

Санкт-Петербургский государственный университет

*КАЛЕДИНА Анастасия Сергеевна*

**Выпускная квалификационная работа**

*Пространственно-временная изменчивость характеристик плотностных инверсий  
в верхнем слое Гренландского моря*

Уровень образования: *бакалавриат*

Направление *05.03.04 Гидрометеорология*

Основная образовательная программа *СВ.5021.2018 «Гидрометеорология»*

Профессиональная траектория *Океанология*

Научный руководитель:

доцент кафедры океанологии, кандидат  
географических наук,  
Башмачников Игорь Львович

Рецензент: в.н.с., Научный фонд  
«Международный центр по окружающей  
среде и дистанционному зондированию  
имени Нансена», кандидат физико-  
математических наук, Бобылев Леонид  
Петрович

Санкт-Петербург

2022

# Оглавление

<b>Введение</b> .....	3
<b>Глава 1. Глубокая конвекция в Гренландском море</b> .....	5
1.1. Физико-географическое описание района исследований.....	5
1.2. Глубокая конвекция как часть АМОЦ .....	6
1.3. Развитие глубокой конвекции.....	7
1.4. Влияние льда на развитие конвекции.....	9
1.5. Роль атмосферной циркуляции в развитии конвекции.....	10
<b>Глава 2. Данные и методы</b> .....	11
2.1. Массив натуральных данных EN.4.2.1.....	11
2.2. Океанический реанализ GLORYS12V1 .....	11
2.3. Атмосферный реанализ ERA5.....	11
2.4. Расчёт профилей с инверсиями плотности .....	12
<b>Глава 3. Изменчивость характеристик плотностных инверсий в верхнем слое Гренландского моря</b> .....	13
3.1. Внутригодовая изменчивость характеристик инверсий.....	13
3.2. Межгодовая изменчивость характеристик инверсий .....	14
3.3. Пространственное распределение характеристик инверсий.....	16
3.4. Анализ затоков вод по данным GLORYS12V1 .....	19
3.5. Теплообмен между океаном и атмосферой .....	21
<b>Выводы</b> .....	25
<b>Список литературы</b> .....	27
<b>Приложение</b> .....	31

## Введение

Глубокая конвекция – важный элемент динамики Атлантической меридиональной океанической циркуляции (части глобального конвейера), в связи с чем глубокая конвекция является неотъемлемой частью изменчивости глобальной климатической системы (Broecker, 1991; Latif et al., 2006). Изменение интенсивности глубокой конвекции тесно связано с изменением климата. В свою очередь, конвекция является важным фактором, регулирующим перенос тепла в полярные широты Северного полушария. При этом меняется характер распределения теплоотдачи поверхностью океана, что оказывает влияние на всю климатическую систему.

В зимний период в результате выхолаживания поверхности океана, а также вследствие заток солёных атлантических вод и последующего выхолаживания формируется аномально холодный и солёный поверхностный слой. Возникающая гравитационная неустойчивость реализуется в виде конвекции (Bashmachnikov et al., 2021; Chu, 1991).

Основной мерой изменения интенсивности глубокой конвекции является максимальная глубина перемешанного слоя, которая определяется по профилям плотности. В Гренландском море глубина перемешанного слоя достигает максимума в период с января по апрель, причём обычно пик развития приходится на апрель (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018). Зимой и ранней весной глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в Гренландском море достигает 1500-2000 м. Основные районы наиболее частого развития глубокой конвекции локализируются в районе  $73\text{--}76^\circ$  с.ш.,  $5^\circ$  з.д.– $1^\circ$  в.д. (Федоров и др., 2018).

Помимо традиционной области наиболее частого развития конвекции в северной части Гренландской котловины выделяется еще одна область в юго-восточной её части – Рисунок 1 (см. Башмачников и др., 2018). При этом развитие потенциальной неустойчивости столба воды (Chu, 1991), как следствие заток солёных вод западной ветви Норвежского течения, является доминирующим фактором долгопериодной межгодовой изменчивости интенсивности конвекции в Гренландском море (Bashmachnikov et al., 2021).

Для проверки этой гипотезы мы проанализировали профили потенциальной плотности в данном районе и локализовали профили с инверсиями, что определяет

**актуальность** данной работы. Ранее подобный анализ инверсий в районе Гренландской котловины не производился.

**Цель работы:** выявить особенности пространственно-временной изменчивости характеристик плотностных инверсий в верхнем слое Гренландского моря и причины их возникновения.

Для достижения цели работы были поставлены следующие **задачи:**

1. Выявить профили с инверсиями плотности по натурным данным температуры и солёности в Гренландском море с 1993 по 2019 гг.;
2. Определить характер пространственно-временного распределения профилей с инверсиями;
3. Разделить инверсии по причинам возникновения на термические и солёностные;
4. Выявить случаи возникновения инверсий в результате заточков тёплых и солёных или холодных и распреснённых вод, а также интенсивностью теплообмена океана с атмосферой.

## **Глава 1. Глубокая конвекция в Гренландском море**

### **1.1. Физико-географическое описание района исследований**

Гренландская котловина представляет собой воронкообразное углубление в центральной части Гренландского моря, между островами Ян-Майен, Гренландия и архипелагом Шпицберген. Средняя глубина Гренландской котловины превышает 1500 м, а максимальная достигает почти 5000 м (Суховей, 1986).

Гренландское море имеет общие черты с другими морями, в которых наблюдается глубокая конвекция. В частности, здесь присутствует циклоническая циркуляция, формирующая купол холодных вод в центре моря и сильное зимнее выхолаживание поверхностного слоя. Однако, на характер изменения плотности верхнего слоя Гренландского моря большое влияние оказывает вынос льдов из Арктического бассейна, а также формирование льда зимой (Marshall, Schott, 1999).

Циркуляция вод Гренландского моря представляет собой циклонический круговорот, который формируется за счёт воздействия двух разнонаправленных течений (Алексеев и др., 1989). Тёплый поток состоит из западной ветви Норвежского течения, проходящей вдоль хребта Мона, а затем продолжается как Западно-Шпицбергенское течение вдоль хребта Книповича. Холодную воду из Северного Ледовитого океана несёт Восточно-Гренландское течение, далее от него отходит восточная ветвь к северу от острова Ян-Майен – течение Ян-Майен (Marshall, Schott, 1999).

В результате циклонической циркуляции, в центре Гренландской котловины происходит подъём холодных распреснённых вод. При этом на глубинах менее 200 м образуются резкие градиенты температуры, солёности и плотности воды, которые разрушаются во время интенсивной зимней конвекции (Алексеев и др., 1989). Относительно малая мощность верхнего слоя и слабая стратифицированность вод ниже пикноклина объясняют большую глубину проникновения конвекции в холодный сезон. Максимальное развитие конвекции (свыше 1000 м) в Гренландском море наблюдается в апреле (Башмачников и др., 2018).

В Гренландском море выделяется несколько водных масс. На поверхности тонкий слой холодных и распреснённых арктических вод, образованный холодным Восточно-Гренландским течением. Под ним находится тёплая и солёная Атлантическая промежуточная водная масса, поступающая с юго-востока. Ниже промежуточного слоя

располагается слабо стратифицированная глубинная водная масса Гренландского моря, которая формируется в результате глубокой конвекции (Marshall, Schott, 1999).

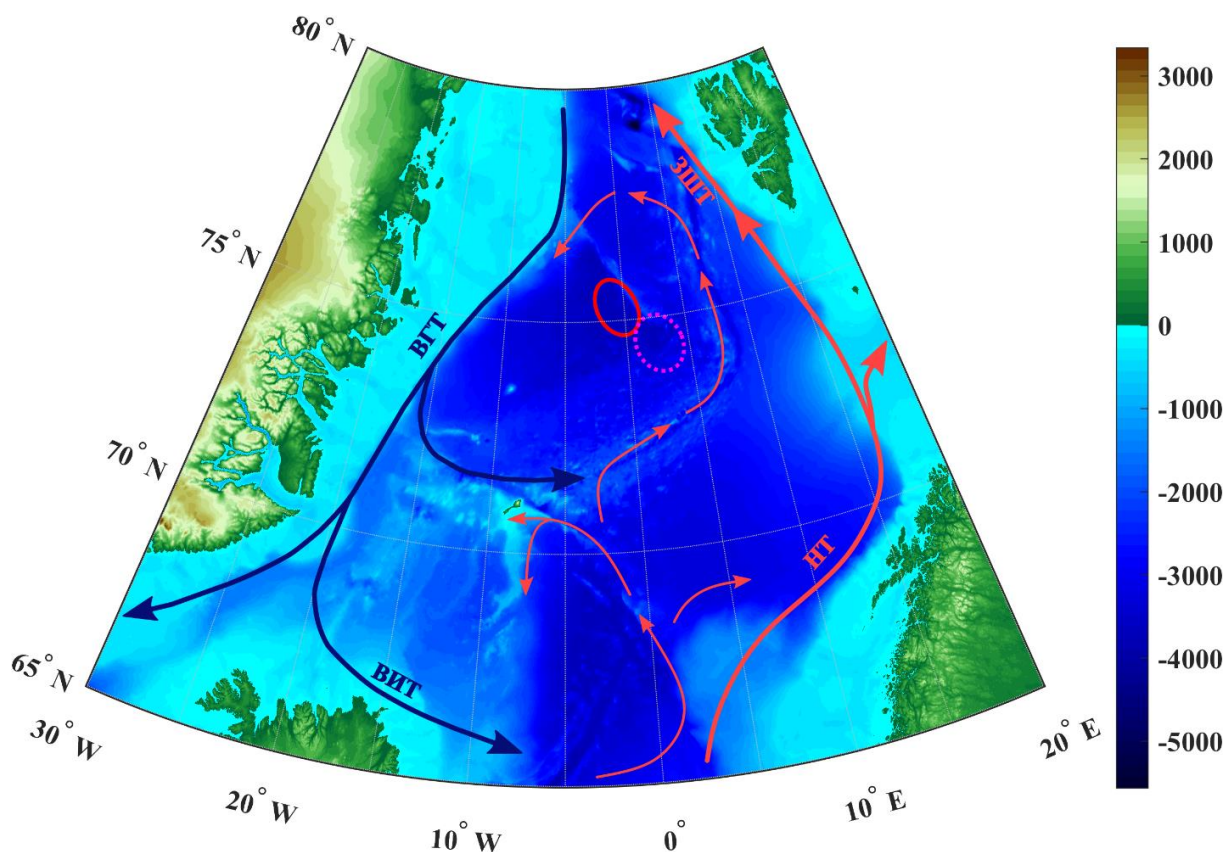


Рисунок 1. Схема основных течений Северо-Европейского бассейна. Красными стрелками обозначены тёплые течения: НТ – Норвежское течение, ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение; синими стрелками обозначены холодные течения: ВГТ – Восточно-Гренландское течение, ВИТ – Восточно-Исландское течение. Красным овалом обозначена область конвекции в северной части Гренландской котловины, розовым пунктиром – область конвекции в юго-восточной части котловины.

## 1.2. Глубокая конвекция как часть АМОЦ

В схеме глубинной циркуляции Стоммела (Stommel, 1958) основным механизмом, приводящим в движение Глобальный океанический конвейер, является глубокая конвекция в приполярных широтах Северной Атлантики. Глубинные воды поднимаются на поверхность в результате вертикального перемешивания в тропических районах Мирового океана, где объединяются в возвратный поверхностный поток в сторону Северной Атлантики, замыкая ячейку (Kunze, 2017).

Внутри Глобального конвейера можно выделить частично изолированную ячейку циркуляции, объединяющую Атлантический и Южный океаны, Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция (АМОЦ). Интенсивность АМОЦ в Северной

Атлантике определяется интенсивностью развития глубокой конвекции в Гренландском море, морях Ирмингера и Лабрадор, и изменчивостью интенсивности подъема вод под воздействием ветрового апвеллинга в Южном океане (Chafik, Rossby, 2019; Johnson et al., 2019; Lozier, 2019).

В работе (Кузнецова, Башмачников, 2021) были оценены основные механизмы контроля и изменчивости АМОЦ. Результаты кросс-корреляционного анализа показали, что существенный вклад в изменчивость АМОЦ вносят глубокая конвекция в Северной Атлантике, и, прежде всего, в море Ирмингера, а также апвеллинг в Южном океане. Запаздывание изменчивости АМОЦ относительно интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера составляет 9 лет, в море Лабрадор 2-9 лет, апвеллинга в Южном океане 24-25 лет.

При этом отмечается, что в Гренландском море, на десятилетних масштабах изменчивости, АМОЦ оказывает влияние на развитие глубокой конвекции, а не наоборот (Кузнецова, Башмачников, 2021), что подтверждает идею о влиянии межгодовой изменчивости адвекции атлантических вод на стратификацию в верхней части Гренландского моря, а также на интенсивность развития глубокой конвекции в этом районе (Bashmachnikov et al., 2021; Brakstad et al., 2019; Selyuzhenok et al., 2020).

### 1.3. Развитие глубокой конвекции

Вертикальное перемешивание в море, в том числе глубокая конвекция, может развиваться под воздействием сочетания различных внешних факторов. Рассматривают термодинамические и динамические механизмы вертикального перемешивания (Chu, 1991).

К термодинамическим относят механизмы, при которых в верхнем слое формируется более плотная водная масса, по сравнению с нижележащей водой, т.е. перемешивание является результатом гравитационной неустойчивости водного столба. Примерами такого перемешивания является выхолаживание или осолонение водной поверхности при взаимодействии с атмосферой, двойная диффузия, термобарическая неустойчивость, потенциальная неустойчивость (Chu, 1991).

Исходя из уравнений сохранения количества тепла и соли:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t} &= A_{\theta} + M_{\theta} + \frac{\partial M_{z\theta}}{\partial z} + \frac{\partial D_{\theta}}{\partial z} \\ \frac{\partial S}{\partial t} &= A_S + M_S + \frac{\partial M_{zS}}{\partial z} + \frac{\partial D_S}{\partial z},\end{aligned}\tag{1}$$

(где  $\theta$  – потенциальная температура,  $S$  – солёность,  $A_\theta = -\vec{V} \cdot \nabla \theta$ ,  $A_S = -\vec{V} \cdot \nabla S$  – адвекция потенциальной температуры и солёности,  $M_\theta = \nabla_l(K_l \nabla_l \theta)$ ,  $M_S = \nabla_l(K_l \nabla_l S)$  – горизонтальная диффузия,  $D_\theta$ ,  $D_S$  – двойная диффузия), потенциальная неустойчивость в первую очередь является результатом дифференциальных потоков в синоптическом масштабе и неустойчивостью, вызванной потоком плавучести, описывается следующим условием:

$$\frac{\partial}{\partial z} \{ -[\alpha A_\theta - \beta A_S] + [\alpha M_\theta - \beta M_S] \} < 0, \quad (2)$$

(где  $\alpha$  и  $\beta$  – коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия).

Динамическими механизмами, способствующими возникновению вертикального перемешивания, является воздействие ветра на поверхность океана, а также различные виды динамической неустойчивости потока (например, неустойчивость Кельвина-Гельмгольца и другие виды динамической неустойчивости). Такие движения способствуют не только возникновению вертикальных перемешанных ячеек, но и играют важную роль формировании плотной водной массы на континентальном шельфе и ее дальнейшего перемещения в область континентального склона, что приводит к склоновому (каскадному) типу конвекции (Chu, 1991).

Фоновыми условиями развития глубокой конвекции открытого океана, помимо уже упоминавшийся циклонической циркуляции, также являются процессы, предшествующие развитию конвекции (Killworth, 1983). Взаимодействие с атмосферой и океаническая адвекция во время тёплого сезона, предшествующие развитию конвекции, могут создать более или менее стратифицированную область внутри циклонического купола, для перемешивания которой требуется большее или меньшее выхолаживание (и/или осолонение) поверхностного слоя в холодный период (Chu, 1991).

В Гренландском море глубокая конвекция чаще всего возникает в северной и юго-восточной частях Гренландской котловины. Наибольшее количество эпизодов глубокой конвекции наблюдается с марта по май, при этом максимальное количество случаев зарегистрировано в апреле, а глубины ВКС достигают 1500-2000 м (Башмачников и др., 2018; Федоров и др., 2018). Далее к югу, в морях Лабрадор и Ирмингера, глубина развития конвекции также может достигать 1000-1500 м и наибольшее количество эпизодов глубокой конвекции наблюдается в марте. Области конвекции распространяются почти зонально между 56-59° с.ш. и 42-57° з.д. (Федоров и др., 2018). Также по данным буёв Argo анализ пространственной изменчивости аномалий стратификации (Фалина и др.,



2017) и по данным расчётов глубин ВКС (Башмачников и др., 2018) была выделена ещё одна область развития глубокой конвекции на стыке двух морей.

Существует несколько способов расчёта глубин ВКС, наиболее точным является метод Духовского, который впервые применялся в работах (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018), по сравнению с общепринятыми методами Kara (Kara et al., 2003) и Montegut (de Boyer Montegut et al., 2004). Метод Духовского, в частности, лучше выделяет толщину для глубокого ВКС и слабо стратифицированной водной толщи. У этого метода нет заданного порога потенциальной плотности. Глубина ВКС фиксируется на том уровне, где локальный градиент потенциала плотности  $\left| \frac{d\sigma}{dz} \right|$  превышает значение двух сигм (СКО). Стоит отметить, что перед расчётом глубин ВКС в данных методах, участки с гравитационной неустойчивостью искусственно перемешиваются (Башмачников и др., 2018).

В работе (Fedorov, Bashmachnikov, 2020) вводится также новый параметр для оценки интенсивности развития глубокой конвекции – площадь области, где глубина вертикального перемешивания превышает 800 м. Данный параметр можно использовать для данных на регулярной сетке.

#### **1.4. Влияние льда на развитие конвекции**

Морской лёд может оказывать влияние на интенсивность развития глубокой конвекции в Гренландском море. Лёд формирует преграду для обмена теплом и влагой с атмосферой. В таком случае распространение льда в центральную часть Гренландского моря препятствует развитию глубокой конвекции (Mysak et al., 1990; Moore et al., 2015; Våge et al., 2018). С другой стороны, образование льда может усилить процессы развития конвекции из-за осолонения воды при ледообразовании (Meincke et al., 1997). В Гренландском море холодный и распреснённый зимний поверхностный слой подстиляется тёплым и солёным слоем атлантических вод, нижняя граница которого достигает 700 м глубины. Это значит, что при развитии конвекции более тёплая вода поднимается из глубоких слоёв, препятствуя дальнейшему образованию льда.

Более 65% морского льда в Гренландское море не местного происхождения, а выносится из Арктики (Миронов, 2004). Поэтому межгодовая изменчивость границы распространения льда в Гренландском море связана не только с региональными процессами, но и с динамикой льда в Арктике и характером атмосферной циркуляцией

над проливом Фрама (Vinje, Finnekasa, 1986; Гудкович, Николаев, 2001; Koenigk et al., 2007; Giles et al., 2012; Köhl, Serra, 2014).

### **1.5. Роль атмосферной циркуляции в развитии конвекции**

Взаимодействие океана и атмосферы считается основной причиной интенсивности развития глубокой конвекции (Marshall, Schott, 1999; Yang et al., 2016). Стандартные величины потери тепла в центральной части Гренландского моря составляют 120-160 Вт·м<sup>-2</sup> и приводят к умеренному конвективному перемешиванию, но увеличение потока до 200 Вт·м<sup>-2</sup> и более может привести к развитию глубокой конвекции (Moore et al., 2015; Kovalevsky et al., 2020). Величина потоков тепла из океана в атмосферу может резко увеличиваться во время, когда через Гренландское море проходят атмосферные циклоны (Zolina, Gulev, 2003; Dickson et al., 2008; Tilinina et al., 2016).

Выпадение атмосферных осадков также влияет на развитие глубокой конвекции в центральной части Гренландского моря, хотя этот фактор вторичен. В период 1990-2000-х годов уменьшилось количество выпадения осадков, что связывается с уменьшением значений индексов Североатлантического и Арктического колебаний (Peterson et al., 2006).

## **Глава 2. Данные и методы**

### **2.1. Массив натуральных данных EN.4.2.1**

Для расчёта профилей потенциальной плотности были взяты массивы данных натуральных вертикальных профилей температуры и солёности EN.4.2.1 из базы данных Hadley Center data base<sup>1</sup>. Массив EN.4.2.1 включает в себя данные со всех типов приборов для профилирования океана, основным источником является база данных Мирового океана (WOD), а также дополняется данными, собранными в ходе различных проектов и экспедиций (ASBO, NPEO, NABOS, CABOS), Глобальной программы профилей температуры и солёности (GTSP), буёв-измерителей Argo. Данные проходят жёсткий контроль качества и исключают недостоверные профили (Good et al., 2013). Нами были выбраны массивы с поправками Гурецкого, Резегетти (2010 г.) на измерения батитермографов (Gouretski, Reseghetti, 2010). С 1993 по 2019 гг. анализ инверсий проводился для холодного сезона с ноября по апрель. Обработка данных и расчёты производились с помощью пакета программ MATLAB.

### **2.2. Океанический реанализ GLORYS12V1**

Для выявления заточков вод были взяты ежедневные данные океанического реанализа GLORYS12V1<sup>2</sup> с пространственным разрешением  $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ , содержащего 50 вертикальных уровней. Данный реанализ основан на системе глобального прогнозирования Европейской службы мониторинга морской среды Copernicus (CMEMS), компонентом модели является платформа NEMO, наблюдения усваиваются с помощью фильтра Калмана. GLORYS12V1 был выбран, поскольку модель ассимилирует данные альтиметрии, спутниковой температуры поверхности моря, концентрации морского льда и натурные данные вертикальных профилей температуры и солёности, в качестве атмосферного форсинга используется реанализ ERA-Interim, а также повторный реанализ ERA5.

### **2.3. Атмосферный реанализ ERA5**

ERA5<sup>3</sup> – это реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) пятого поколения глобального климата и погоды с 1979 г. по настоящее время. Модель ассимилирует наблюдения в верхних слоях атмосферы и у поверхности Земли. ERA5 заменил предыдущий реанализ ERA-Interim. Нами были выбраны ежечасные данные скрытого и явного потоков тепла на границе океан-атмосфера с пространственным

---

<sup>1</sup> <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/download-en4-2-1.html>

<sup>2</sup> [https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030](https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030)

<sup>3</sup> <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>

разрешением  $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ . Скрытые потоки тепла представляют собой передачу тепла за счёт фазового изменения состояния воды (испарение или конденсация) между поверхностью океана и атмосферой. В результате испарения океан передаёт тепло в атмосферу. Явные потоки тепла формируются за счёт турбулентного движения воздуха. Величина потока определяется разницей температур между поверхностью океана и вышележащей атмосферой, скоростью ветра и шероховатостью морской поверхности.

#### 2.4. Расчёт профилей с инверсиями плотности

Под плотностной инверсией следует понимать уменьшение потенциальной плотности с глубиной. В Гренландском море, в холодный период года, профили с инверсиями плотности в верхнем слое наблюдаются достаточно часто. Предположительно количество таких профилей должно увеличиваться в областях наиболее частого развития конвекции.

Выделение профилей с инверсиями плотности производилось следующим образом. Определялось минимальное значение плотности на профиле, далее оставались только профили, где разность значения плотности на поверхности и минимального её значения превышала выбранный порог  $0,001 \text{ кг/м}^3$ . После этого полученные профили проходили визуальный отбор, чтобы исключить ошибки наблюдений. На рисунке 2 показаны примеры профилей потенциальной плотности, на которых были зарегистрированы инверсии в верхнем слое.

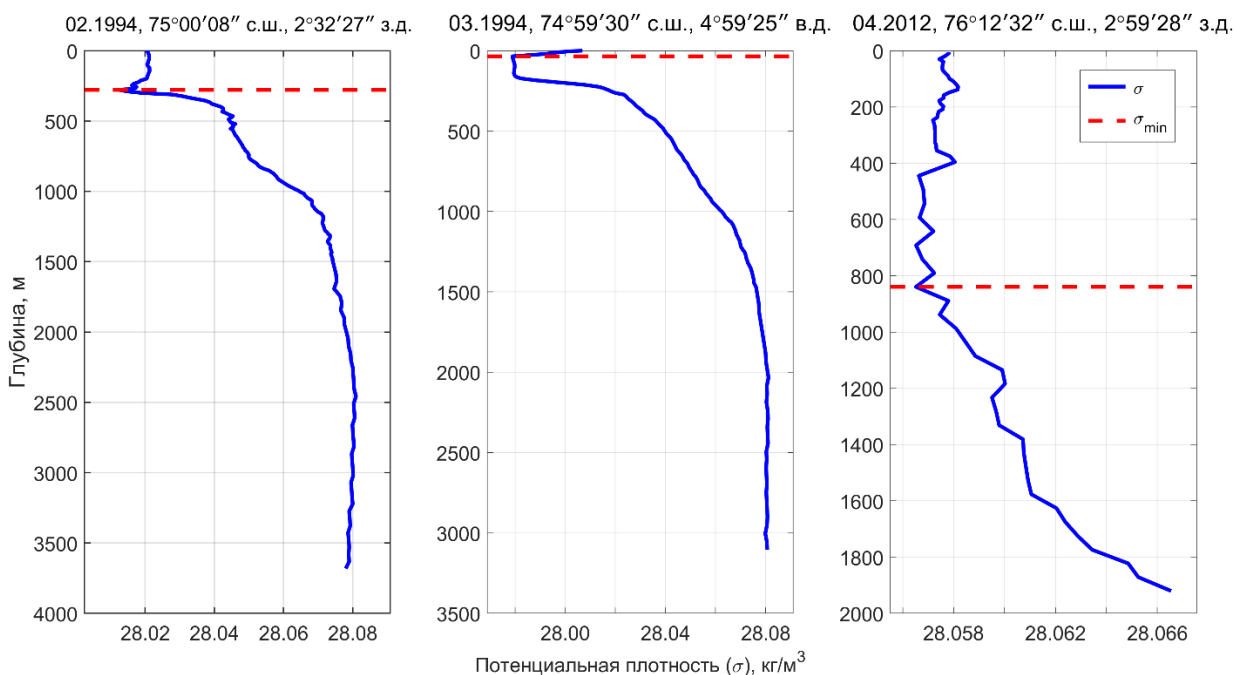


Рисунок 2. Примеры профилей потенциальной плотности с инверсиями. Красным пунктиром обозначена глубина с минимальным значением плотности.

## Глава 3. Изменчивость характеристик плотностных инверсий в верхнем слое Гренландского моря

### 3.1. Внутригодовая изменчивость характеристик инверсий

Мы рассматриваем возникновение инверсий как процесс, предшествующий развитию глубокой конвекции. Наибольшее количество случаев возникновения глубокой конвекции в Гренландском море зафиксировано с января по апрель и максимум приходится на апрель (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018), поэтому для анализа инверсий был выбран холодный сезон с ноября по апрель, остальные месяцы в данной работе не рассматривались, поскольку в тёплое время года наблюдается наиболее устойчивая стратификация и инверсии мало вероятны.

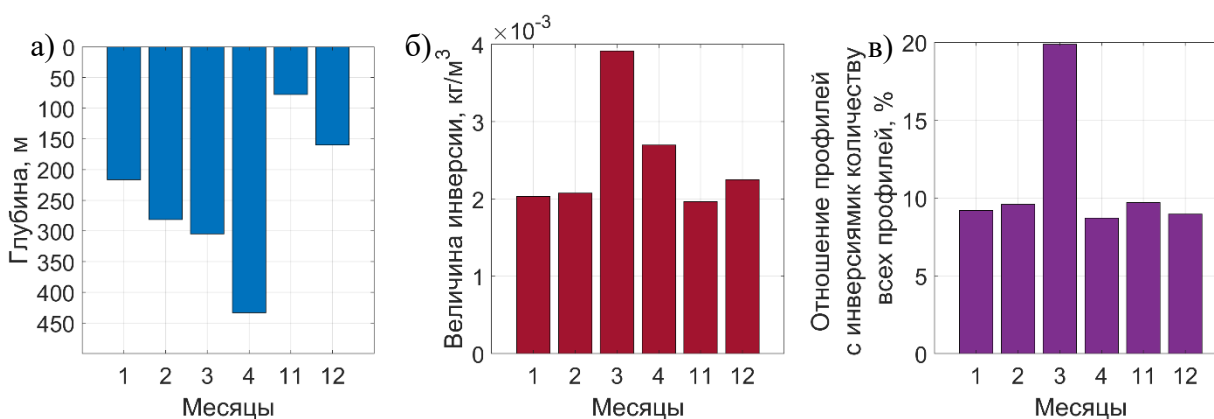


Рисунок 3. Внутригодовая изменчивость характеристик плотностных инверсий в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море; а) вертикальная мощность инверсий, м; б) величина скачка плотности в инверсиях, кг/м<sup>3</sup>; в) процент профилей с инверсиями от общего количества профилей.

Наибольшее количество профилей с инверсиями в Гренландском море в холодный сезон с ноября по апрель наблюдается в марте и составляет 20% от общего числа профилей за период наблюдений 1993-2019 гг. В марте наблюдаются и наибольшие значения величины плотностной инверсии, где они в среднем составляют 0,004 кг/м<sup>3</sup> и уменьшаются в апреле (0,003 кг/м<sup>3</sup>). При этом в марте вертикальная мощность инверсионного слоя (порядка 300 м) меньше, чем в апреле (порядка 430 м), когда наблюдался максимум величины ВКС. Предполагается, что уменьшение величины инверсии в апреле связана с выхолаживанием ВКС на значительной части толщи морской воды до температур близких к минимальным.

### 3.2. Межгодовая изменчивость характеристик инверсий

Далее была рассмотрена межгодовая изменчивость характеристик плотностных инверсий в Гренландском море за холодный период 1993-2019 гг. Под годом понимается конец предыдущего (ноябрь и декабрь) и начало следующего (с января по апрель). Годы были определены таким образом, поскольку нас интересовала вертикальная структура характеристик столба воды, непосредственно предшествующих, развитию глубокой конвекции. Исключением является начало наблюдений, в 1993 г. входят данные только с января по апрель, данные ноября и декабря 1992 г. не рассматривались.

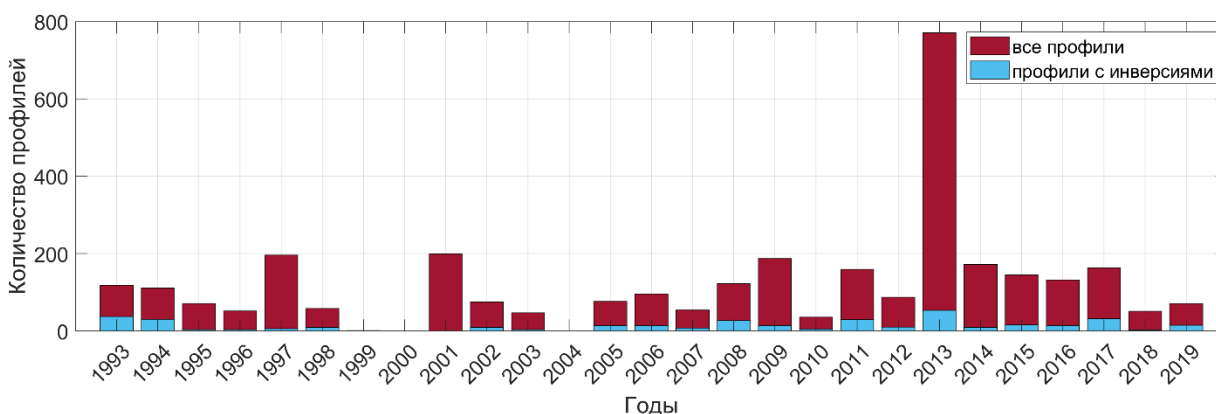


Рисунок 4. Межгодовая изменчивость количества всех профилей и профилей с инверсиями в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море.

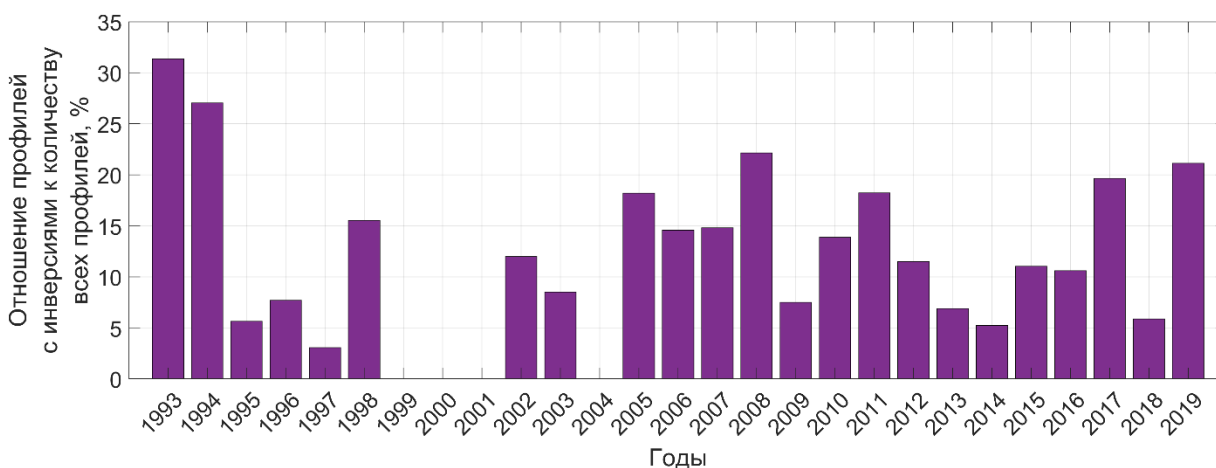


Рисунок 5. Межгодовая изменчивость процентного отношения профилей с инверсиями к общему количеству профилей в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море.

Наибольшее количество профилей с инверсиями зарегистрировано в 2013 г., также выделяются 1993, 1994, 2008, 2011 и 2017 гг., при этом по общему количеству профилей резко выделяется 2013 г., где их число превышает 700 в исследуемом районе, что связывается с частыми измерениями с помощью профилирующих буёв (см. Приложение).

Число профилей с инверсиями в 2013 г. от общего количества измерений составляет всего 7%.

В целом прослеживается зависимость количества профилей с инверсиями от общего числа данных, корреляция двух рядов составляет 0,68, данный коэффициент корреляции является значимым ( $p$ -уровень $<0,01$ ). Наибольшие проценты профилей с инверсиями зафиксированы в 1993 г. и 1994 г. и составляют 31% и 27% соответственно. Сравнительно высокие проценты также зафиксированы в 2008 г. и 2011 г. и составляют 22% и 18%.

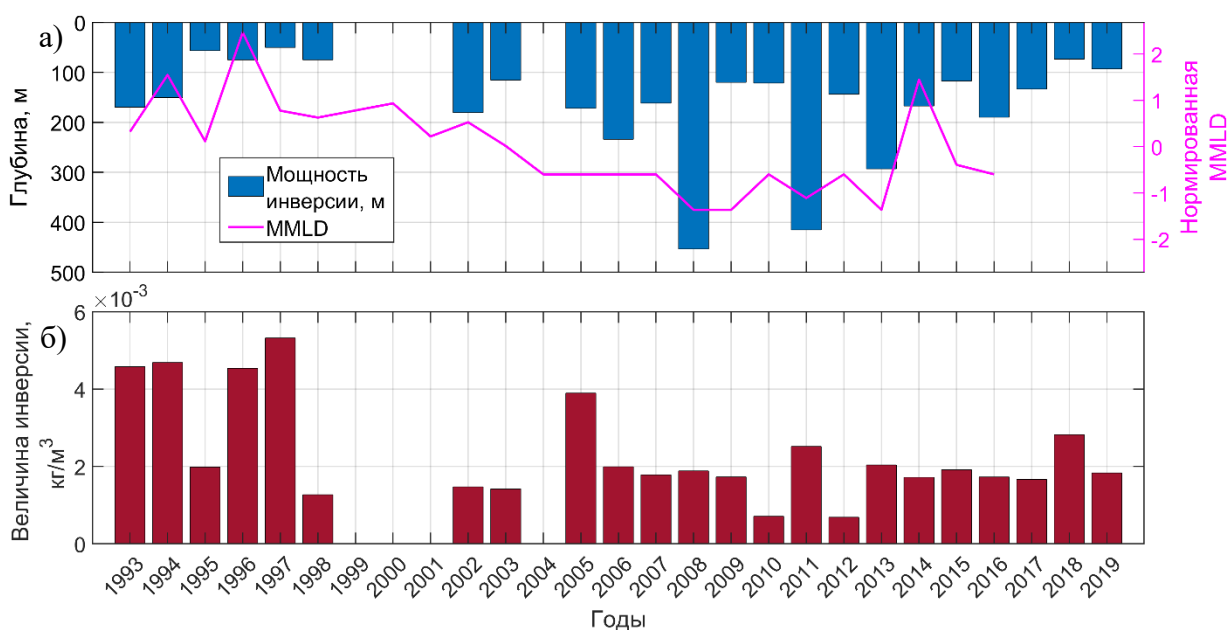


Рисунок 6. Межгодовая изменчивость характеристик плотностных инверсий в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море; а) вертикальная мощность инверсий, м, MMLD – нормированная максимальная глубина перемешанного слоя; б) величина скачка плотности в инверсиях, кг/м<sup>3</sup>.

На рисунке 6 представлен временной ход характеристик плотностных инверсий, таких как вертикальная мощность и величина скачка плотности (инверсии). Наибольшие средние вертикальные мощности инверсий зафиксированы в 2008, 2011 и 2013 гг. и составляют 453, 415 и 293 м, соответственно. Эти годы практически точно повторяют годы, когда наблюдалась наибольшая интенсивность глубокой конвекции в Гренландском море: в 2008, 2009, 2011 и 2013 гг. (Bashmachnikov et al., 2021). Корреляция между мощностью инверсии и максимальной глубиной перемешанного слоя достигают 0,55 ( $p$ -уровень $<0,05$ ). Значения MMLD взяты из статьи (Bashmachnikov et al., 2021),

максимальная глубина перемешанного слоя нормировалась как  $\frac{(MMLD - \overline{MMLD})}{\sigma}$ , где  $\sigma$  – стандартное отклонение максимальных за год MMLD.

Наибольшая величина скачка плотности зафиксирована в 90-е годы, при этом в годы с максимальной вертикальной мощностью величина инверсий была сравнительно небольшая. Видимо здесь проявляется тот же эффект уменьшения величины инверсий для более глубоких перемешанных слоев, аналогичный наблюдаемому в сезонном ходе, описываемый выше.

### 3.3. Пространственное распределение характеристик инверсий

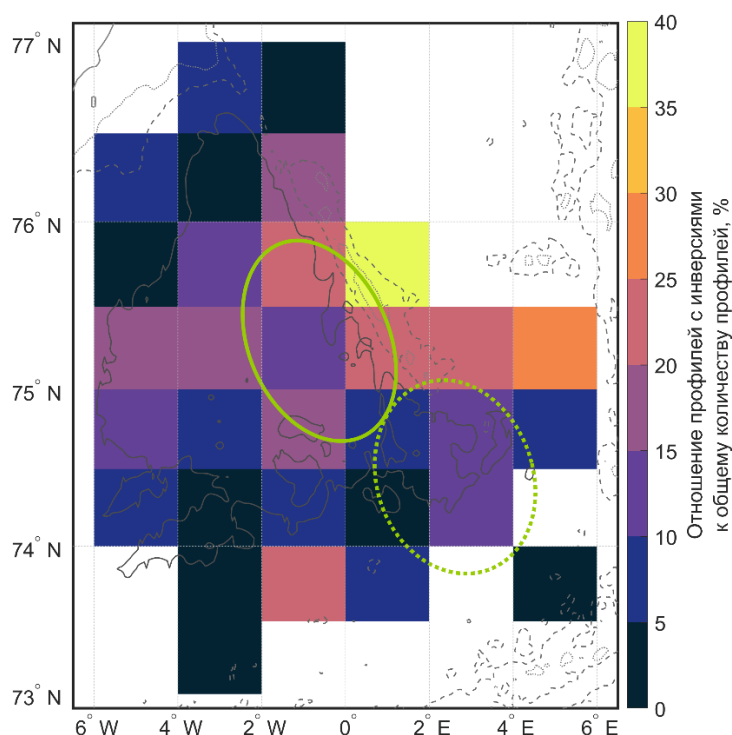


Рисунок 7. Пространственное распределение процентного отношения профилей с инверсиями к общему количеству профилей в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море в заданной сеточной области.

Сплошным овалом обозначена область конвекции в северной части Гренландской котловины, пунктиром – область конвекции в юго-восточной части котловины. Учитывались только ячейки сетки, в которых общее число профилей превышало 30.

Область наибольшей повторяемости профилей с инверсиями расположена в глубоководной части севера Гренландского моря. Меньше всего профилей зарегистрировано в южной и северо-западной частях.

Исходя из упрощённой записи уравнения состояния морской воды:

$$\sigma = \sigma_0(-\alpha\Delta\theta + \beta\Delta S), \quad (3)$$



(где  $\alpha$  – коэффициент термического расширения морской воды,  $\beta$  – коэффициент солёностного сжатия морской воды,  $\Delta\theta$  – разность потенциальной температуры на поверхности и на глубине минимальной потенциальной плотности,  $\Delta S$  – разность солёности на поверхности и на глубине минимальной потенциальной плотности), плотностные инверсии можно разделить по характеру возникновения на преимущественно термические и солёностные, соответственно ведущие в дальнейшем к развитию преимущественно термической или солёностной конвекции.

На рисунке 8 точками показано пространственное распределение профилей потенциальной плотности с инверсиями в верхнем слое Гренландского моря за весь период 1993-2019 гг. Синим цветом показаны профили с ведущим вкладом солёности в формирование инверсий в профилях потенциальной плотности, а красным – температуры. В целом наблюдается достаточно много профилей по всей акватории, в которых вклад солёности составляет более 90%, которые преимущественно сосредоточены в северо-восточной части моря.

Вклад солёности ( $RS$ ) в формирование плотностной инверсии определялся из соотношения слагаемых линейной аппроксимации уравнения состояния морской воды:

$$RS = \frac{\beta\Delta S}{(-\alpha\Delta\theta + \beta\Delta S)} \cdot 100\%. \quad (4)$$

Профили с более чем 50% вкладом солёности составляют 69% от общего количества профилей с инверсиями.

Осреднение вклада солёности на регулярной сетке показывает, что профили с солёностным вкладом доминируют по всей акватории за исключением южной части юго-восточной области возникновения глубокой конвекции (вклад солёности от 40 до 50%).

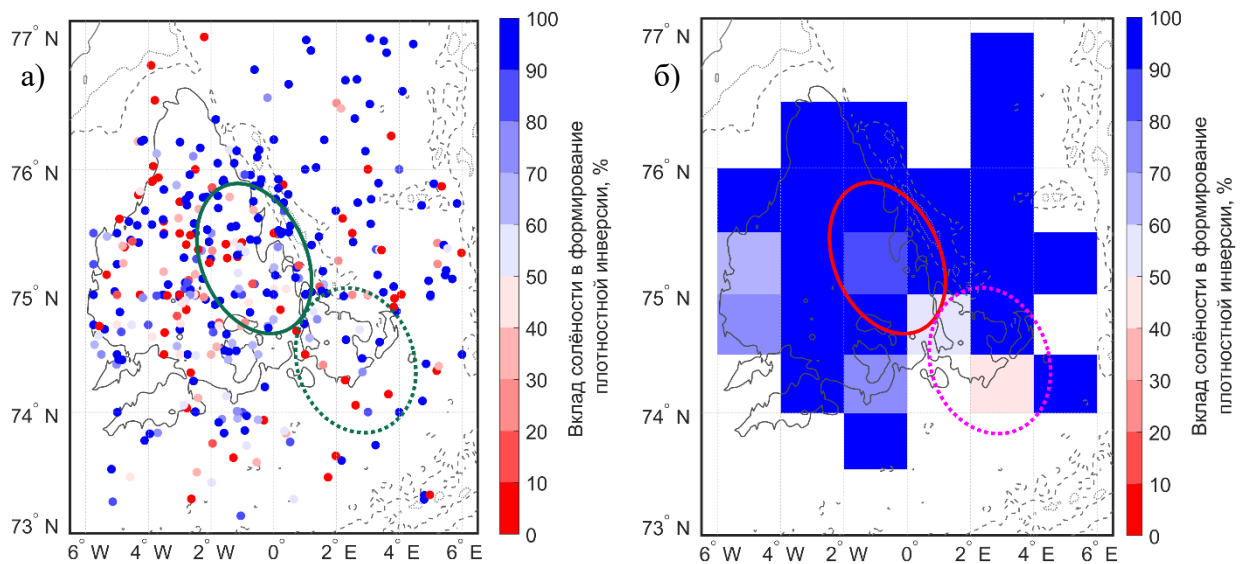


Рисунок 8. Пространственное распределение профилей с инверсиями (а) в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море в заданной сеточной области (б). Цветом показан процентный вклад солёности в формирование плотностной инверсии. Сплошным овалом обозначена область конвекции в северной части Гренландской котловины, пунктиром – область конвекции в юго-восточной части котловины. Использовались только ячейки, где число профилей с инверсиями в ячейке превышает 5.

На диаграмме рассеяния представлена связь изменения солёности и температуры в инверсиях. Значения параметров, находящиеся ниже и левее красной прямой  $\beta\Delta S = -(-\alpha\Delta\theta)$ , соответствуют стабильной ситуации в профиле, когда увеличение солёности с глубиной компенсирует уменьшение температуры, или наоборот. В области выше и справа от красной прямой  $\beta\Delta S = -(-\alpha\Delta\theta)$  расположены точки, где происходит дестабилизация по одному из параметров или сразу по обоим. Положительные значения  $\beta\Delta S$  и отрицательные  $-\alpha\Delta\theta$  описывают дестабилизацию по солёности и стабилизацию по температуре, поэтому можно говорить, что это солёностные инверсии. Положительные  $-\alpha\Delta\theta$  и отрицательные  $\beta\Delta S$  – термические инверсии. Положительные  $-\alpha\Delta\theta$  и  $\beta\Delta S$  – инверсии образуются за счёт дестабилизации и по температуре, и по солёности, при этом их можно разделить на инверсии, в которых вклад солёности превышает вклад по температуре, и наоборот.

Получается, что число солёностных инверсий составляет 40% от общего числа профилей, термических 13%, термических и солёностных с преобладанием солёностной дестабилизации 29%, с преобладанием термической дестабилизации 18%. В сумме инверсии с ведущей дестабилизацией по солёности доминируют над дестабилизацией

по температуре, 69% и 31% соответственно. Большое число солёностных дестабилизаций в профилях согласуется с результатами (Bashmachnikov et al., 2021), что солёность играет ведущую роль в межгодовой изменчивости плотности верхнего слоя Гренландского моря.

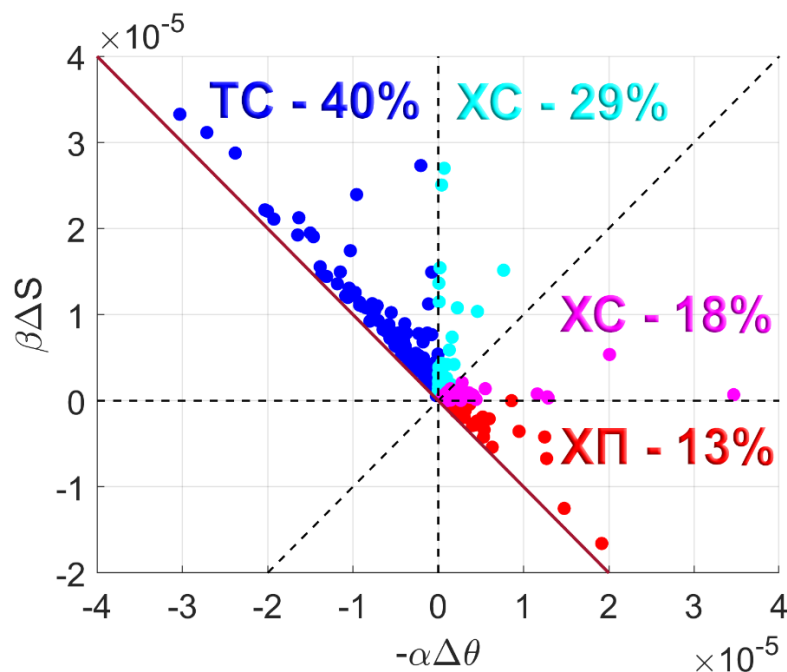


Рисунок 9. Диаграмма рассеяния термической и солёностной составляющих уравнения состояния морской воды в плотностных инверсиях. Синим цветом обозначены солёностные инверсии, голубым – термические и солёностные с преобладанием солёности, розовым – термические и солёностные с преобладанием температуры, красным – термические. ТС – тёплые и солёные воды, ХС – холодные и солёные воды, ХП – холодные и распреснённые воды.

### 3.4. Анализ затоков вод по данным GLORYS12V1

Мы предполагаем, что термические инверсии в этом районе должны возникать за счёт выхолаживания поверхностных вод при теплообмене с атмосферой. Солёностные инверсии, скорее всего, представляют собой результат затоков атлантических вод с северо-востока, а также затоков в результате меандрирования и неустойчивости западной ветви Норвежского течения в юго-восточной части моря. В северной и западной части Гренландского моря инверсии также могут возникать в процессе образования льда (Meinke et al., 1997).

Под затоком вод следует понимать прежде всего адвективный перенос тепла и соли вследствие неустойчивости течения. Также может наблюдаться перенос холодных и распреснённых вод. Для выявления затоков вод по данным GLORYS12V1 были

рассмотрены поля скоростей течений, потенциальной температуры и солёности. За поверхностные значения принимались средние по верхним 10 м, за значения на глубине минимальной плотности в профиле брались данные реанализа с горизонта близкого к глубине инверсии. По данными реанализа были построены ситуации, наблюдавшиеся в океане, в момент наступления инверсии вокруг неё на  $1^\circ$  к северу и югу по широте и на  $4^\circ$  к востоку и западу по долготе. Также были построены аномалии скоростей течения, потенциальной температуры и солёности между поверхностным горизонтом и горизонтом близким к глубине минимальной плотности в профиле, аномалии температуры и солёности домножались на коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия соответственно.

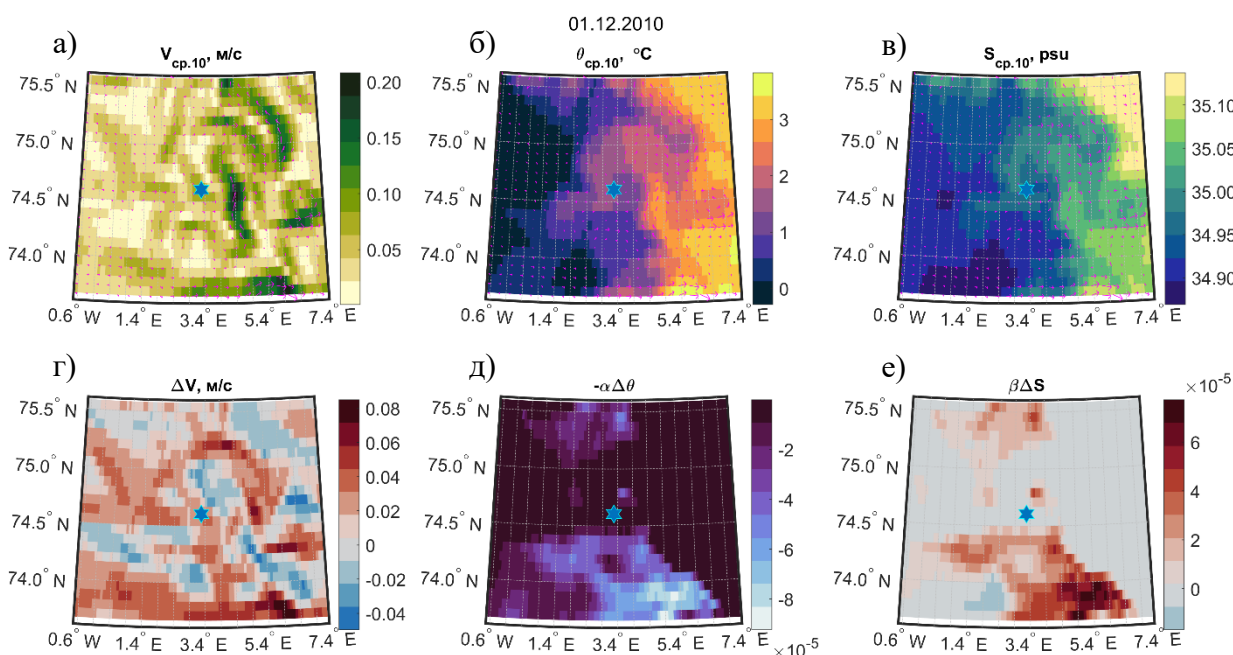


Рисунок 10. Пример затоков тёплых и солёных вод на момент наступления инверсии 01.12.2010 г. в Гренландском море, звёздочкой обозначен профиль с инверсией. а) поле скоростей течения в верхнем 10 м слое, м/с; б) поле потенциальной температуры в верхнем 10 м слое, °С; в) поле солёности в верхнем 10 м слое, psu; г) аномалии скоростей течения в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности; д) аномалии потенциальной температуры в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности, домноженные на  $-\alpha$ ; е) аномалии солёности в верхнем 10 м слое и на глубине минимальной плотности, домноженные на  $\beta$ .

В данном случае мы рассматривали годы с наибольшими величинами инверсий – с 1993 по 1998, и годы с наибольшей вертикальной мощностью инверсий – 2008, 2011, 2013. Также в расчёт брались только профили с достаточно большой толщиной слоя инверсии

(глубиной инверсии). За минимальную глубину инверсии принималась глубина более 150 м. Это характерная глубина перемешанного слоя в ноябре в Гренландском море.

По полям каждого из параметров определялось наличие затоков тёплых и солёных вод, холодных и распреснённых или затоков вовсе не наблюдался, также отмечалось наличие вихря в месте образования инверсии.

Таблица 1. Статистика по инверсиям и затокам в годы с наибольшими величинами и мощностями инверсий, профили с глубиной инверсии больше 150 м.

<i>1993, 1994, 1998</i>	<i>% инверсий от кол-ва профилей (34)</i>	<i>1993, 1994, 1998</i>	<i>Наличие затока, %</i>
Термические	32	Холодные и распреснённые воды	18
Солёностные	15	Тёплые и солёные воды	21
Термические и солёностные	53	Нет затока	61
<i>2008, 2011, 2013</i>	<i>% инверсий от кол-ва профилей (69)</i>	<i>2008, 2011, 2013</i>	<i>Наличие затока, %</i>
Термические	4	Холодные и распреснённые воды	9
Солёностные	73	Тёплые и солёные воды	25
Термические и солёностные	23	Нет затока	66

По статистике затоков и инверсий из таблицы 1 можно сделать вывод, что в 1990-е годы 21% инверсий описывается затоками тёплых и солёных вод, из которых 15% солёностных инверсий, а остальные – термические и солёностные инверсии. 18% инверсий описывается затоками холодных и распреснённых вод, все из которых термические инверсии. При этом в 2010-е годы 25% инверсий описываются затоками тёплых и солёных вод (все из них солёностные), и также 9% инверсий (термические инверсии) описываются затоками холодных и распреснённых вод. Для большинства случаев инверсий, как в 1990-е, так и в 2010-е не было обнаружено затоков. Для более полной картины необходимо было также учесть теплообмен между океаном и атмосферой.

### **3.5. Теплообмен между океаном и атмосферой**

Термические инверсии могут возникать за счёт отдачи тепла из океана в атмосферу, когда на поверхности более плотная вода образуется вследствие уменьшения температуры воды. Для учёта потоков тепла на границе океан-атмосфера мы взяли

значения явного ( $Q_S$ ) и скрытого ( $Q_L$ ) потоков тепла по данным атмосферного реанализа ERA5, поскольку данный реанализ используется в качестве форсинга в океаническом реанализе GLORYS12V1. В данном случае за поток тепла принимается как сумма явного и скрытого потоков  $Q = Q_S + Q_L$ . Радиационный баланс не учитывается, поскольку его межгодовая изменчивость в Гренландском море зимой незначительна.

Значения потоков тепла брались в момент наступления инверсии. Считался средний поток за сутки в ближайшей точке к нахождению профиля с инверсией. Для оценки величины потока за норму принимались среднемесячные климатические значения потоков из океана в атмосферу в Гренландском море, рассчитанные по данным реанализа ERA-Interim, для месяцев с ноября по март  $150 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ , для апреля  $120 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ . Далее считался процент относительно нормы. Значения потоков относительно нормы меньше 50% принимались как относительно небольшие, от 50% до 100% – в пределах нормы, более 100% – выше нормы. Данные расчётов приведены в таблице 2.

Таблица 2. Статистика по потокам тепла из океана в атмосферу, %.

<i>Относительно невелики (&lt;50%)</i>	<i>Норма (от 50% до 100%)</i>	<i>Выше нормы (&gt;100%)</i>
<i>Все рассматриваемые годы</i>		
42	23	35
<i>1993, 1994, 1998</i>		
47	29	24
<i>2008, 2011, 2013</i>		
39	20	41

Стоит отметить, что 7% от всех потоков в периоды наблюдения инверсий приходится на потоки из атмосферы в океан. В таком случае поверхность океана прогревается за счет атмосферы и образуется более тёплая, а, как следствие, менее плотная вода, чем на нижележащих горизонтах. Это свидетельствует о стабильной ситуации, при которой инверсии образовываться не должны, поэтому причину возникновения таких инверсий мы пока что описать не можем. При этом даже небольшие значения потоков тепла из океана в атмосферу могли привести к возникновению плотностных инверсий.

Совместный анализ инверсий по характеру возникновения, наличия затоков тёплых и солёных или холодных и распреснённых вод, теплообмена между океаном и атмосферой

позволил разделить между собой следующие механизмы возникновения плотностных инверсий.

Термические инверсии возникают за счёт:

1. Только затока холодных и распреснённых вод;
2. Затока холодных и распреснённых вод и теплоотдачи из океана в атмосферу;
3. Только теплоотдачи из океана в атмосферу.

Солёностные инверсии возникают за счёт:

1. Только затока тёплых и солёных вод;
2. Затока тёплых и солёных вод и теплоотдачи из океана в атмосферу;
3. Затока холодных и распреснённых вод и теплоотдачи из океана в атмосферу;
4. Только теплоотдачи из океана в атмосферу.

Термические и солёностные инверсии возникают за счёт:

1. Только затока тёплых и солёных или холодных и распреснённых вод;
2. Только теплоотдачи из океана в атмосферу;
3. Затока тёплых и солёных или холодных и распреснённых вод и теплоотдачи из океана в атмосферу.

Необходимо отметить, что возникновение солёностных инверсий за счёт затока холодных и распреснённых вод и теплоотдачи из океана в атмосферу совместно или за счёт только теплоотдачи из океана в атмосферу может происходить и при ледообразовании. При этом температура поверхности океана должна уменьшиться до температуры замерзания морской воды. Образование морского льда в Гренландском море происходит к востоку от шельфа между 71° и 75° с.ш. и севернее 75° с.ш. Между 71° и 75° с.ш. наблюдаются наибольшие межгодовые колебания площади морского льда (Germe et al., 2011).

Таблица 3. Процент инверсий, объясняемых: 1) затоком вод и потоком тепла, 2) только затоком вод, 3) только потоком тепла, 4) ничем не объясняются, 5) ледообразованием.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
<i>Все рассматриваемые годы</i>				
29	1	27	7	36
<i>1993, 1994, 1998</i>				
32	0	50	6	12
<i>2008, 2011, 2013</i>				
28	1	16	7	48

В таблице 3 приведено процентное соотношение инверсий, объясняемых различными сочетаниями механизмов возникновения, описываемых ранее. Из всех инверсий большая часть может быть объяснена ледообразованием (36%), одновременным затокком вод и отдачей тепла из океана в атмосферу (29%), только потоком тепла из океана в атмосферу (27%). При этом в 1990-е годы 50% инверсий объясняется только теплообменом между океаном и атмосферой, в эти же годы были зафиксированы наибольшие величины инверсий и сравнительно небольшие вертикальные мощности. В 2010-е же годы количество вышеописанных инверсий опускается до 16%, но значительно увеличивается количество инверсий, которые могли образовываться путём осолонения поверхности за счёт ледообразования 48%. Стоит отметить, что такое большое число инверсий, объясняемых ледообразованием, могло возникнуть вследствие сложности выявления затокков вод на момент наступления инверсии.



## **Выводы**

Считается, что в океане инверсии плотности не проявляются, потому что столб воды мгновенно перемешивается. Такая ситуация реализуется в гидродинамических моделях, где плотностные инверсии ведут к мгновенному перемешиванию. Однако данные наблюдений показывают, что в океане плотностные инверсии существуют и фиксируются приборами. Исследование таких инверсий позволяет охарактеризовать условия, которые предшествуют перемешиванию, а также основные механизмы, приводящие к конвективному перемешиванию верхнего слоя, соответственно к возникновению глубокой конвекции.

В нашей работе проводилось исследование инверсий в Гренландском море, они классифицировались по характеру возникновения на термические и солёностные, и проводился поиск механизмов формирования плотностных инверсий.

Во внутригодовой изменчивости вертикальная мощность инверсий постепенно увеличивается с ноября и достигает своего максимума в апреле, когда и регистрируется наиболее мощная интенсивность развития глубокой конвекции в Гренландском море. В марте фиксируется наибольший скачок плотности в инверсиях и наибольшее количество профилей с инверсиями.

В годы с более интенсивной глубокой конвекцией (2008, 2011, 2013) вертикальное развитие инверсий достигает глубин порядка 400 м, при этом в эти годы средняя величина инверсий сравнительно небольшая, в отличие от 1993-1998 гг., когда мощности инверсий были наибольшие.

Пространственное распределение профилей неоднородно, в глубоководной части Гренландской котловины их концентрация наибольшая. Профили с преимущественно солёностным или преимущественно термическим вкладом в формирование инверсий можно встретить в разных частях акватории. При этом наблюдается доминирование солёностной дестабилизации.

По характеру формирования плотностные инверсии разделяются на солёностные (40%), образованные преимущественно затоками атлантических вод и ледообразованием, термические (13%), которые могут образовываться за счёт потери тепла в верхних слоях океана или затоков холодных и распреснённых вод. Инверсии с одновременным вкладом солёности и температуры разделяются на преимущественно солёностные (29%) и преимущественно термические (18%), их формирование может происходить под одновременным действием вышеупомянутых факторов.

Отдельный анализ профилей с инверсиями (глубже 150 м) в 1990-е и 2010-е годы показал, что совместно с затоками вод происходит теплоотдача из океана в атмосферу в

момент наступления инверсии и 29% рассматриваемых профилей описываются именно этой совокупностью процессов. При этом в 1990-е годы наибольший процент инверсий образуется путём только потери тепла океаном. В свою очередь, в 2010-е годы 48% инверсий, а именно солёностные, описываются предположительным ледообразованием. Также высокий процент инверсий, приходящийся на этот механизм формирования, может возникать из-за сложности выявления затоков вод в момент наступления неустойчивости столба воды, поскольку для определения затоков используются данные реанализа.

В дальнейшем планируется поиск методов наиболее точного определения затоков вод, а также расчёт и сравнение теплосодержания в профилях с термической дестабилизацией с данными потоков тепла по атмосферному реанализу, для попытки вычисления времени жизни существования инверсии. Будут также рассмотрены ситуации, наблюдавшиеся в океане и атмосфере до возникновения неустойчивости столба воды.

## Список литературы

1. Алексеев Г.В., Богородский П.В., Нагурный А.П., Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод // В Сб.: «Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне» (ред. Ю.В.Николаев, Г.В.Алексеев), Л.: Гидрометиздат., 1989, С. 37-43.
2. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Духовской Д.С. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194.
3. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Духовской Д.С. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2019. Т. 16. № 1. С. 191–201.
4. Гудкович З.М., Николаева А.Я. Дрейф морского льда в Арктическом бассейне и его связь с объемом льда в арктических морях СССР. // Труды АННИИ, 1963. № 104, С. 210.
5. Кузнецова Д.А., Башмачников И.Л. О механизмах изменчивости Атлантический меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ). // ОКЕАНОЛОГИЯ, 2021. Т. 6. № 6. С. 1-13.
6. Мионов Е. У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. Под ред. В. А. Спичкина. Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Гос. науч. центр Рос. Федерации, Аркт. и Антаркт. науч.-исслед. ин-т. СПб.: ААНИИ, 2004, 320 с.
7. Суховей В.Ф. Моря мирового океана. Л.: Гидрометиздат., 1986, 286 с.
8. Фалина А. С., Сарафанов А. А., Добролюбов С. А., Запотьылько В. С., Гладышев С. В. Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг. // Вестник Московского ун-та. Сер. 5: «География», 2017. № 4. С. 45–54.

9. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле, 2018. Т. 63. № 3. С. 345–362.
10. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Golubkin P.A., Vesman A.V., Selyuzhenok V.V., Gnatiuk N.V., Bobylev L.P., Hodges K.I., Dukhovskoy D.S. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2021. Vol. 174 (103557). P. 1–20. doi:10.1016/j.dsr.2021.103557
11. Brakstad A., Våge K., Håvik L., Moore G. W. K. Water mass transformation in the Greenland Sea during the period 1986–2016 // Journal of Physical Oceanography, 2019. Vol. 49 (1). P.121–140. doi:10.1175/JPO-D-17-0273.1
12. Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor // Oceanography, 1991. Vol. 4. P. 79-89.
13. Chafik L., Rossby T. Volume, heat, and freshwater divergences in the Subpolar North Atlantic suggest the Nordic Seas as key to the state of the Meridional Overturning Circulation // Geophysical Research Letters, 2019. Vol. 46 (9). P. 4799–4808. doi:10.1029/2019GL082110
14. Chu P. C. Geophysics of deep convection and deep water formation in oceans // Deep convection and deep water formation in the oceans / eds. Chu S., Gascard J. C. Elsevier Oceanography Series, 1991. Vol. 57. P. 3–16.
15. de Boyer Montegut C., Madec G., Fischer A. S., Lazar A., Iudicone D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // Journal of Geophysical Research, 2004. Vol. 109. P. C12003. doi:10.1029/2004JC002378
16. Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. Arctic, Sub-arctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate // Springer, 2008. P. 736.
17. Fischer J., F.Schott, M.Visbeck, Greenland sea convection monitoring // In: «Nordic Seas», Humburg, 1995. March Vol. 7(9). P. 61-64
18. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L. Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts // Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2020. Vol. 92 (101164). doi:10.1016/j.dynatmoce.2020.101164
19. Germe A., Houssais M.-N., Herbaut C., Cassou C. Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere // Journal of Geophysical Research, 2011. Vol. 116 (C10034). doi:10.1029/2011JC006960

20. Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L., Wingham D.J., Bacon S. Western Arctic Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre // *Nature Geoscience*, 2012. Vol. 5 (3). P. 194-197. doi:10.1038/ngeo1379
21. Gouretski V., Reseghetti F. On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database // *Deep-Sea Research I*, 2010. Vol. 57(6). P. 812-834. doi:10.1016/j.dsr.2010.03.011
22. Good S.A., Martin M.J., Rayner N.A. EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2013. Vol. 118. P. 6704–6716. doi:10.1002/2013JC009067
23. Johnson H. L., Cessi P., Marshall D. P., Schloesser F., Spall M. A. Recent contributions of theory to our understanding of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019. Vol. 124 (8). P. 5376–5399. doi:10.1029/2019JC015330
24. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. Mixed layer depth variability over the global ocean // *Journal of Geophysical Research*, 2003. Vol. 108 (3079). doi:10.1029/2000JC000736
25. Killworth P.D. Deep convection in the world ocean // *Rev. Geophys.*, 1983. Vol. 21. P. 1-26. doi:10.1029/RG021i001p00001
26. Koenig T., Mikolajewicz U., Haak H., Jungclaus J. Arctic freshwater export in the 20th and 21st centuries // *J. Geophys. Res.*, 2007. Vol. 112, G04S41. doi:10.1029/2006JG000274
27. Köhl A., Serra N. Causes of decadal changes of the freshwater content in the Arctic Ocean // *Journal of Climate*, 2014. Vol. 27 (9). P. 3461-3475. doi.:10.1175/JCLI-D-13-00389.1
28. Kovalevsky D.V., Bashmachnikov I.L., Alekseev G.V. Formation and decay of a deep convective chimney // *Ocean Modelling*, 2020. Vol. 148 (101583). doi:10.1016/j.ocemod.2020.101583.
29. Kunze E. The internal-wave-driven Meridional Overturning Circulation // *J. Phys. Oceanogr*, 2017. Vol. 47 (11). P. 2673–2689. doi:10.1175/JPO-D-16-0142.1
30. Latif M., Boning C., Willebrand J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Schweckendiek U., Madec G. Is the thermohaline circulation changing? // *J. Clim*, 2006. Vol. 19 (18). P. 4631–4637. doi:10.1175/JCLI3876.1
31. Lozier M. S., F. Li, S. Bacon, et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // *Science*, 2019. Vol. 363 (6426). P. 516–521. doi: 10.1126/science.aau6592

32. Marshall J., Schott F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Rev. Geophys*, 1999. Vol. 37 (1). P. 1–64. doi:10.1029/98RG02739
33. Meincke J., Rudels B., Friedrich H.J. The Arctic Ocean–Nordic Seas thermohaline system // *ICES Journal of Marine Science*, 1997. Vol. 54(3). P.283-299. doi:10.1006/jmsc.1997.0229
34. Moore G. W. K., Våge K., Pickart R. S., Renfrew I. A. Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas // *Nature Climate Change*, 2015. Vol. 5. P. 877–882. doi:10.1038/nclimate2688
35. Mysak L. A., Manak D. K., Marsden R. F. Sea ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle // *Climate Dynamics*, 1990. Vol. 5 (2). P. 111-133. doi:10.1007/BF00207426
36. Peterson B. J., McClell J., Curry R., Holmes R. M., Walsh J. E., Aagaard K. Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle // *Science*, 2006. Vol. 313(5790). P. 1061–1066. doi:10.1126/science.1122593.
37. Våge K., Papritz L., Håvik L., Spall M.A. and Moore G.W.K. Ocean convection linked to the recent ice edge retreat along east Greenland // *Nature communications*, 2018. Vol. 9(1), P. 1287. doi:10.1038/s41467-018-03468-6
38. Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R., Vesman A., Bobylev L. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea // *Cryosphere*, 2020. Vol.14 (2). P. 477–495. doi:10.5194/tc-14-477-2020.
39. Stommel H. The abyssal circulation // *Deep-Sea Research*, 1958. Vol. 5. P. 80–82.
40. Tilinina N.D., Gulev S.K. and Gavrikov A.V. Formation of extreme surface turbulent heat fluxes from the ocean to the atmosphere in the North Atlantic // *Oceanology*, 2016. Vol. 56(1). P.1-5. doi:10.1134/S0001437016010215.
41. Vinje T., Finnekasa O. The ice transport through the Fram strait // *Norsk Polarinstitutt*, Oslo, 1986. Vol. 186 (40).
42. Yang Q., Dixon T. H., Myers P. G., Bonin J., Chambers D., Van Den Broeke M. R. Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation // *Nature communications*, 2016. Vol. 7. 10525. doi:10.1038/ncomms10525.
43. Zolina O., Gulev S.K. Synoptic variability of ocean-atmosphere turbulent fluxes associated with atmospheric cyclones // *Journal of climate*, 2003. Vol. 16. P. 2717-2734. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2717:SVOOTF>2.0.CO;2

## Приложение

Расположение всех профилей (серые точки) и профилей с инверсиями (цветные точки) в холодный сезон за период 1993-2019 гг. в Гренландском море. Сплошным овалом обозначена область конвекции в северной части Гренландской котловины, пунктиром – область конвекции в юго-восточной части котловины.

