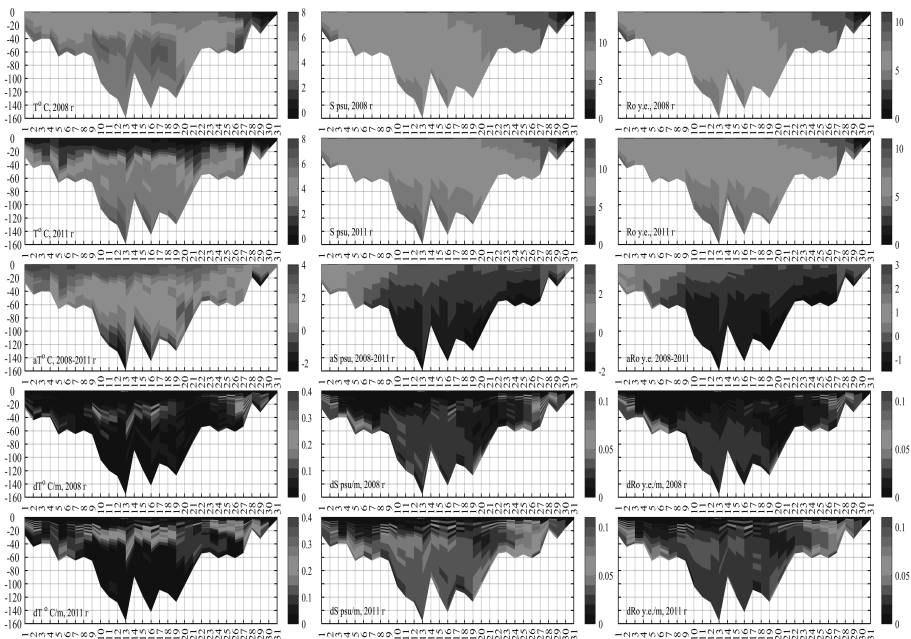
Сравнение полей атмосферного давления в зимних условиях 2008 и 2011 гг. (Рис. 3 а, б) показывает, что тёплой зимой 2008 г. из-за углубления депрессии Исландского минимума атмосферное давление над Балтикой было заметно ниже, чем зимой 2011, а горизонтальный градиент атмосферного давления – выше. Это привело к усилению юго-западного переноса воздушных масс зимой 2008 г. (Рис. 3в). Значения модуля вектора среднего ветра зимой 2008 г. достигали  $4,5\text{--}5,5$  м/с (Рис. 3 д) над южной Балтикой, в то время как в зимних условиях 2011 г. средний ветер над открытой Балтикой не превышал  $2,5\text{--}3,5$  м/с (Рис. 3е). Максимальные скорости ветра в зимних условиях 2008 и в 2011 гг. достигали величин  $18\text{--}19,5$  м/с. Оценки инварианта  $[I_1(0)]^{0,5}$  свидетельствуют, что интенсивность колебаний ветровых потоков была выше зимой 2008 г., во всех районах Балтийского моря, за исключением южной части открытой Балтики, где оценки  $[I_1(0)]^{0,5}$  были близки для зимних условий 2008 и 2011 гг. Сравнение большой и малой осей эллипсов СКО свидетельствует, что в оба года вращение векторов скорости ветра происходит по орбитам, близким к круговым. Временной ход векторов ветра (Рис. 3 в, г) и оценки показателя устойчивости ( $r$ ) (Рис. 3 д, е), свидетельствуют, что ветровые потоки в обоих случаях характеризуются значительной неустойчивостью ( $r > 1$ ). Степень неустойчивости ветра и в 2008 и в 2011 гг. приблизительно одинаковая в открытой Балтике, Каттегате, Рижском и Финском заливах ( $r=2\text{--}3$ ), однако в Ботническом заливе её оценки заметно выше в 2008 г., иногда в 2 раза (север залива).





**Рис. 3.** Средние за январь–март поля атмосферного давления над Северной Атлантикой и Европой в 2008 (а) и 2011 (б) гг. Временной ход векторов ветра в 2008 (в) и 2011 (г) гг. Статистические характеристики ветра в 2008 и 2011 гг.: линейный инвариант СКО (выделен цветом), большие и малые оси эллипсов СКО и векторы мат. ожидания (стрелки), изолинии – показатель устойчивости ветра (г)

На Рис. 4 по результатам численных экспериментов с моделью INMOM представлены вертикальные распределения температуры, солёности и плотности морской воды, разности между ними и вертикальные градиенты этих параметров зимой 2008 и 2011 гг. на разрезе I, который пересекает юго-запад Балтийского моря, восточный Готландский бассейн и Финский залив). Зимой 2008 года средняя температура на поверхности моря изменялась от  $0^{\circ}\text{C}$  на востоке Финского залива до  $5,0^{\circ}\text{C}$  на юго-западе моря, а самые тёплые воды с температурой  $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$  наблюдались в придонном слое юго-западной части открытой Балтики (точки 4 и 5 разреза, на Рис. 2), в глубинном слое центральной Балтики (точки 9–19) и придонном слое центральной части Финского залива (точки 25–27). Холодной зимой 2011 г. температура на поверхности моря не превышала значений  $0\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$  на всем протяжении разреза юго-западная Балтика–Финский залив, а максимальные температуры, достигающие  $6\text{--}7^{\circ}\text{C}$ , наблюдались в придонных слоях отдельных районов центральной Балтики (точки 10–13 и 14–16) и Бормхольского бассейна (Рис. 2). Наибольшие положительные разности температурных режимов 2008 и 2011 гг., достигающие  $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$ , отмечаются в верхнем квазиоднородном слое открытой Балтики и западной части Финского залива, а также в придонном слое юго-западной части моря (Рис.4), а самые большие отрицательные разности температур в  $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$  – в придонных слоях восточной части Финского залива и центральной Балтики.



**Рис. 4.** Распределение температуры ( $T^{\circ}\text{C}$ ), солёности ( $S\%$ ) и плотности ( $\rho$ ,  $\gamma_e$ ) зимой 2008 и 2011 гг., а также разности между ними (нижние рисунки) и вертикальные градиенты  $T^{\circ}\text{C}$ ,  $S\%$  и  $\rho$  ( $\gamma_e$ ) на разрезе I (юго-запад Балтики – Финский залив). Нумерация точек разреза показана на Рис. 2.

Самые низкие значения солёности зимой 2008 и 2011 гг. наблюдаются в распреснённой речным стоком восточной части Финского залива, где они составляют 0–2 у.е. При движении вдоль разреза на запад и юго-запад солёность в поверхностном слое увеличивается, достигая наибольших значений в 7–8 у.е. на юго-западе Балтийского моря (Рис. 4). Максимальные значения солёности и в 2008 и 2011 гг. отмечаются в придонных слоях юго-западной части Балтики, а также в 2011 г. в придонном слое центральной Балтики, где они достигают значений 11–13 у.е. Наибольшие положительные разности солёности вод между условиями мягкой (2008 г.) и суровой (2011 г.) зимы, достигающие 1,0–2,5 у.е. отмечаются во всей толще вод юго-западной части открытой Балтики (Рис. 4), а самые большие отрицательные разности в -1–2 у.е. – в глубинных и придонных слоях центральной и северной частях открытой Балтики, а также в Финском заливе.

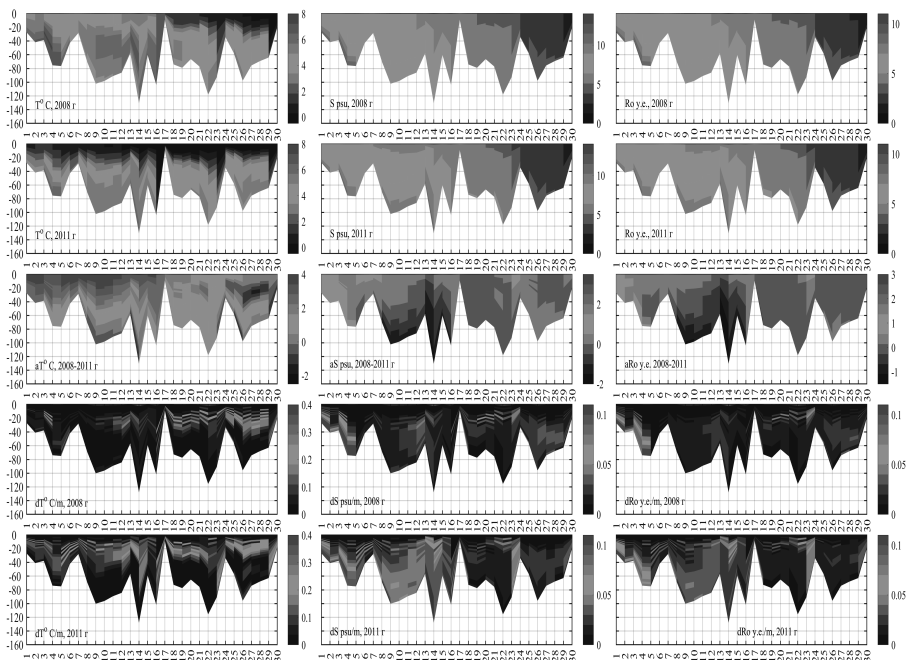


Вертикальные распределения плотности морских вод на разрезе юго-западная Балтика – Финский залив свидетельствуют, что за исключением юго-западной части моря, во всех других районах открытой Балтики, а также в Финском заливе мощность верхнего квазиоднородного слоя в условиях мягкой зимы 2008 г. в 1,5–3 раза больше по сравнению с условиями суровой зимы 2011 г. (Рис. 4). Наибольшая глубина (100 м) верхнего квазиоднородного слоя отмечалась в 2008 г. в районе Готландской впадины (точка 13), а наименьшая (несколько метров) – зимой и 2008 и 2011 гг. в центральной и восточной части Финского залива. Выделяются районы, в которых во всей водной толще плотность близка к однородному состоянию: в 2008 г. это южная часть открытой Балтики (точки 7, 8), западная (точки 21–24), центральная (точки 27, 28) и самая восточная (точки 30, 31) части Финского залива, а в 2011 г. такой район наблюдается только на самом востоке Финского залива (точки 30, 31).

Оценки вертикальных градиентов температуры, солёности и плотности свидетельствуют, что за исключением самой восточной части Финского залива (точки 30, 31) во всех районах Балтики, пересекаемых разрезом I, в зимних условиях 2008 и 2011 гг. сохраняется устойчивая стратификация, но в суровую зиму 2011 года она заметно усиливается, особенно в открытой Балтике и Финском заливе (см. Рис. 4). В открытой Балтике зимой 2011 г. отчетливо выражен слой самых высоких температурных градиентов, расположенный на глубинах от 10–20 до 40–60 м, который мягкой зимой 2008 г. заметно ослабляется и размывается. Самые большие вертикальные градиенты плотности морских вод, достигающие  $0,09\text{--}0,11 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-4}$ , отмечаются в 2008 и 2011 гг. на юго-западе моря в Арконском и Борнхольмском бассейнах, а также в центральной и восточной частях Финского залива. В открытой Балтике зимой 2008 и 2011 гг. наибольшие градиенты плотности наблюдаются в слое от 5 до 40 м. Пространственная структура изменений вертикального градиента плотности в большей степени согласуется с изменениями вертикального градиента солёности, в то время как в Финском заливе она похожа на пространственные изменения вертикальных градиентов и температуры и солёности. Зимой 2008 г. в открытой Балтике хорошо выражено заглубление нижней границы верхнего однородного по плотности слоя от нескольких метров на северо-востоке до 50 метров в Борнхольмском бассейне. В суровую зиму 2011 г. эта тенденция была выражена очень слабо, и мощность верхнего однородного по плотности слоя не превышала 5–8 метров. Обращает на себя внимание, что вертикальные изменения температуры, солёности и плотности в зимних условиях 2008 и 2011 гг. происходят не монотонно, а имеют ступенчатую или квазиступенчатую структуру, когда с глубиной сравнительно тонкие и однородные по свойствам слои сменяются такими же тонкими слоями с повышенными градиентами температуры, солёности и плотности. На юго-западе Балтики и в центральной части Финского залива такая тонкая термохалинная структура наблюдается до самого дна, а в

центральной части моря до глубин 20–40 м. Подобная ступенчатая структура вертикальных изменений температуры и солёности отмечалась также по инструментальным измерениям в Финском заливе (Liblik et al., 2013).

На разрезе II, пересекающем юго-запад Балтийского моря – западный Готландский бассейн – Ботнический залив, мягкой зимой 2008 года средняя температура воды на поверхности менялась от  $-0,5^{\circ}\text{C}$  на самом севере Ботнического залива до  $+5,0^{\circ}\text{C}$  в юго-западной части моря. В суровую зиму 2011 г. отрицательные температуры около  $-0,5^{\circ}\text{C}$  наблюдаются во всём Ботническом заливе, а также в северной части открытой Балтики; далее, при движении на юг, поверхностная температура растёт, достигая максимальных значений  $+1,5^{\circ}\text{C}$  в юго-западной части моря.

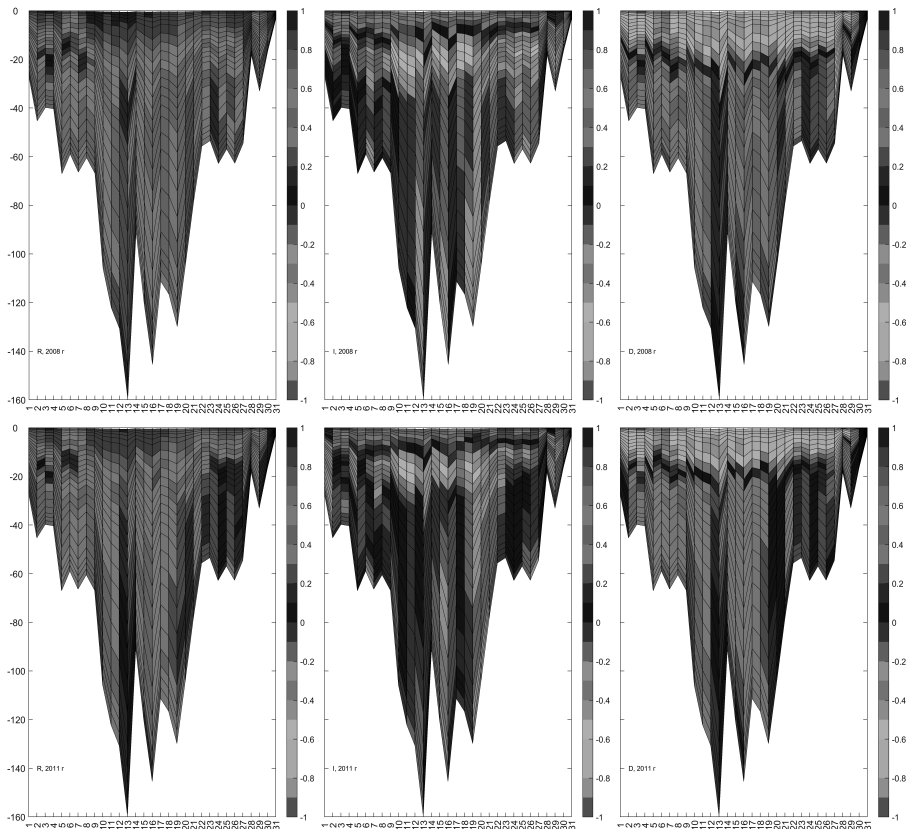


**Рис. 5.** Распределение температуры ( $T^{\circ}\text{C}$ ), солёности ( $S\text{‰}$ ) и плотности ( $\rho$ ,  $\sigma_t$ ) зимой 2008 и 2011 гг., а также разности между ними (нижние рисунки) и вертикальные градиенты  $T^{\circ}\text{C}$ ,  $S\text{‰}$  и  $\rho$  ( $\sigma_t$ ) на разрезе II (юго-запад Балтики – Западный Готландский бассейн – Ботнический залив). Нумерация точек разреза показана на Рис. 2.

В зимних условиях наиболее тёплые воды  $+6-8^{\circ}\text{C}$  наблюдаются в 2008 г. в глубинных и придонных слоях северной части открытой Балтики, западном Готландском бассейне, а также Борнхольмском и Арконском бассейнах (Рис. 5). В этих же районах в глубинных и придонных слоях располагаются наиболее тёплые воды и в суровую зиму 2011 г., однако температуры этих вод заметно ниже ( $+4,5-6,0^{\circ}\text{C}$ ). Наибольшие положительные разности температурных режимов ( $2-4^{\circ}\text{C}$ ) зимних условий 2008 и 2011 гг. относятся к поверхностным и глубинным слоям всей открытой Балтики, Ботническому морю и глубоководной области северной части Ботнического залива, а наибольшие отрицательные разности, достигающие  $-0,5-1,5^{\circ}\text{C}$ , – в придонных слоях западного Готландского бассейна, на севере открытой Балтики и Ботнического моря, а также в глубинных и придонных слоях северной части Ботнического залива.

Солёность в зимних условиях 2008 и 2011 гг. на поверхности моря на II разрезе меняется от 0–1 у.е. на севере Ботнического залива до 7–8 у.е. на юго-западе моря. Максимальные значения солёности в 9–11 у.е. отмечаются в придонных слоях юго-западной части Балтийского моря, западного Готландского бассейна и на севере открытой Балтики (Рис. 5). Наибольшие положительные разности солёности ( $+0,5-1,5$  у.е.) между зимними условиями 2008 и 2011 гг. наблюдаются во всей водной толще Арконского бассейна, в придонном слое Борнхольмского бассейна, в поверхностном слое южной части западного Готландского бассейна и на севере Ботнического моря. Самые большие отрицательные разности солёности ( $-1-2$  у.е) отмечаются в придонных и глубинных слоях западного Готландского бассейна и на севере открытой Балтики.

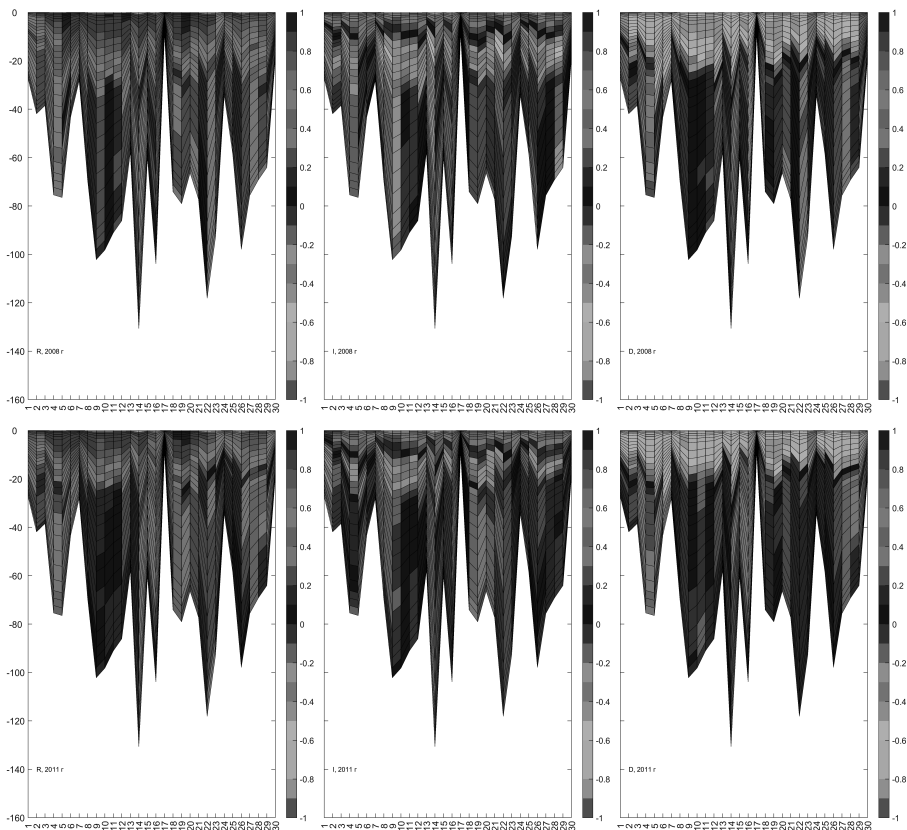
Вертикальное распределение плотности морской воды на разрезе в Ботническом заливе не выявляет выраженных различий между зимними условиями 2008 и 2011 гг., и только в районе впадины Ульвё зимой 2011 г. отмечается заметное усиление стратификации. Вертикальные распределения градиентов плотности свидетельствуют, что зимой 2008 года наибольшая величина верхнего однородного по плотности слоя достигала глубин 30–70 м в Борнхольмском и западном Готландском бассейнах, а также на севере открытой Балтики, в то время как в других районах моря величина этого слоя была заметно меньше. Зимой 2011 г. величина верхнего однородного по плотности слоя в открытой Балтике заметно уменьшилась, и произошло усиление стратификации (Рис. 5). Также как и на разрезе I, вертикальные изменения температуры, солёности и плотности на разрезе II в зимних условиях 2008 и 2011 гг. происходят не монотонно, а имеют ступенчатую или квазиступенчатую структуру. При сравнении вертикальных градиентов 2008 и 2011 гг. стратификация выражена заметно слабее, чем в Финском заливе.



**Рис. 6.** Результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями на разрезе I зимой 2008 (вверху) и 2011 (внизу) года.

На Рис.6 представлены результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями зимой 2008 и 2011 гг. на разрезе I. Обращает на себя внимание, что зимой 2008 и 2011 гг. отсутствует взаимосвязь между колебаниями касательного трения ветра и течений на востоке Финского залива (точки 28–31). В плотности на разрезах I и II хорошо видно, что в Ботническом заливе в зимних условиях других районах Финского залива и открытой Балтике, пересекаемых разрезом I, коэффициенты корреляции достигают высоких значений (0.60–0.90) в верхнем квазиоднородном слое, и наибольший вклад в высокую корреляцию оказывают ортогональные изменения ветра и течений. Отрицательные значения инварианта  $r_{\Omega_1}^{VU}(\theta)$  в верхнем

квазиоднородном слое свидетельствуют, что течения развернуты в среднем относительно векторов ветра на заданном промежутке времени по часовой стрелке, как это и должно быть при генерации дрейфовых течений. Видно, также, что теплой зимой 2008 г. коэффициенты корреляции были немного выше и распространялись на большие глубины.

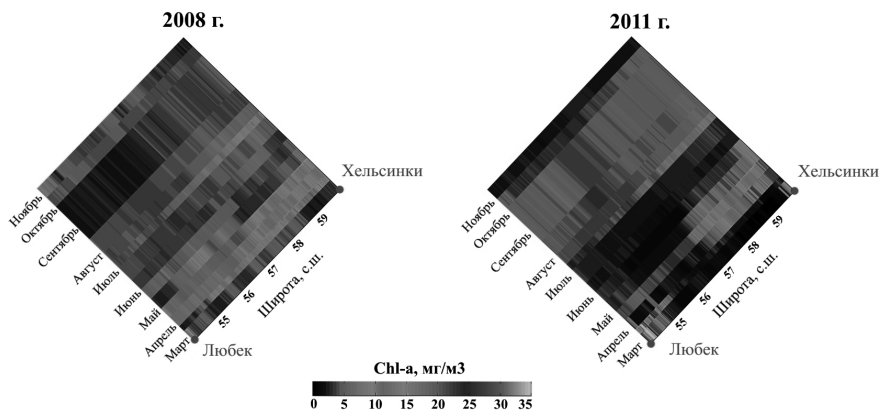


**Рис. 7.** Результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями на разрезе II зимой 2008 (вверху) и 2011 (внизу) года.

Похожие результаты взаимного корреляционного анализа между касательным трением ветра и течениями мы видим и на разрезе II юго-запад Балтики-западный Готландский бассейн-Ботнический залив: отсутствие связи на самом севере Ботнического залива, высокие значения коэффициентов корреляции в

других районах Ботнического залива и открытой части Балтийского моря, наблюдающиеся до глубин от нескольких метров (Арконский бассейн) до 30–40 метров (открытая Балтика); вектора течений в поверхностном слое высокой корреляции развернуты в среднем относительно векторов ветра на заданном промежутке времени по часовой стрелке; небольшое снижение оценок коэффициентов корреляции и глубин их высоких значений в холодную зиму 2011 г., наибольший вклад в высокую корреляцию ортогональных изменений скорости (Рис. 7).

В целом, результаты взаимного корреляционного анализа касательного трения ветра и течений свидетельствуют, что генерация ветровых течений в зимних условиях распространяется до глубин от нескольких метров до 20–40 метров (Рис. 6 и 7).



**Рис. 8.** Изменения концентрации хлорофилла А на поверхности моря в 2008 и 2011 г. по пути следования паромов из Хельсинки в Любек в рамках проекта ALG@Lin.

Рис. 8 демонстрирует изменения концентрации хлорофилла А в 2008 и 2011 гг. по пути следования паромов из Хельсинки в Любек (см. Рис. 1). Сравнение этих рисунков показывает, что максимальные концентрации хлорофилла А, достигавшие 25–35 мг/м<sup>3</sup>, отмечались в 2011 г. в марте в прибрежных районах юго-западной части моря (Мекленбургская Бухта) и в апреле-мае в западной части Финского залива (Рис. 8). Однако в открытой Балтике в этот же период и в июне-июле концентрации хлорофилла А в 2008 г. были в несколько раз больше, чем в 2011 г. (см. Рис. 8).

На Рис. 9 показаны вертикальные распределения гидрохимических параметров зимой 2008 и 2011 гг. В суровую зиму в верхнем квазиоднородном слое на

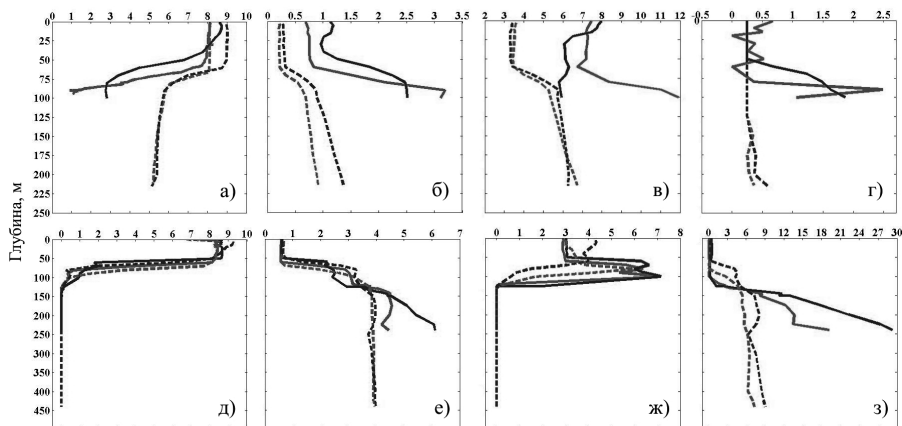
станции LL7 (Финский залив) содержание кислорода в среднем на 0,6 мг/л выше по сравнению с мягкой зимой 2008 г. (Рис. 9 а). В Ботническом заливе (станция US5B) разница в содержании кислорода между суровой и мягкой зимой составляет 0,9 мг/л. В слое 30-40 метров в Финском заливе содержание кислорода в суровую зиму снижается и на глубине 50 метров достигает отметки ниже аналогичного показателя в мягкую зиму. В Ботническом заливе от поверхности до слоя пикноклина концентрация кислорода остается постоянной в оба года – в суровую зиму она составляет в среднем 9 мг/л, в мягкую – 8,4 мг/л, на глубине 60–70 м содержание в обоих случаях резко снижается, уменьшается и разность между показателем в суровую и мягкую зимы. На глубине 100 метров содержание кислорода в суровую и мягкую зимы здесь становится равным и практически не изменяется до глубинных слоев (Рис. 9 а). На станциях в открытой Балтике ситуация в целом аналогичная. В поверхностном слое концентрация кислорода в суровую зиму выше в среднем на 0, 25 и на 0, 6 мг/л для станций ВУ15 и ВУ31 соответственно (Рис. 9 д). В слое от 50 до 100 м в оба года происходит резкое снижение содержания кислорода, после которого концентрация практически не меняется до глубинных горизонтов. На станциях открытой Балтики снижение концентрации кислорода с глубиной в оба года носит экстремальный характер и приводит к формированию гипоксических условий (концентрация кислорода менее 2 мг/л). В суровую зиму гипоксическая зона отмечается выше – на горизонтах 60 метров (ст. ВУ15) и 70 метров (ст. ВУ31). В мягкую зиму гипоксические условия фиксируются на отметках 80 метров и 90 метров для станций ВУ15 и ВУ31 соответственно (Рис. 9 д). В Финском заливе концентрация кислорода ниже 2 мг/л отмечается только в мягкую зиму на глубине 85 м. В Ботническом заливе показатель этого параметра в оба года не опускается ниже 5 мг/л на всем протяжении океанологического разреза (Рис. 9 а).

Концентрация фосфатов на всех изучаемых станциях в суровую зиму в среднем выше, чем в мягкую (Рис. 9 б, е). Наиболее существенная разница в изменении этого показателя наблюдается в Финском заливе – в среднем, в суровую зиму, концентрации на 0,4 ммоль/л выше, чем в мягкую. В Ботническом заливе в верхнем слое содержание фосфатов в суровую зиму лишь немногим больше, чем в мягкую (на 0,06–0,08 ммоль/л), но на глубине 100 и более метров разница возрастает и достигает в среднем 0,4 ммоль/л (Рис. 9б). В открытой Балтике в верхнем квазигомогенном слое не наблюдается существенных различий в содержании фосфатов в суровую и мягкую зимы. Ниже слоя 60–70 м и до глубинных слоев происходит общее увеличение концентрации этого параметра, в суровую зиму фосфатов здесь накапливается больше, чем в мягкую (Рис. 9е).

Самые высокие концентрации нитратов и нитритов среди изученных станций отмечаются в Финском заливе. В верхнем слое в суровую зиму содержание этих биогенных элементов здесь выше, чем в мягкую, однако с глубиной показатель этого параметра в суровую зиму имеет тенденцию к снижению, в то время как в мягкую зиму нитраты и нитриты накапливаются с глубиной – их

концентрация достигает 11,9 ммоль/л (Рис. 9в). В Ботническом заливе содержание этих биогенных элементов ниже – их средние концентрации примерно равны аналогичному показателю в открытой Балтике (Рис. 9ж).

Концентрация аммония в Финском заливе в верхнем слое выше в мягкую зиму по сравнению с суровой, с глубиной значения этого показателя существенно возрастают в обоих случаях. В Ботническом заливе и в суровую и в мягкую зимы концентрация аммония постоянна до глубин 150 м, после чего наблюдается накопление аммония, но его концентрация не превышает здесь 0,6 ммоль/л (Рис. 9г). В центральной Балтике в целом концентрации аммония в суровую зиму выше, чем в мягкую. И если в поверхностном квазиоднородном слое содержание этого элемента в среднем 0,9 ммоль/л, то ниже глубин 100 м на станции ВУ 15 концентрации достигают более 29 ммоль/л. На станции ВУ31 с глубиной также отмечается накопление аммония, в суровую зиму здесь этот показатель достигает 9 ммоль/л, в мягкую – 7 ммоль/л (Рис. 9з).



**Рис. 9.** Вертикальные распределения кислорода, мг/л (а, д); фосфатов, ммоль/л (б, е); нитратов и нитритов, ммоль/л (в, ж); аммония, ммоль/л (з, з). Красным линиями обозначены изменения параметров в мягкую зиму 2008 г., синим – в суровую (2011 г). Рисунки (а-з): сплошная линия – станция LL7 (Финский залив), пунктирная линия – станция USSB (Ботнический залив); рисунки (д-з) – станции в центральной Балтике: сплошная линия – станция ВУ 15, пунктирная линия – станция ВУ31.



## Обсуждение результатов и выводы

Сравнительный анализ гидрометеорологических характеристик Балтийского моря, оцененных по данным реанализа метеорологических полей, результатов численных экспериментов с моделью INMOM и судовых измерений для периода мягкой зимы 2008 г. и суровой зимы 2011 г., выявляет как общие особенности, так и заметные различия в термохалинной структуре, распределении гидрохимических параметров и хлорофилла «А».

К общим особенностям можно отнести сохранение в зимних условиях 2008 и 2011 гг. устойчивой стратификации. Осенне-зимняя конвекция, усиление ветро-волнового перемешивания за счет усиления циклогенеза в атмосфере в этот период и сдвиговая неустойчивость течений не приводят к полному перемешиванию водных масс в зимних условиях. Самые большие вертикальные градиенты плотности морских вод, отмечаются в 2008 и 2011 гг. на юго-западе моря (Арконский и Борнхольмский бассейны), в центральной и восточной частях Финского залива, а также в центральной части Ботнического залива (Рис. 4 и 5). Характерной особенностью зимней стратификации в рассматриваемые годы является наличие тонкой термохалинной структуры в вертикальных изменениях температуры, солёности и плотности вод Балтийского моря. В открытой Балтике и Ботническом заливе тонкая термохалинная стратификация отмечается в слое от нескольких метров до 40-60 метров, а в Финском заливе и на юго-западе моря она наблюдается во всей водной толще. Описанные особенности зимней стратификации в 2008 и 2011 гг. формировались при средних скоростях юго-западного ветра 2,5–5,5 м/с и очень большой неустойчивости ветровых потоков: интенсивность колебательных движений ветра в несколько раз превышала модуль его математического ожидания.

Вместе с тем, отмечаются значительные различия особенностей стратификации в условиях мягкой зимы 2008 г. и суровой зимы 2011 г. В суровую зиму 2011 года наблюдается заметное усиление стратификации (особенно в открытой Балтике и Финском заливе) и уменьшение глубины верхнего квазиоднородного слоя (см. Рис. 4 и 5).

Среди общих тенденций изменения гидрохимических параметров в рассмотренных примерах можно выделить увеличение концентрации всех исследованных биогенных элементов в период суровой зимы в верхнем квазиоднородном слое. Особенно заметны эти тенденции в заливах, акватории которых были покрыты льдом значительную часть зимы. Исключение составляют условия в открытой Балтике, где и в мягкую, и в суровую зимы не наблюдалось существенных различий в содержании фосфатов в верхнем квазиоднородном слое. Однако, в суровую зиму происходило более интенсивное накопление фосфатов в глубинных слоях.

Изменение концентрации хлорофилла-а говорит о том, что в год с суровой зимой весеннее цветение фитопланктона было, в целом, заметно интенсивнее и менее продолжительным по времени по сравнению с аналогичными процессами в год с мягкой зимой. Эта тенденция отмечалась в Финском заливе и в северной части открытой Балтики. В южной части открытой Балтики в год с суровой зимой весеннее цветение фитопланктона было слабо выражено, в то время как в мягкую зиму цветение здесь было заметно интенсивнее.

Вероятно, более низкая температура воды и формирование ледяного покрова в суровую зиму способствовали накоплению биогенных веществ в верхнем квазиоднородном слое из-за снижения ветро-волнового перемешивания, усиления стратификации, а также лимитирования развития биомассы из-за пониженных температур. В год с мягкой зимой накопление биогенных элементов в верхнем квазиоднородном слое было ниже из-за усиления юго-западного переноса, менее устойчивой, по сравнению с условиями в суровую зиму, стратификацией, а также частичным потреблением биогенных элементов фитопланктоном, развитие которого в меньшей степени лимитировалось температурой воды. Таким образом, после суровой зимы ко времени наступления весеннего цветения в верхнем квазиоднородном слое оказывалось заметно больше биогенных элементов, что вызвало бурное развитие фитопланктона и активное потребление кислорода, соединений азота и фосфора. Быстрое снижение концентрации биогенных веществ в свою очередь лимитировало дальнейшее развитие фитопланктона и весенняя вспышка в год с суровой зимой оказалась, таким образом, короче по времени по сравнению с аналогичным процессом в год с мягкой зимой.

## THE DIFFERENCES IN THERMOHALINE STRUCTURE, HYDROCHEMICAL CHARACTERISTICS AND CHLOROPHYLL – A CONCENTRATION IN BALTIC SEA DURING SEVERE AND MILD WINTERS

*Zakharchuk E.A., Litina E.N., Tikhonova N.A.*

The thermohaline structure, distribution of hydrochemical characteristics and chlorophyll "a" concentration in the Baltic Sea in the mild winter of 2008 and severe winter of 2011 are analyzed on the base of numerical experiments with a hydrodynamic model, reanalysis of meteorological fields, as well as ship measurements. In paper was shown that autumn-winter convection, strengthening of wind-wave mixing due to increased cyclogenesis in the atmosphere during this period and shear instability of currents do not lead to complete mixing of water masses in winter conditions.

To compare of soft winter in 2008, in 2011, there is a noticeable sharpening of stratification (especially in open Baltic and in the Gulf of Finland) and a shallowing of the upper quasi-homogeneous layer. Also, during the severe winter, there was a more intensive accumulation of phosphates in the deep layers. The spatial-temporal dynamics of the chlorophyll-a concentration indicate that in a year with a severe winter, the spring phytoplankton bloom was generally more intense and less prolonged in time compared to a year with a mild winter. This feature was observed in the Gulf of Finland and in the northern part of the open Baltic Sea. The spring phytoplankton bloom was weakly expressed in the southern part of the open Baltic Sea in a year with a severe winter, while in a mild winter the phytoplankton blooming here was noticeably more intense.

## Литература

1. Антонов А.Е. Климатология экстраординарных невыходов и их прогнозирование. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. 2001 г., 96 с.
2. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 264 с.
3. Дианский Н.А., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н., Русаков А.С. Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С. 421-442.
4. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. Издательство Московского университета. 192 С. 1982
5. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н. К вопросу об идентификации волн невыходов и их прогнозирование. Метеорология и гидрология. №3, 2013, С. 66 – 73
6. Захарчук Е.А., Литина Е.Н., Клеванцов Ю.П., Сухачёв В.Н., Тихонова Н.А. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата. Труды ГОИН. №218. 2017 г., С. 6 - 62.
7. 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. (1992). Санкт-Петербург: Гидрометеиздат.
8. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. Известия РАН, ФАО, 2009, Т. 45, № 3, С. 1-16.
9. Bergström, S., Carlsson, B., 1994. River runoff to the Baltic Sea: 1950–1990. *Ambio*, 23, 280–287.

10. Berrisford, P, Dee, DP, Poli, P, Brugge, R, Fielding, M, Fuentes, M, Kållberg, PW, Kobayashi, S, Uppala, S, Simmons, A . The ERA-Interim archive Version 2.0. ERA Report Series. European Centre for Medium Range Weather Forecasts. 2011. 23p.
11. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., and Moritz R.E. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.
12. Diansky N.A. Modeling of ocean circulation and study of its response to short-period and long-period atmospheric influences. Moscow. PHYSMATLIT. 2013. 271 p. (in Russian)
13. Feistel, R., Nausch, G., and Wasmund, N. (Eds.): State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: a detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment, John Wiley & Sons, Hoboken, USA, 2008, 703 p.
14. Granskog, M. A., Ehn, J., and Niemelä, M.: Characteristics and potential impacts of under-ice river plumes in the seasonally icecovered Bothnian Bay (Baltic Sea), *J. Marine Syst.*, 53, 187–196, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.06.005>, 2005.
15. Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 1849–1867.
16. Jackett, D. R. and T. J. McDougall, 1995, Minimal Adjustment of Hydrostatic Profiles to Achieve Static Stability, *J. of Atmos. and Oceanic Techn.*, vol. 12, P. 381-389.
17. Kari, E., Merkouriadi, I., Walve, J., Leppäranta, M., and Kratzer, S. Development of under-ice stratification in Himmerfjärden bay, North-Western Baltic proper, and their effect on the phytoplankton spring bloom, *J. Marine Syst.*, 186, P.85–95, 2018.
18. Lass, H. U., Prandke, H., and Liljebladh, B.: Dissipation in the Baltic proper during winter stratification, *J. Geophys. Res.*, 108, 3187, <https://doi.org/10.1029/2002JC001401>, 2003.
19. Leppäranta, M. and Myrberg, K. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*, edited by: Leppäranta, M. and Myrberg, K., 41–88, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2009.
20. Liblik T., Laanemets J., Raudsepp U., Elken J., Suhhova I. Estuarine circulation reversals and related rapid changes in winter near-bottom oxygen conditions in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Ocean Sci.*, 9, P.917–930, 2013
21. Liblik, T. and Lips, U.: Variability of pycnoclines in a three-layer, large estuary: the Gulf of Finland, *Boreal Environ. Res.*, 22, P.27–47, 2017.

22. Liblik, T., G. Väli, I. Lips, Madis-Jaak Lilover, V. Kikas, and J. Laanemets. Winter stratification and its consequences in the Gulf of Finland. *Ocean Sci.*, 16, 1475–1490, 2020 <https://doi.org/10.5194/os-16-1475-2020>
23. Matthaus W. the History of Investigation of Salt Water Inflows into the Baltic Sea – from the Early Beginning to Recent Results./Marine Science Reports No. 65. – Rostock-Warnemuende, Germany, Baltic Sea Res. Institute (IOW), 2006, 73 p.
24. Merkouriadi, I. and Leppäranta, M. Influence of sea ice on the seasonal variability of hydrography and heat content in Tvärminne, Gulf of Finland, *Ann. Glaciol.*, 56, P.274–284, 2015.
25. Mohrholz V., Naumann M., Nausch G., Kruger S., Grawe U. Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems* 148 (2015)- Leibniz-Institute for Baltic Sea Research Warnemünde, Germany, P. 152–166.
26. Petersen, W.: FerryBox systems: State-of-the-art in Europe and future development, *J. Marine Syst.*, 140, 4–12, 2014.
27. Rantajarvi E. (Editor). Alg@line in 2003: 10 years of innovative plankton monitoring and research and operational information service in the Baltic sea. Finnish Institute of Marine Research, MERI № 48, 2003.
28. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V. et al. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // *Russian J. Numer. Anal. Math. Modelling*. 2012. V. 27. N1, P. 95-111.