

Санкт-Петербургский государственный университет

*ЕДИГАРЕВА Маргарита Владимировна*

Выпускная квалификационная работа  
*Межгодовая изменчивость распределения водных масс в  
Исландском море*

Бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Профиль «Океанология»

Научный руководитель:

доцент, к.г.н. Башмачников И.Л.

«\_\_» \_\_\_\_\_ 2023

Рецензент:

в.н.с., ФОНД «НАНСЕН-ЦЕНТР»

к.ф.-м.н. Бобылев Л.П

«\_\_» \_\_\_\_\_ 2023

Санкт-Петербург

2023

## Аббревиатуры

Расшифровка на английском		Перевод на русский
<b>Течения</b>		
EGC	East Greenland Current	Восточно-Гренландское течение
EIC	East Iceland Current	Восточно-Исландское течение
FC	Faroe Current	Фарерское течение
IC	Irminger Current	течение Ирмингера
NIIC	North Icelandic Irminger Current	Северо-Исландское течение Ирмингера
<b>Водные массы</b>		
CBDW	Canadian Basin Deep Water	Глубинная водная масса Канадской котловины
EBDW	Eurasian Basin Deep Water	Глубинная водная масса Евразийской котловины
GSAIW	Greenland Sea Arctic Intermediate Water	Промежуточная арктическая водная масса Гренландского моря
ISAIW	Iceland Sea Arctic Intermediate Water	Промежуточная арктическая водная масса Исландского моря
MNAW	Modified North Atlantic Water	Модифицированная североатлантическая водная масса
NAW	North Atlantic Water	Североатлантическая (центральная) водная масса
NDW	Nordic Seas Deep Water	Глубинная водная масса Северо-Европейского бассейна
PIW	Polar Intermediate Water	Промежуточная полярная водная масса
PSW	Polar Surface Water	Поверхностная полярная водная масса
PSWw	warm Polar Surface Water	Теплая поверхностная полярная водная масса
PW	Polar Water	Полярная водная масса
RAW	Re-circulating Atlantic Water	Рециркулирующая атлантическая водная масса

## Содержание

<b>Введение</b> .....	<b>4</b>
1.1 Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция.....	5
1.2 Географическое положение Исландского моря.....	6
1.3 Батиметрия.....	7
1.4 Климат.....	8
1.5 Влияние Северо-Атлантического колебания на процессы в Исландском море.....	9
1.6 Водообмен между Норвежским и Исландским морем.....	10
1.7 Основные приповерхностные течения Исландского моря.....	11
1.8 Водные массы.....	15
1.8.1 Поверхностные водные массы.....	16
1.8.2 Промежуточные водные массы.....	18
1.8.3 Глубинные водные массы.....	19
<b>Данные и методы</b> .....	<b>20</b>
2.1 Описание пространственного распределения данных.....	20
2.2 Районирование Исландского моря.....	21
2.3 Описание временного распределения данных.....	22
2.4 OMP анализ (Optimum multiparameter analysis).....	26
<b>Результаты</b> .....	<b>29</b>
<b>Заключение</b> .....	<b>34</b>
<b>Литература</b> .....	<b>36</b>
<b>Приложение</b> .....	<b>39</b>

## Введение

Моря Северо-Европейского бассейна оказывают существенное влияние на климатическую систему значительного региона Евразийской Арктики. Это влияние обусловлено расположением бассейна, где взаимодействуют теплые и соленые атлантические воды и холодные и распресненные арктические воды. Эти процессы взаимодействия водных масс низких широт с водами высоких широт, происходящие в бассейне, влияют на циркуляцию вод. Близость к арктическому региону в совокупности с огромными потоками океанического тепла, поступающими из Атлантики, создают в этом регионе обширные области высоких потоков тепла в атмосферу, что обуславливает климатическую значимость этого региона, а также делают сам рассматриваемый регион крайне восприимчивым к изменению климата.

Исландское море стало интересовать ученых сравнительно недавно. Тем не менее процессы, происходящие в Исландском море, заслуживают пристального внимания. С Северо-Атлантическим течением Ирмингера и Фарерским течением в Исландское море поступают теплые атлантические воды. Восточно-Гренландское течение приносит холодные полярные воды. В процессе уплотнения при смешении этих вод формируются воды, достаточно плотные чтобы включатся в Атлантическую меридиональную океаническую циркуляцию (АМОЦ) в качестве верхнего слоя ее глубинного возвратного потока. В связи с вышесказанным, представляется важным получение более полного представления о циркуляции океана, трансформации и смешении водных масс в акватории Исландского моря.

**Цель работы:** исследование межгодовой изменчивости водных масс Исландского моря и причин этой изменчивости

**Задачи работы:**

1. С использованием ОМР анализа определить процентное содержание основных водных масс Исландского моря и проследить его межгодовую изменчивость
2. Выделить основные факторы, влияющие на межгодовую изменчивость процентного содержания водных масс Исландского моря

## *1.1 Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция*

Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция (АМОЦ) - часть глобальной океанической динамической системы, осуществляющая перенос поверхностных атлантических вод на север, а глубинных - на юг. Перенос осуществляется системой океанических поверхностных и глубинных течений, а также, на отдельных участках, существенную роль играет перенос океаническими вихрями. Особенностью Атлантического океана является то, что тепло в обоих полушариях (северном и южном) переносится на север (Frajka-Williams et al., 2019). Нагретые солёные воды тропических широт несут тепло в высокие широты, где остывают и смешиваются с холодными пресными полярными водными массами, опускаются на глубину и поворачивают обратно в южное полушарие. АМОЦ не замкнута, а является частью Глобального океанического конвейера. В частности, подъем погружившихся в северной Атлантике вод осуществляется, прежде всего, в Южном океане, а также в тропических областях Атлантического, Индийского и Тихого океанов. АМОЦ - важный элемент в климатической системе, определяющий, как климатические изменения определенных регионов Земли, так и изменение климата планеты в целом. Влияние АМОЦ на климат происходит, прежде всего, за счет перераспределения океаническими течениями солнечного тепла, неравномерно поступающего в различные широтные зоны Атлантического океана. Система АМОЦ подвержена межгодовой, междекадной и более долгопериодной изменчивости. Например, в нижнем дриасе (12.9-11.7 тыс. лет назад) произошло резкое ослабление АМОЦ, вызванное доминированием Полярных водных масс (PW) в акватории субполярной Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна. Преобладание PW привело к распреснению поверхностного слоя и уменьшило интенсивность конвекции (опускания поверхностных вод) в этих регионах (Geirsdottir et al., 2020). Однако, согласно Thornalley et al. (2015) АМОЦ скорее “реагировала”, а не влияла на глобальные климатические изменения последних 150 лет.

Факторов влияющих на силу интенсивность АМОЦ несколько. В некоторых работах главным фактором называют характер атмосферной циркуляции (Thornalley et al., 2018). Другие важные факторы: глубокая конвекция, температура приземного слоя атмосферы, увеличение потоков пресной воды с тающих ледников и морских льдов. Многие исследования последних лет отмечают, что ослабление АМОЦ во многом связано с увеличением концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере (Jackson et al., 2019), что связывают с антропогенным влиянием на климат. В Арктике за последние 20 лет температура приземного слоя атмосферы выросла в 2 раза, по сравнению с ростом

температуры в среднем по земному шару (IPCC, [Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate](#)). Это привело к резкому сокращению площадей морского льда и, усилению потока пресной воды из Арктического бассейна в Исландское и Гренландское моря, а также моря субполярной Северной Атлантики. Как результат, ослабление глубокой конвекции могло привести к ослаблению АМОЦ (Renfrew et al., 2019).

### ***1.2 Географическое положение Исландского моря***

Термин Исландское море появился в англоязычной литературе сравнительно недавно и отсутствует на русскоязычных картах, составляя южную часть Гренландского моря. В связи с этим возникает необходимость предварительно описать его расположение.

Впервые Исландское море было выделено в четвертом издании серии “NAMES AND LIMITS OF OCEANS AND SEAS” ([https://iho.int/uploads/user/pubs/standards/s-23/S-23\\_Ed3\\_1953\\_EN.pdf](https://iho.int/uploads/user/pubs/standards/s-23/S-23_Ed3_1953_EN.pdf)) Международной гидрографической организацией (МГО) в 2002 году (). Согласно современной номенклатуре МГО, членом которой является Российская Федерация, Исландское море на севере граничит с Гренландским морем (границей является линия, соединяющая мыс Брустер на восточном побережье Гренландии и мыс Sørkapp на острове Ян-Майен), на востоке - с Норвежским морем (границей является линия, соединяющая мыс Sørkapp на острове Ян-Майен и северо-восточную оконечность острова Fuglöy), на юге граница проводится между северо-восточной оконечностью острова Fuglöy и мысом Стокснес на восточном побережье Исландии. На западе Исландское море ограничено побережьем Исландии от мыса Стокснес до мыса Vjartangar, линией, соединяющей мыс Vjartangar и мыс Edward Holm, далее ограниченной побережьем Гренландии.

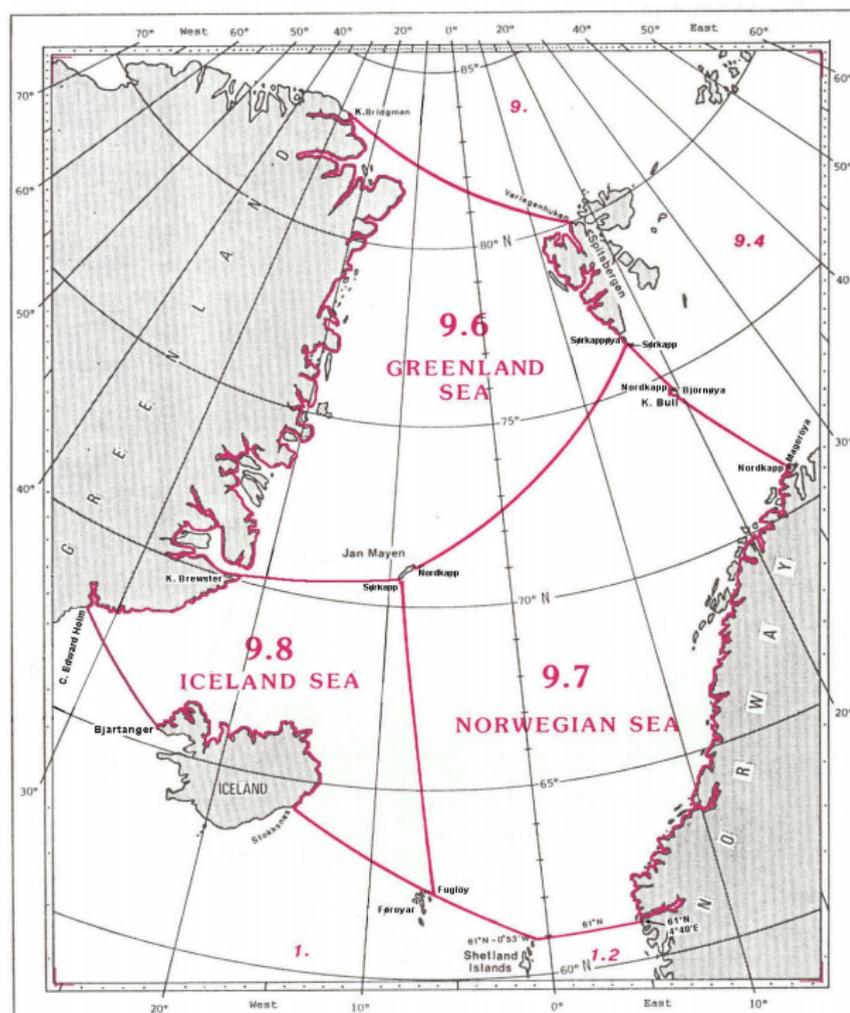


Рис.1 Географическое расположение Исландского моря, согласно МГО

Исландское море вместе с Гренландским и Норвежским объединяют в Северо-Европейский бассейн. Иногда в список морей бассейна также добавляют Баренцево море. Благодаря географическому расположению бассейна его можно назвать “плавающим котлом”, в котором смешиваются и трансформируются водные массы Арктики и Атлантики.

### 1.3 Батиметрия

Северо-Европейский бассейн, частью которого является Исландское море, имеет сложную батиметрию с хребтами и проливами, которые послужили естественными границами для морей бассейна. С юга Исландское море разделено с северной Атлантикой Датским проливом и Исландско-Фарерским хребтом. Датский пролив разделяет Гренландию и Исландию, он достаточно широкий (около 260 км) с максимальной глубиной 620 метров. Между Исландией и Фарерскими островами находится Исландско-Фарерский хребет. Самые глубокие желоба

Исландско-Фарерского хребта имеют форму четырёх каналов с глубиной порога от 420 метров вблизи Исландии до 480 метров вблизи Фарерских островов. Некоторые границы Исландского с другими морями Северо-Европейского бассейна проводятся исходя из донного рельефа. Например, хребет Ян-Майен разделяет Исландское и Норвежское моря.

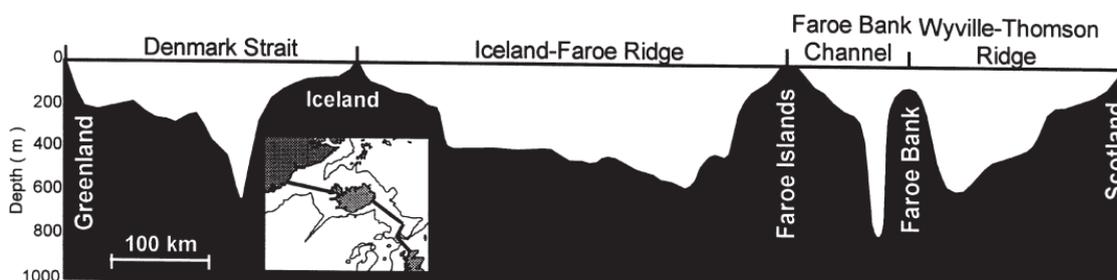


Рис.2 Рельеф дна вдоль Гренландско-Шотландского хребта (Hansen B., Østerhus S., 2000)

#### 1.4 Климат

Климат Северо-Европейского бассейна во многом определяется большим объемом тепла, поступающим с юга. Преобладающие юго-западные ветры и теплые течения способствуют повышению средней температуры воздуха на 10-20 °С в районе Северо-Европейского бассейна по сравнению со средней температурой других мест на тех же широтах (Walczowski, 2014). Климат Исландского моря субарктический, средняя годовая температура воздуха составляет -10 °С. Для акватории моря характерны сильные ветра, имеющие северо-восточное, северное и юго-восточное направление. Зимой усиливаются ветры и циклоническая активность в регионе (Einarsson, 1984, [www.vedur.is](http://www.vedur.is)). Среднее годовое количество осадков примерно равно 500 мм. Экстремальные значения погодных условий в регионе, зарегистрированных по данным метеонаблюдений в Исландии приведены в Таблице 1.

Табл.1 Экстремальные значения погодных явлений в Исландии. Данные Icelandic Meteorological Office

Parameter	Value	Location	Date
Minimum Temperature	-38 °C	Möðrudalur & Grímsstaðir, NE-Iceland	22 January 1918
Maximum Temperature	30,5 °C	Teigarhorn, SE-Iceland	22 June 1939
Maximum 24 h precipitation	293,3 mm	Kvísker, SE-Iceland	9-10 January 2002
Maximum one month precipitation	971,5 mm	Kollaleira, E-Iceland	November 2002
Maximum one year precipitation	4630,4 mm	Kvísker, SE-Iceland	2002
Maximum 10 min wind speed	62,5 m/s	Skálafell mountain, SW-Iceland	20 January 1998
Maximum wind gust	74,2 m/s	Gagnheiði mountain, E-Iceland	16 January 1995
Minimum sea level pressure	919,7 hPa	Vestmannaeyjar islands, S-Iceland	2 December 1929
Maximum sea level pressure	1058,5 hPa	Reykjavík, SW-Iceland	3 January 1841

### *1.5 Влияние Северо-Атлантического колебания на процессы в Исландском море*

Помимо влияния АМОЦ, характеристики водных массы Исландского моря зависят от процессов тепло- и влагообмена на поверхности моря. Эти процессы во многом определяются изменчивостью Северо-Атлантического колебания. Северо-Атлантическое колебание (NAO) — является ведущей модой крупномасштабной изменчивости поля атмосферного давления Северной Атлантики, влияющее на многие процессы в Североатлантическом регионе, и представляющего разность давлений Азорского максимума и Исландского минимума. Зимняя циркуляция атмосферы над субполярными областями Северной Атлантики – это результат взаимного усиления или ослабления этих двух центров атмосферного давления. Изменчивость NAO влияет на основные метеорологические параметры в районе Исландского моря: скорость и направление ветра, температуру воздуха и количество осадков. Опосредственно, через изменение теплообмена с атмосферой и регионального характера океанической циркуляции, NAO влияет и на океанические характеристики: температуру поверхностного слоя воды, глубину перемешанного слоя, локальную циркуляцию, солёность. Особенно выражено влияние NAO зимой (Baez et al., 2021). Один из центров действия атмосферы, определяющий интенсивность NAO, Исландский минимум, может распространять свое влияние и на Исландское море. Исландский минимум атмосферного давления концентрируется в районе моря Ирмингера и далее простирается на северо-восток, в периоды своего наибольшего развития достигая Норвежского моря (Våge et al., 2015). Над Лофотенским бассейном иногда возникает второй центр низкого давления, так называемый Лофотенский минимум. Помимо влияния на зимы в регионе, в этих двух районах циклоны наблюдаются чаще, чем в соседних районах Северной Атлантики. В Исландском море именно Исландско-Лофотенский диполь играет основную роль в межгодовой изменчивости метеопараметров региона. В периоды, когда Исландский минимум аномально глубокий, южные воздушные массы превалируют над Исландским морем, что приводит к адвекции теплых воздушных потоков и сопутствующему уменьшению интенсивности обмена на границе вода-воздух. Противоположная ситуация возникает, когда Лофотенский циклонический минимум аномально глубокий. Тогда Исландское море становится подвержено влиянию северных воздушных масс, что приводит к адвекции холодного воздуха в регион и увеличению потоков тепла из моря океана в атмосферу. В результате такого распределения давления на уровне моря Исландское море оказывается в седловой точке между двумя минимумами. И это приводит к локальному минимуму

турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой в этом районе. Океаническая конвекция происходит в центральной части Исландского моря к востоку от хребта Кольбейнси и приводит к формированию промежуточных арктических водных масс. Мощность давления ветрового вихря в некоторой степени регулирует глубины конвекции в Исландском море и сильно влияет на соленость поверхности.

### ***1.6 Водообмен между Норвежским и Исландским морем***

В Исландском море конвекция достаточно неглубока (до 300-400 м). Тем не менее в результате зимнего охлаждения на поверхности формируются достаточно плотные водные массы, часть которых переваливает через Гренландско-Шетландский хребет и переносится в северную Атлантику как глубинные северо-атлантические воды, а другая часть участвует в формировании глубинных вод Норвежского моря. Хребет Ян-Майен, к югу от одноименного острова, формирует границу для свободного водообмена между Норвежским и Исландским морями, разделяя на поверхности теплые и соленые атлантические водные массы Норвежского моря и холодные распресненные субарктические центральной части Исландского моря. Глубины в районе хребта Ян-Майен практически везде составляет менее 1000 метров. Исключение составляет только желоб Хлессунд, глубина которого равна 2000 метров ([Monk et. al., 2014](#)). Циклоническая циркуляция в Норвежском бассейне способствует проникновению атлантических вод на запад, а циклонический круговорот в Исландском море переносит субарктические воды на север по склону ([Blindheim and Østerhus, 2005](#)). На границе столкновения теплых и холодных водных масс образуется фронт, следующий вдоль хребта Ян-Майен, водообмен через который затруднен. Атлантические воды проникают в Исландское море, прежде всего, вдоль южной оконечности острова Ян-Майен. Желоб Хлессунд, возможно, является наиболее важным маршрутом для обмена глубинными водами между Норвежским и Исландским морями. Было установлено, что на интенсивность водообмена между морями наибольшее влияние оказывает поле ветра. Водообмен между морями в верхнем 100-м слое не имеет преобладающего направления. В верхнем слое 300-600 метров поток летом направлен на восток (в Норвежское море), а зимой — на запад (в Исландское). Эти сезонная изменчивость наиболее ярко выражена на 300 м. Придонное течение имеет преимущественно западное направление, т.е. несет воды в Исландское море. На скорость течений через хребет преобладающее влияние оказывает поле ветра. Для глубоководных течений наиболее важным фактором является ротор поля ветра над Норвежским морем, который и приводит к большему потоку в Исландское море зимой по сравнению с летом.

### 1.7 Основные приповерхностные течения Северо-Европейского бассейна

Атлантические воды поступают в Северо-Европейский бассейн по двум ответвлениям Северо-Атлантического течения: воды, поворачивающие на север, и воды, продолжающие движение в виде Норвежского течения. Первый поток делится на три ветви: поток, огибающий Исландию с запада; поток, проходящий через Исландско-Фарерский хребет; поток, проходящий через Фареро-Шетландский канал. Различные ветви атлантических вод влияют на разные части акватории. Воды, повернувшие на север и огибающие Исландию - несут атлантическое тепло и соль в Исландское море. Поток, проходящий через Исландско-Фарерский хребет - в Исландское море и юго-западную часть Норвежского моря. А Норвежское течение приносит теплые и соленые воды в Баренцево море и даже Северный Ледовитый океан. Согласно оценкам исследователей, суммарный перенос атлантических вод в Северо-Европейский бассейн составляет 7,7-9 Св, а тепловой поток от 276 до 310 ТВт. Однако температура атлантических вод, поступающих в Северо-Европейский бассейн, быстро снижается, примерно на 0,36 °С на один градус широты (Håvik et al., 2016).

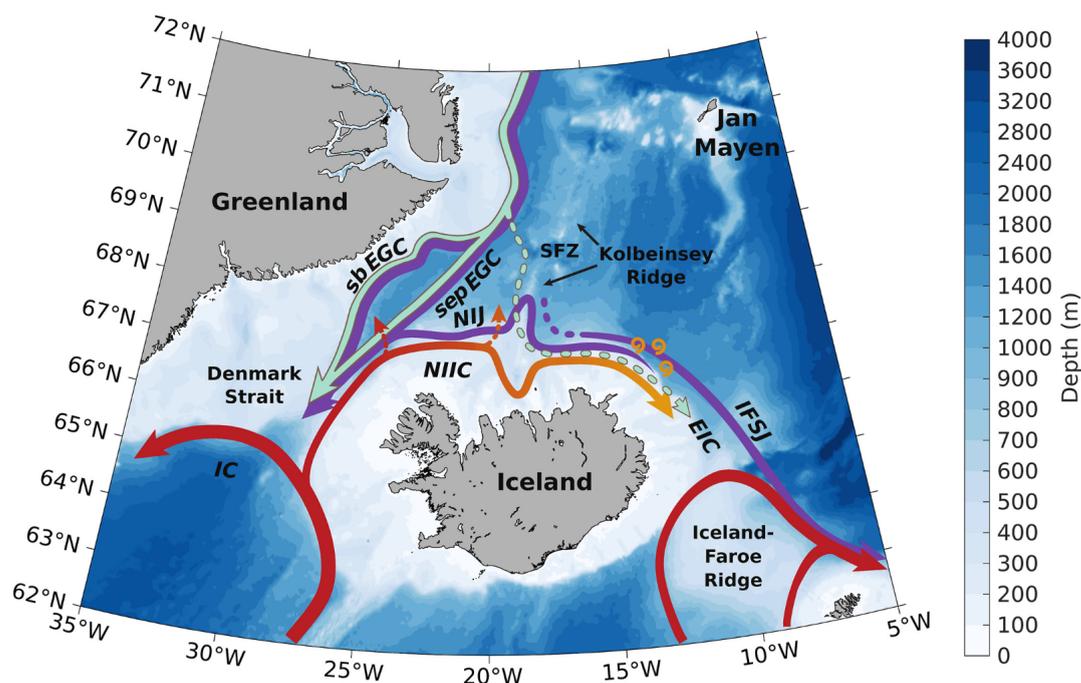


Рис.3 Поверхностные течения Исландского моря. Красными стрелками указан приток атлантических вод, фиолетовыми стрелками указаны глубинные арктические воды, а светло-зелеными - поверхностные арктические (Semper et al., 2022)

**Северо-Исландское Течение Ирмингера (НИС)** является основным течением в восточной части Датского пролива. В формировании НИС участвует теплое течение Ирмингера, протекающее на глубине 100-500 метров и мелководное Исландское прибрежное течение, протекающее по юго-западному шельфу Исландии (Logemann and

Harms, 2006). Расход НИС может варьироваться от 0,6 до 2 Св. Чаще всего расход принимается равным 1,1 Св. НИС является самым западным из всех поверхностных потоков атлантических вод на север. Северо-Исландское течение приносит на шельф Исландии теплые, соленые воды, однако по мере продвижения течения на север, оно быстро распресняется и охлаждается. Таким образом атлантические воды на северо-восточном побережье Исландии могут составлять менее 30% (Hansen and Østerhus, 2000).

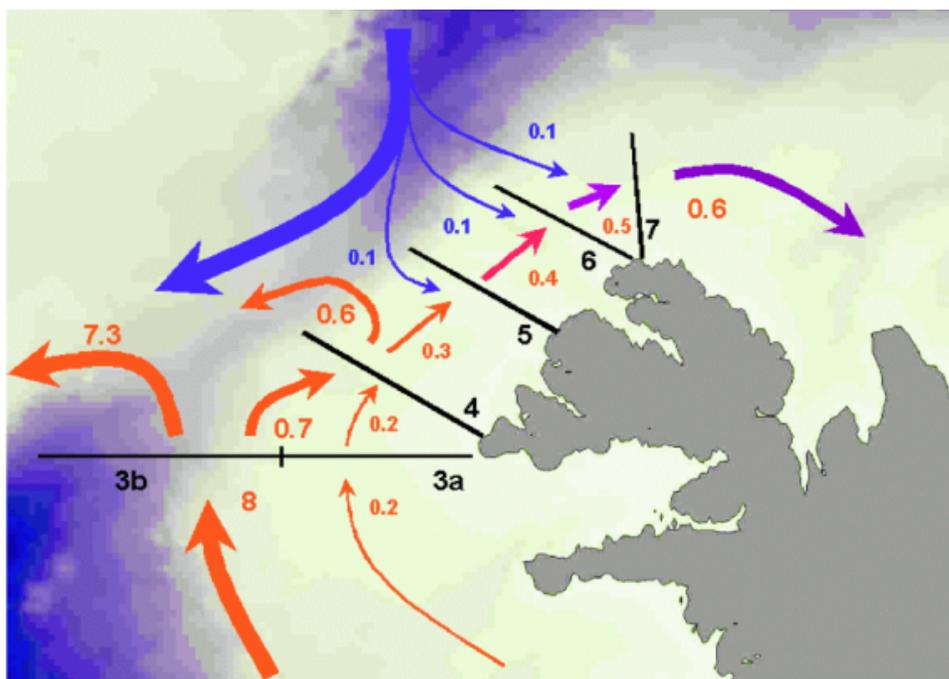


Рис.4 Распространение НИС, смоделированное на основе поля среднего потока с 1997 по 2003 год. Красными стрелками обозначены атлантические воды, синими - полярные. Черные цифры обозначают номер сечения, а красные и синие - расход в свердрупах (Logemann and Harms, 2006)

Из Рис.4 видно, что за последние 25 лет воды Северо-Исландского течения Ирмингера стали теплее (на 0,76 °C), в то время как атлантические водные массы стали теплее примерно на 0,44 °C. Это разница в суммарном изменении температуры объясняется, в первую очередь, увеличением температуры течения за счет потепления поверхностных водных масс. Однако атлантические водные массы (AW) способствуют увеличению расхода НИС, так как считается, что с 1993 по 2016 год скорость прохождения AW через European Arctic Corridor увеличилась (Casanova-Masjoan et al., 2020).

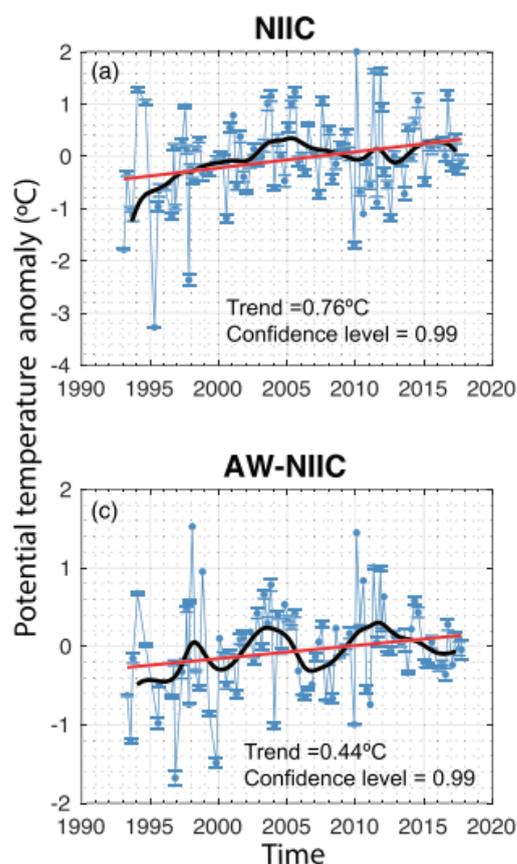


Рис.5 Временной ряд среднегодовых значений потенциальной температуры. (а) - Северо-Исландское течение Ирмингера, (с) - атлантические воды в Северо-Исландском течении Ирмингера. Синие точки - значения потенциальной температуры со стандартными отклонениями, черная линия - минимальное значение температуры за год, красная линия - линейная регрессия (Casanova-Masjoan et al., 2020)

**Фарерское течение (FC)** пересекает Исландско-Фарерский хребт вблизи побережья Исландии, а затем поворачивает на юго-восток в сторону Фарерских островов. Фарерское течение приносит в Северо-Европейский бассейн Модифицированные Североатлантические Атлантические воды (MNAW). Далее FC сливается с арктическими водами Восточно-Исландского течения (EIC), образуя Исландско-Фарерский фронт. Расход течения составляет  $3,8 \pm 0,5$  Sv (Hansen et al., 2015).

**Восточно-Гренландское течение (EGC)** - главная артерия между Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой. Оно образуется к северу от пролива Фрама и течёт вдоль восточного шельфа Гренландии в сторону Датского пролива. Восточно-Гренландское течение переносит как легкие пресные поверхностные воды, так и плотные глубинные воды, образующиеся в Северном Ледовитом океане и Северо-Европейском бассейне (Havik, et al., 2017). Воды шельфовой зоны Гренландии являются наиболее распреснёнными в западной части Северо-Европейского бассейна, с EGC и EIC они переносятся в Гренландское, Исландское моря и в Датский пролив.

Основным источником полярных вод Восточно-Гренландского течения (EGC) в Исландском море является Восточно-Исландское течение (EIC). Восточно-Гренландское течение - основной “поставщик” арктического морского льда в акваторию Северо-Европейского бассейна. Кроме того, EGC является крупнейшим в мире потоком, переносящим лед в меридиональном направлении ([Blindheim and Østerhus, 2005](#)).

**Восточно-Исландское течение (EIC)** переносит полярные водные массы вдоль северного шельфа Исландии на восток, затем поворачивает на юго-восток и движется вдоль Исландско-Фарерского хребта. Ширина Восточно-Исландского течения примерно равна 50 километрам, глубина основного потока - 100 метров. Восточно-Исландское течение имеет огромное влияние на физические и биологические процессы в Исландском море. Достаточно холодные воды EIC могут усиливать стратификацию толщи вод, тем самым препятствуя глубокой конвекции. Также важно знать поток пресной воды в EIC для подсчета, сколько полярных вод EGC остается в Северо-Европейском бассейне, а сколько проходит через Датский пролив ([Jonsson, 2007](#)). С 1970 года характеристики Восточно-Исландского течения ежегодно измеряются Институтом морских исследований Исландии. За этот период измерений было выявлено, что объем пресной полярной воды в течении имеет сильную межгодовую изменчивость. Кроме того, известно, что сток пресных вод с Исландии не оказывает существенного влияния на характеристики Восточно-Исландского течения. В период с 1948 по 1963 год Восточно-Исландское течение было свободно ото льда, а также имело соленость выше 34,7 промилле (весной соленость могла превышать 34,8 промилле). Периоды, когда соленость Восточно-Исландского течения превышает 34,7 промилле называются “арктическими”. С 1964 по 1971 год соленость течения резко опускается и становится менее 34,4 промилле, также холодные воды течения ( $<0$  °C) начинают распространяться дальше на юго-восток в Норвежское море. Ослабление конвекции, происходящее в этот период, способствует переносу дрейфующего арктического льда течением. Периоды с подобными условиями в Восточно-Исландском течении называются “полярными”. Несмотря на то, что полярные условия также наблюдались с 1976 по 1979 год, 1982, 1988 и 1996-1998 годах, именно на шестидесятые годы пришлись самые тяжелые условия ([Malmberg and Valdimarsson, 2003](#)). По данным инструментальных наблюдений со станции Hunafloi, отчетливо видно резкое уменьшение среднегодовых температур на 6 градусов в 1960-х. ([Simon et al., 2020](#)). Экстремальные условия в Восточно-Исландском море совпали с наименьшими значениями индекса NAO в 20 веке и могли послужить движущей силой для “Большой сладостной аномалии” (Great Salinity Anomalies) в Северной Атлантике. Помимо

влияния на термохалинные процессы, обедненные биогенами полярные воды могут влиять на нерест сельди в этом районе и ее миграцию. Например, смена атлантических условий на полярные в 1960-х годах привела к изменению кормовых миграций атлантико-скандинавской сельди (*Clupea harengus harengus*). Это привело к миграции рыбы из традиционных мест нагула вблизи северной Исландии в Норвежское море.

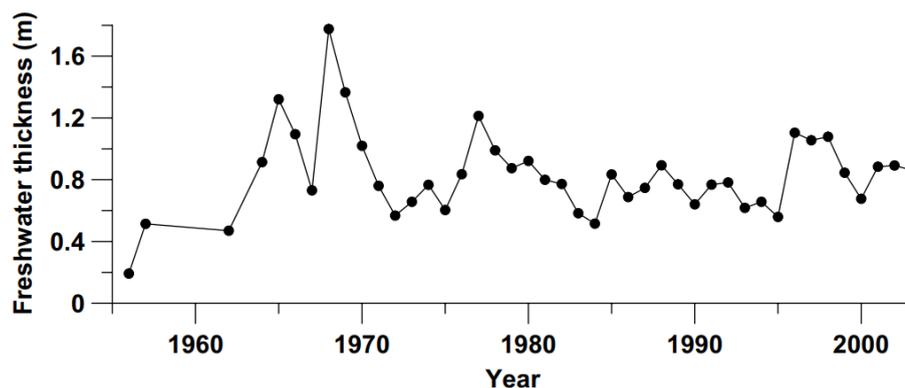


Рис.6 Толщина слоя пресной воды глубже 150 метров при референтной солёности 34,93 промилле на участке Ланганс (Jonsson, 2006)

### 1.8 Водные массы Исландского моря

Современное представление о водных массах почти идентично определению, данному в ГОСТ 18451-73. Водные массы - это большие, соизмеримые с размерами океана (моря) объемы воды, длительное время сохраняющие относительную однородность основных физических, химических и биологических характеристик, сформированных в определенных географических районах океана (Егоров, 1974). Океан неоднороден и состоит из большого количества водных масс, не имеющих четких границ между собой. Кроме того, в океане повсеместно происходит смешение водных масс как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении (Liu and Tanhua, 2021). Океанология занимается исследованием образования, трансформации и циркуляции водных масс с 1920-х годов. Ранние исследования в основном основывались на потенциальной температуре и солёности. Однако T-S анализ весьма ограничен и не пригоден для исследования более трех водных масс. Поэтому современные исследования водных масс невозможно представить без обширного набора характеристик (таких как биогены, растворенные газы и прочее).

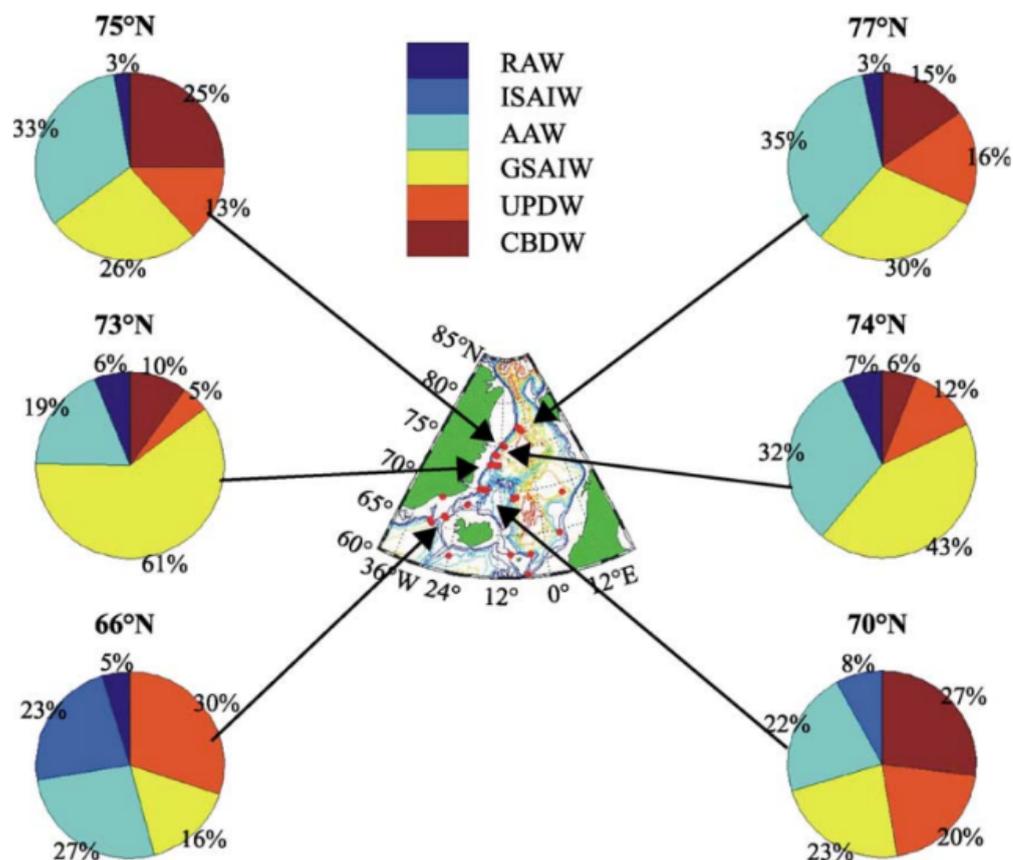


Рис.7 Доли различных водных масс (в %) в Исландском море и Восточно-Гренландском течении (Olsson et al., 2005)

На Рис.7 представлены водные массы Исландского моря. Большая их часть приносится Восточно-Гренландским течением, как то RAW, CBAAW, CBIW, CBDW, GSAIW, uPDW, NDW. Основные водные массы: GSAIW, ISAIW, uPDW, NDW. Наиболее плотные CBDW и uPDW занимают самые глубинные горизонты. Из приповерхностных водных масс выделяются RAW и ISAIW

### 1.8.1 Поверхностные водные массы

Поступление относительно теплых и соленых **североатлантических водных масс (NAW)** на север через Гренландско-Шотландский хребет является основополагающим компонентом Атлантической меридиональной океанической циркуляции. В Исландское море NAW поступают через Датский пролив и через Исландско-Фарерский хребет. Изначально в Датский пролив NAW поступают с течением Ирмингера, но большая часть этого течения рециркулирует в проливе и поворачивает на юг. Поток, пересекающий датских пролив и попадающий в Исландское море и называется Северо-Исландским течением Ирмингера (НИИ), описанным выше. Для NAW характерна высокая температура и соленость ( $T > 0^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 34,92$  промилле) (Walczowski et al., 2014). Кроме того, NAW богаты биогенами, и в периоды их

преобладания над полярными водными массами в акватории фиксируется значительное увеличение первичной продукции. Североатлантические водные массы подвержены сезонной и межгодовой изменчивости. В результате глобального потепления средняя температура атлантических вод, поступающих в Северо-Европейский бассейн, увеличилась на 1,4 °C с 1980 года. В литературе для атлантических водных масс чаще используют аббревиатуру AW (Atlantic water). AW имеет достаточно широкий диапазон характеристик. Кроме того AW часто используют для обозначения любых водных масс атлантического происхождения. Поэтому в данной работе используется NAW. NAW представляет собой атлантические воды с наибольшей температурой и соленостью в Северо-Европейском бассейне.

**Модифицированными североатлантическими водными массами (MNAW)** называется часть AW, пересекая Исландско-Фарерский хребет. MNAW имеет достаточно однородное распределение характеристик по глубине (Hansen et al., 2003). MNAW является приповерхностной водной массой, а следовательно, больше подвержена сезонной и межгодовой изменчивости, чем глубинные и промежуточные воды (McKenna et al., 2016).

**Полярными водными массами (PW)** в данной работе называется совокупность нескольких типов водных масс: поверхностных полярных вод (PSW), теплых поверхностных полярных вод (PSWw) и промежуточных полярных вод (PIW). PSW характеризуются отрицательной температурой и плотностью меньше 27,70 кг/м<sup>3</sup>. PSWw образуются в результате таяния морского льда и отличаются температурой выше 0°C. PIW залегает на глубине термоклина Северного-Ледовитого океана, характеризуется такими же параметрами, как и PSW (Rudels et al., 2002). Три представленных выше водные массы были объединены в одну (PW) по причине слабых различий их характеристик, а также отсутствия некоторых из них (PIW) в международной классификации.

**Рециркулирующие Атлантические воды (RAW)** образуются из атлантических водных масс Западно-Шпицбергенского течения при их развороте на юг в проливе Фрама и слиянии с Восточно-Гренландским течением. Характеризуются максимальными значениями температуры и солености в Восточно-Гренландском течении. Наблюдаются на глубинах 300-500 метров. Из-за своей большей плотности RAW опускаются ниже Полярных поверхностных вод (PSW) и смешиваются с промежуточными водными массами Северо-Европейского бассейна (Jeansson et al., 2017). Часть RAW проходит через Датский пролив, а вторая часть попадает в центральную часть исландского моря. RAW является одной из самых плотных водных

масс, покидающих Северо-Европейский бассейн через Датский пролив. Это объясняется тем, что при пересечении пролива RAW находится примерно на уровне порога (около 600 метров) (Mauritzen, 1996).

### **1.8.2 Промежуточные водные массы**

**Промежуточные Арктические воды Исландского моря (ISAIW)** характеризуются температурой ниже нуля и плотностью в диапазоне от 27,97 кг/м<sup>3</sup> до 28,01 кг/м<sup>3</sup>. ISAIW характеризуются низкими значениями температуры и солёности. Кроме того, ISAIW выделяется по максимальным значениям CFC (хлорфторуглероды) и SF<sub>6</sub> (гексафторид серы). Существует две гипотезы формирования ISAIW. Некоторые ученые считают, что ISAIW может образовываться локально в результате зимней конвекции в Исландском море (Olsson et al., 2005, Tanhua et al., 2005). Другие ученые отмечают, что ISAIW может формироваться при смешении поверхностных холодных полярных вод и нижележащих теплых более солёных атлантических вод в акватории Исландского моря (Jeansson et al., 2008). ISAIW чаще встречается в восточной части Исландского моря, откуда распространяется на запад и попадает в Восточно-Гренландское течение. В Восточно-Гренландском течении солёность и температура ISAIW возрастают из-за смешения с водами RAW (Olsson et al., 2005). Выяснилось, что ISAIW подвержены сильной межгодовой изменчивости. Согласно Rudels et al. (2002) доля ISAIW в 1999 году значительно превышает долю ISAIW в 1998.

**Промежуточные Арктические воды Норвежского моря (NSAIW)** отчетливо выделяется на T-S диаграммах по минимальным значениям солёности и силикатов. На водные массы с низкой солёностью (менее 39,4 промилле) и потенциальной температурой около 0°C в южной части Норвежского моря ученые обратили внимание еще в 1909 году. NSAIW могут образовываться в круговоротах в Исландском и Гренландском море (Blindheim, 1990). Считается, что NSAIW образуется в круговороте Гренландского моря и впадает в Восточно-Гренландское течение. Водная масса переносится течением в Западно-Исландскую котловину, где опускается примерно до 1000 метров, вследствие чего не может пересечь Датский пролив. Другая часть NSAIW, поворачивает на восток и, пересекая Фареро-Шетландский хребет, впадает в Норвежское море. В Норвежском море уже сложно отследить перемещения NSAIW. Обычно на картах она встречается в виде изолированных “островков” низкой солёности (Mauritzen, 1996). NSAIW отмечали на T-S диаграммах еще в начале 20 века, однако в период с 1960 по 1980 год наблюдения не отображали характерный для водной массы минимум солёности. Это привело к дискуссии о существовании данной водной массы и причинах ее возможного исчезновения. Ряд ученых настаивали, что “исчезновение”

водной массы связано с плохим разрешением измерительных приборов. Однако в этот период также отсутствовали воды с низкими значениями силикатов, что также свойственно NSAIW. Таким образом, “исчезновение” NSAIW в 1960-1980 годах связано с изменениями солености, а не с некачественным отбором проб (Turrell et al., 1999). С конца семидесятых отмечается тренд на постепенное уменьшение солености промежуточного слоя на 0,02 промилле за десятилетие в этом регионе.

**Промежуточные Арктические воды Гренландского моря (GSAIW)** являются самыми плотными промежуточными водными массами Северных морей. Их характерная плотность  $28,05 \pm 0,01$  кг/м<sup>3</sup>. Помимо этого GSAIW отличаются низкой температурой и соленостью, и высоким содержанием кислорода и биогенов. GSAIW образовались в ходе конвекции в Гренландском море после прекращения глубоководного обновления в 1980 году (Jeansson et al., 2017).

### ***1.8.3 Глубинные водные массы***

**Глубинные воды Северо-Европейского бассейна (NDW)** — это общее название для всех водных масс, образованных в Гренландском море и в Северном Ледовитом океане, составляющих фракцию плотных глубинных вод Западно-Шпицбергенского течения. NDW выделяются на основе ослабления различий в характеристиках водных масс из разных бассейнов формирования (Rudels et al., 1999). NDW холоднее и преснее других придонных водных масс, образующихся в Северном Ледовитом океане.

**Глубинные воды Канадской котловины (CBDW)** представляют собой наиболее соленые придонные водные массы, образованные в Северном Ледовитом океане, попадающие в Северо-Европейский бассейн через пролив Фрама. CBDW представляет собой наиболее плотную водную массу наблюдаемую в Исландском море (за исключением периодов затока EBDW в акваторию моря)

**Глубинные воды Евразийской котловины (EBDW)** характеризуется соленостью около 34,92 промилле и температурой ниже 0,8 °C (Buch et al., 1996). EBDW наиболее плотная водная масса встречающаяся в Северо-Европейском бассейне. Данной водной массе свойственна сильная межгодовая изменчивость, поэтому в какие-то годы EBDW может наблюдаться в Датском проливе, а в другие годы - вовсе отсутствовать в акватории Исландского моря (Tanhua et al., 2005). Как и CBDW, EBDW участвует в формировании глубинных вод Северо-Европейского бассейна (Buch et al., 1996).

## Данные и методы

Для анализа были использованы данные с таких ресурсов как ICES Dataset on Ocean Hydrography, World Ocean Database, PANGAE. Данные ресурсы включают в себя натурные данные экспедиций.

### 2.1 Описание пространственного распределения данных

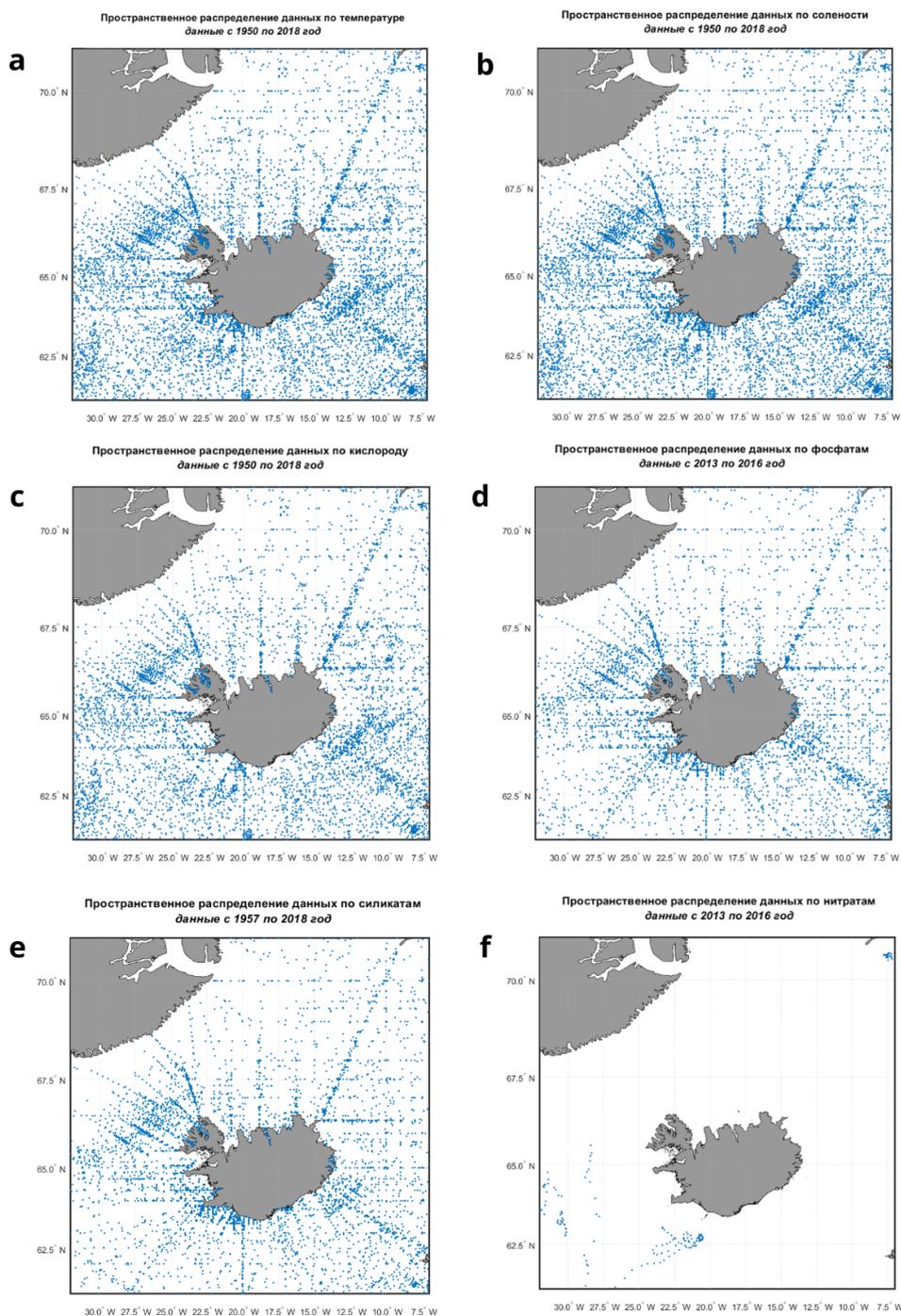


Рис.8 (a-f) Пространственное распределение измерений гидрологических и гидрохимических характеристик в Исландском море. (a) температура воды, °C, (b) соленость, ‰, (c) кислород, мкМ/кг, (d) фосфаты, мкМ/кг, (e) силикаты, мкМ/кг, (f) нитраты, мкМ/кг

На рисунках, представленных выше, видно густоту сети измерений, покрывающую акваторию Исландского моря. Закономерно для всех характеристик, большинство наблюдений проводилось в прибрежных районах. Также, достаточно густая сеть наблюдений покрывает Датский пролив и район Исландско-Фарерского хребта. Наименьшее количество наблюдений отмечается в центральной и северной части Исландского моря. Почти все характеристики имеют длительный ряд наблюдений (более полувека). Исключение составляют измерения нитратов, данные по которым имеются только за 3 года наблюдений в ограниченных районах. Маленькое количество наблюдений в локальных областях нерепрезентативно, вследствие чего было принято решение отказаться от применения данных по нитратам и уменьшить количество искомых водных масс.

### ***2.3 Районирование Исландского моря***

По причине недостаточности данных по концентрациям нитратов в акватории, было принято решение исключить их из анализа. Из-за этого сократилось число водных масс, которые одновременно разрешаются методом ОМР анализа (см. раздел 2.4 ниже) с 5 до 4. Чтобы выделить все основные водные массы, которые неравномерно распределены по акватории моря, акватория Исландского моря была разделена на 3 района:

- Западный. Это район, подверженный наибольшему влиянию Восточно-Гренландского течения
- Юго-восточный. Это район, на который большое влияние оказывают атлантические воды Фарерского течения. В юго-восточный район поступает больше всего тепла и соли из Атлантики
- Северо-восточный. Это район, расположенный вблизи острова Ян-Майен. Наиболее глубоководный район со сложной донной топографией.

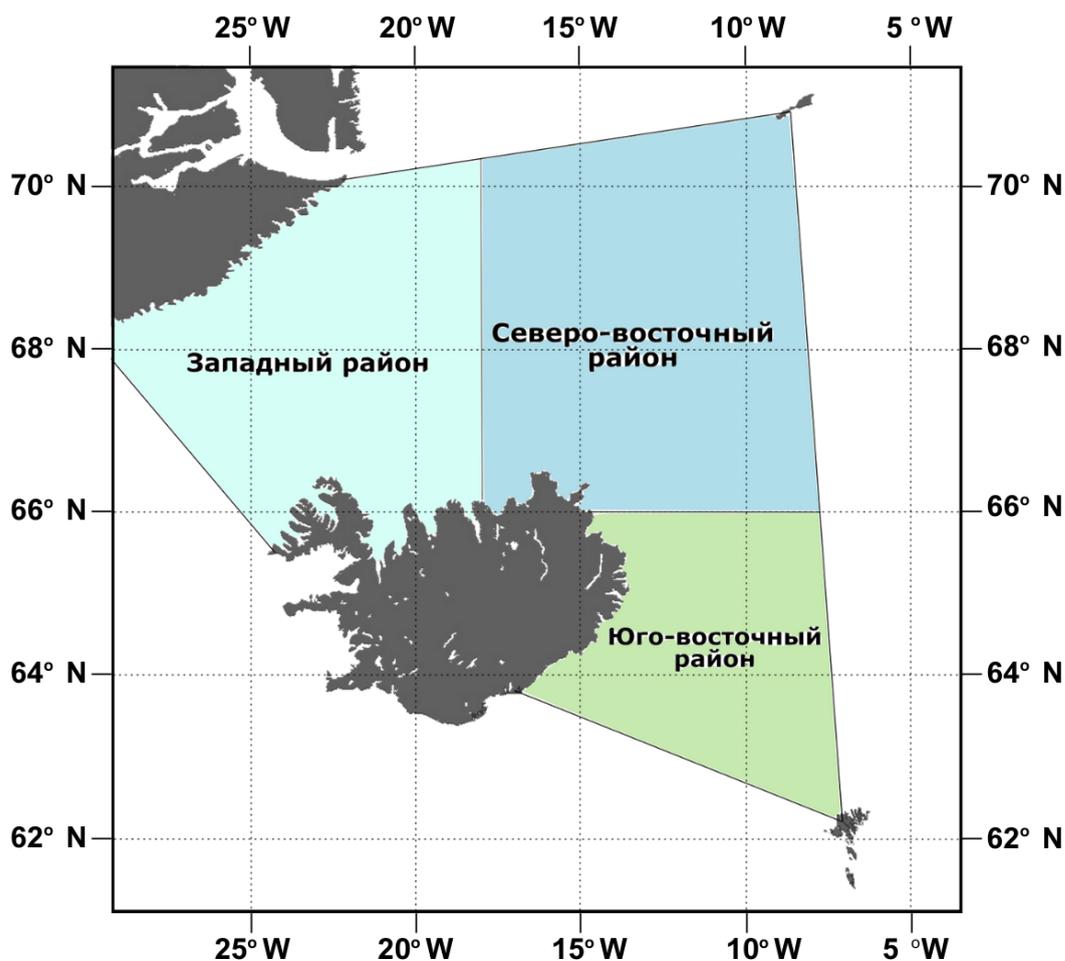


Рис. 9 Районирование Исландского моря

### 2.3 Описание временного распределения данных

Статистический анализ распределения характеристик выполнялся отдельно для каждого выделенного района. В ходе обработки данных был произведен анализ распределения измерений в трех водных слоях по годам. Чтобы исключить влияние на анализ сезонного хода характеристик был исключен верхний 150-метровый слой. Подобный анализ проводился для каждого параметра водной массы. Но так как распределение данных биогенов схоже, в работе будет описано только распределение температуры и силикатов.

Распределение по годам количества измерений температуры в Исландском море

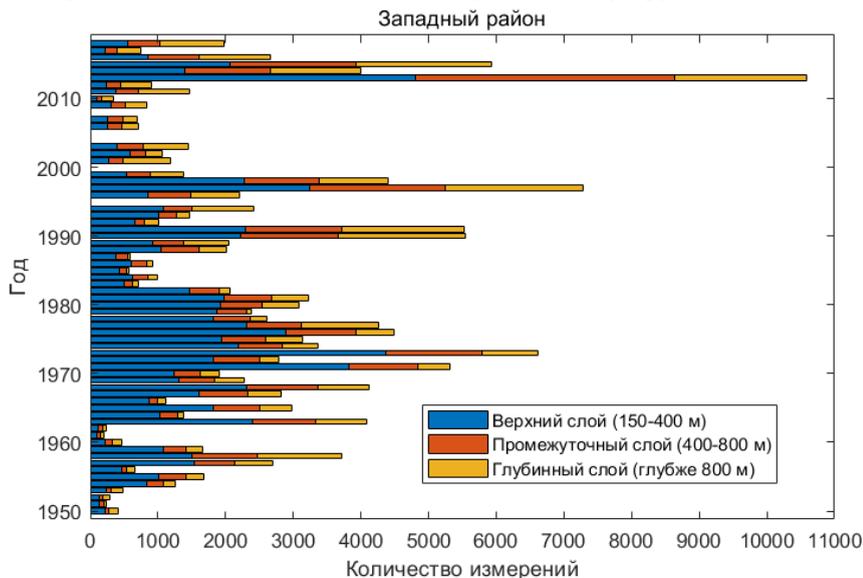


Рис.10 Диаграмма распределения измерений температуры в западном районе Исландского моря по трем слоям

Западный район Исландского моря представляет наибольший интерес для ученых, что повлияло на количество измерений в нем. Отличительной чертой этой области является увеличение количества измерений с 2010 года. Таким образом, в 2013 году было получено более 11 тысяч измерений температуры на разных горизонтах. В 1970-е и 1990-е годы было также произведено большинство измерений, в отдельные годы их количество превышало 6 тысяч. Несмотря на преобладающее число измерений в мелководных областях и приповерхностном слое, измерений на глубинах 800 метров и ниже может достигать до 1000 измерений в год.

Распределение по годам количества измерений температуры в Исландском море

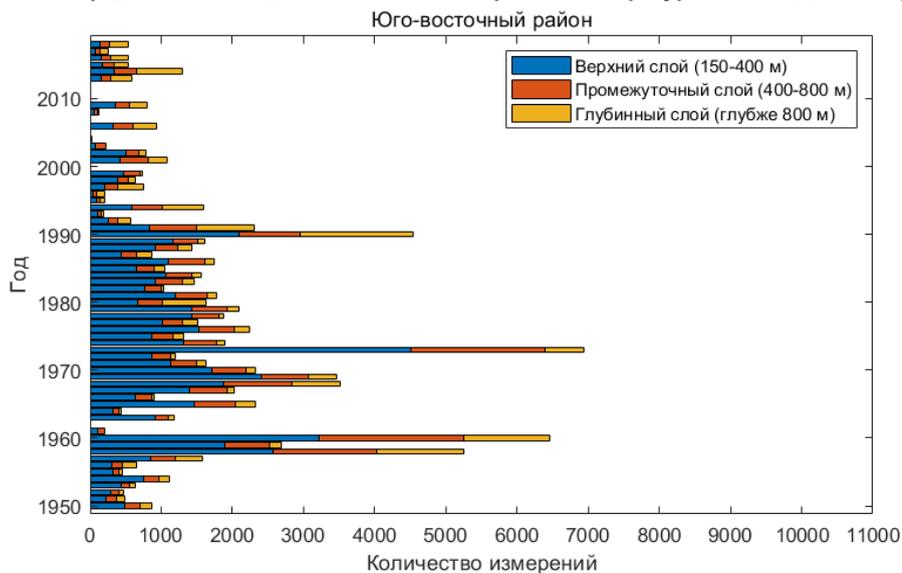


Рис.11 Диаграмма распределения измерений температуры в юго-восточном районе Исландского моря по трем слоям

В юго-восточном районе проводилось значительно меньше измерений, чем в западном. Наибольшее количество измерений составило немногим больше 7000 (в 1973 году). Большинство измерений было сделано до 1990 года. Отмечаются длительные периоды, когда данные по температуре отсутствуют вовсе.

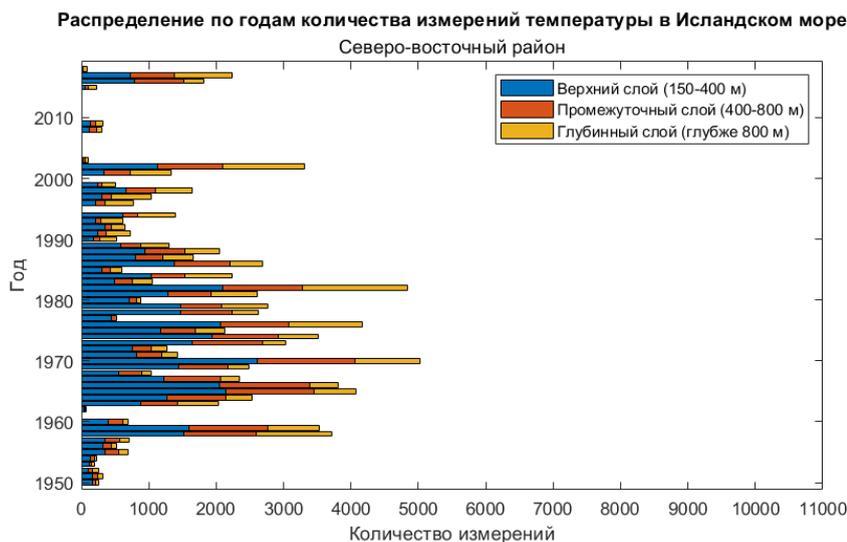


Рис.12 Диаграмма распределения измерений температуры в северо-восточном районе Исландского моря по трем слоям

Северо-восточный район характеризуется наиболее суровыми погодными условиями, что сильно затрудняет измерительные работы. Единственный год, когда было получено около 5000 измерений на различных горизонтах - 1970. Несмотря на полное отсутствие данных в начале 10-х годов в открытом доступе, в 2016 и 2017 году было получено более 2000 значений температуры на горизонтах.

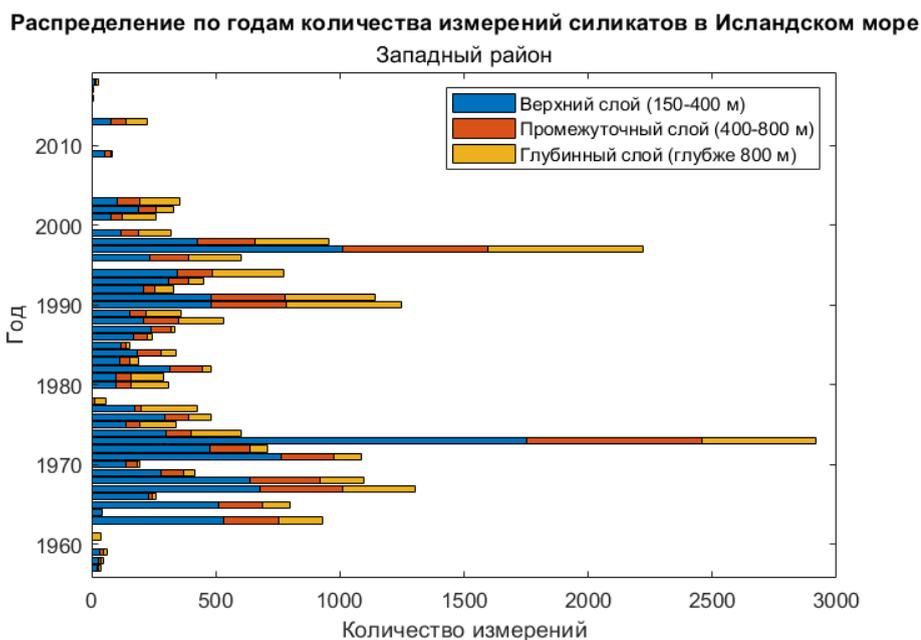
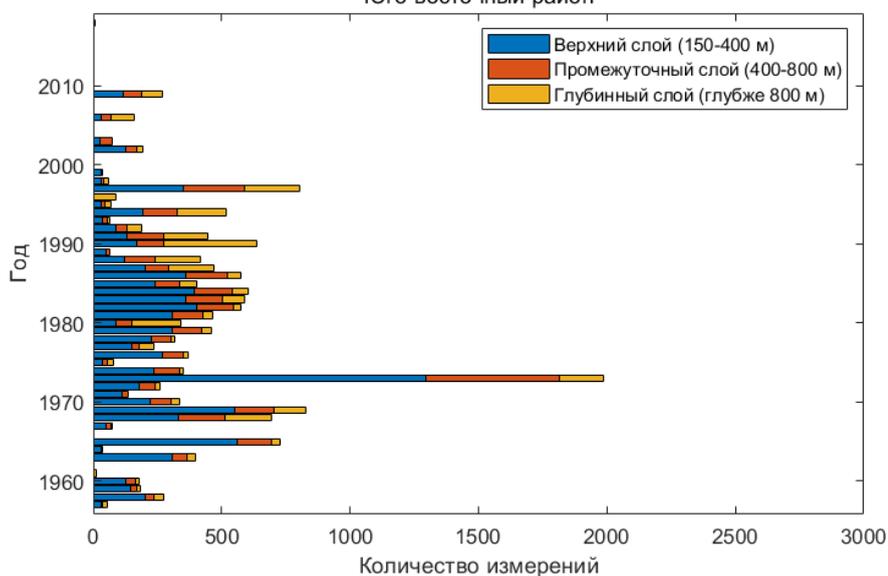


Рис.13 Диаграмма распределения измерений силикатов в западном районе Исландского моря по трем слоям

Наибольшее количество измерений силикатов в западном районе Исландского моря проводилось в 70-е и 90-е годы двадцатого века. С двухтысячного года количество измерений силикатов резко сократилось и практически прекратилось. Это означает, что несмотря на длительный интервал наблюдений, измерения распределены крайне неравномерно. А измерений в новейшую эпоху критически мало. На диаграмме видно, что наибольшее количество измерений было сделано в 1973 и 1997 году, в эти два года количество измерений превысило две тысячи. Как и ожидалось, измерения в верхнем слое превышают измерения в промежуточном и глубинном слоях. Но тем не менее в отдельные годы, количество отобранных проб в глубинном слое могло превышать тысячу.

**Распределение по годам количества измерений температуры в Исландском море**  
Юго-восточный район



*Рис.14 Диаграмма распределения измерений силикатов в юго-восточном районе Исландского моря по трем слоям*

В юго-восточном районе проводилось меньше измерений, чем в западном районе. Также наибольшее их количество пришлось на 1973 год, когда было отобрано практически 2000 проб на горизонтах. С 2010 года данных по силикатам в открытом доступе крайне мало.

Распределение по годам количества измерений силикатов в Исландском море

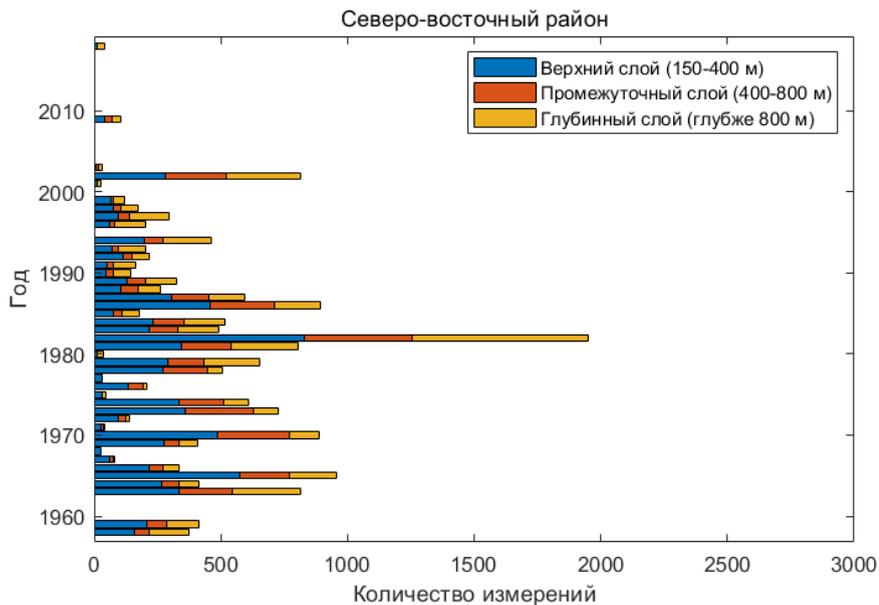


Рис.15 Диаграмма распределения измерений силикатов в северо-восточном районе Исландского моря по трем слоям

В северо-восточном районе большинство измерений было сделано в 1982 году (около 2000). С 2000-го года измерения практически не проводились. Несмотря на ограниченность измерений по годам, измерения проводились также и на глубинных горизонтах.

#### 2.4 OMP анализ (*Optimum multiparameter analysis*)

OMP анализ впервые был представлен Tomczak (1981) как расширенный вариант классического T-S анализа. OMP анализ представляет собой метод, используемый для определения относительного содержания водных масс в исследуемой акватории. Данный анализ позволяет одновременно привлекать к выделению водных масс различные гидрологические характеристики. Параметрами, по которым может осуществляться анализ могут быть потенциальная температура, соленость, концентрация кислорода, нитратов, кремния и так далее. В OMP анализе параметры водных масс считаются квазиконсервативными (неизменными) и для каждой водной массы заранее определяются значения каждого параметра (Tomczak and Large, 1989). В таком случае, воды акватории в каждой точке и на каждом горизонте можно представить как смешение  $n$  типов водных масс. Предполагается, что все свойства водной массы претерпевают один и тот же процесс смешения, т. е. их коэффициенты смешения одинаковы (как это имеет место при турбулентном перемешивании). Поэтому их распределение в пространстве можно определить с помощью линейной системы уравнений смешения.

$$\begin{aligned}
x_1 T_1 + x_2 T_2 + x_3 T_3 + x_4 T_4 &= T_{\text{obs}} + R_T \\
x_1 S_1 + x_2 S_2 + x_3 S_3 + x_4 S_4 &= S_{\text{obs}} + R_S \\
x_1 O_{2,1} + x_2 O_{2,2} + x_3 O_{2,3} + x_4 O_{2,4} &= O_{2,\text{obs}} + R_{O_2} \\
x_1 PO_{4,1} + x_2 PO_{4,2} + x_3 PO_{4,3} + x_4 PO_{4,4} &= PO_{4,\text{obs}} + R_{PO_4} \\
x_1 NO_{3,1} + x_2 NO_{3,2} + x_3 NO_{3,3} + x_4 NO_{3,4} &= NO_{3,\text{obs}} + R_{NO_3} \\
x_1 + x_2 + x_3 + x_4 &= 1 + R_\Sigma
\end{aligned}$$

Рис.16 Пример линейной системы уравнений смешения для ОМР анализа.  $T$  - температура  $S$  - соленость  $O_2$  - кислород  $PO_4$  - фосфаты  $NO_3$  - нитраты,  $R$ (residuals) - невязка. Последним уравнением выражается условие сохранения массы

Математически ОМР-анализ представляет систему линейных уравнений, решаемую индивидуально для каждой точки наблюдения. Вклады исходных водных масс для каждой точки натуральных данных получают путем нахождения наилучшей комбинации линейного смешивания всех параметров, т.е. такой комбинации, которая минимизирует невязки в правой части. Решение включает два физически реалистичных ограничения. Во-первых, сумма вкладов всех водных масс должна составлять 100%. Во-вторых, все вклады должны быть неотрицательными ([omp.geomar.de](http://omp.geomar.de)). Также приведенную выше систему уравнений можно записать в матричном виде

$$Gx = d + R,$$

где

$G$  - матрица значений исходных водных масс

$x$  - вектор решений, для определения долей водных масс

$d$  - вектор данных наблюдений

$R$  - вектор невязок аппроксимаций

Поскольку в ОМР анализе используются параметры с различными единицами измерения, для решения системы уравнений необходима нормировка матрицы исходных водных масс.

$$G'_{ji} = \frac{G_{ji} - \overline{G}_j}{\sigma_j}$$

$G'_{ji}$  - нормализованная система исходных водных масс

$G_{ji}$  - значения исходной водной массы

$i$  - индекс столбца

$j$  - индекс строки

$\overline{G}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n G_{ji}$  - средние значения исходной водной массы

$$\sigma_j = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (G_{ji} - \overline{G_j})^2}$$

- стандартное отклонение в каждой строчке

Нормализация делает все параметры соизмеримыми. Но инструментальная точность и сложность измерений параметров различна. Для учета этих различий между параметрами используются весовые коэффициенты.

Табл.2 Параметры исходных водных масс, используемые в исследовании

Водная масса	Температура, °C	Соленость, ‰	Кислород, мкМ/кг	Фосфаты, мкМ/кг	Силикаты, мкМ/кг
NAW	10,15 <sup>b</sup>	35,42 <sup>b</sup>	274 <sup>b</sup>	0,62 <sup>b</sup>	3,18 <sup>b</sup>
MNAW	5,00 <sup>b</sup>	35,30 <sup>b,e</sup>	286 <sup>b</sup>	1,01 <sup>e</sup>	8,29 <sup>e</sup>
PW	-1,00 <sup>e</sup>	31,95 <sup>a</sup>	333 <sup>a</sup>	0,79 <sup>a</sup>	5,20 <sup>a</sup>
RAW	1,92 <sup>e</sup>	35,02 <sup>a</sup>	311 <sup>e</sup>	0,82 <sup>d,e</sup>	5,93 <sup>e</sup>
ISAIW	-0,31 <sup>c</sup>	34,84 <sup>c</sup>	327 <sup>d</sup>	0,82 <sup>a</sup>	5,80 <sup>c</sup>
GSAIW	-0,65	34,85 <sup>e</sup>	321 <sup>d</sup>	0,88 <sup>c</sup>	7,50 <sup>d</sup>
NSAIW	-0,17 <sup>b</sup>	34,90 <sup>b</sup>	352 <sup>b</sup>	0,96 <sup>b</sup>	7,60 <sup>b</sup>
NDW	-0,79 <sup>a,e</sup>	34,91 <sup>a</sup>	299 <sup>a</sup>	1,02 <sup>a</sup>	11,40 <sup>a</sup>
NDW(EB)	-0,87 <sup>a</sup>	34,92 <sup>a</sup>	302 <sup>a</sup>	0,98 <sup>a</sup>	10,4 <sup>a</sup>

a - (Jeansson et al., 2008), b - (McKenna et al., 2016), c - (Jeansson et al., 2017),

d - (Tanhua et al., 2005), e - собственные исследования методом T-S диаграмм

Табл.3 Весовые коэффициенты параметров, используемые в исследовании

	Потенциальная температура	Соленость	Кислород	Фосфаты	Силикаты
Весовые коэффициенты	24	24	7	2	2

## Результаты

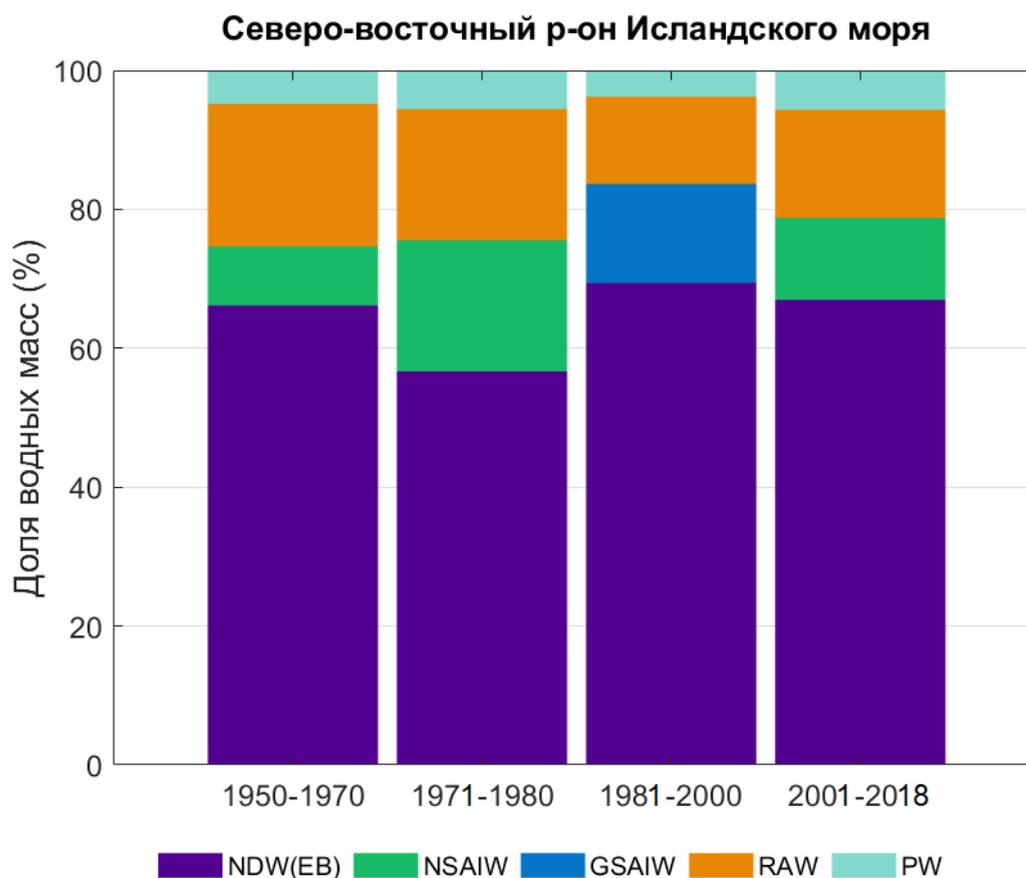
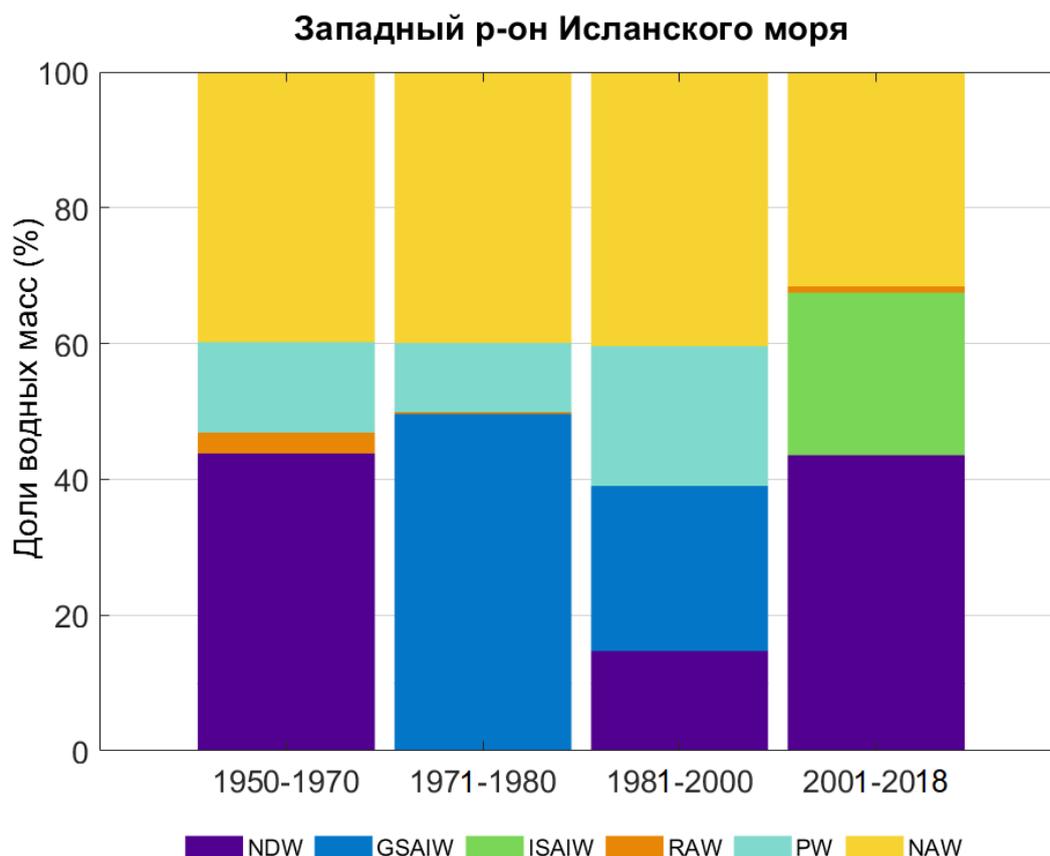


Рис.17 Состав и доли водных масс в северо-восточном районе Исландского моря

Большую долю из всех водных масс района составляют  $NDW_{EB}$ . Доля  $NDW_{EB}$  составляет примерно 55-65 %. Также около 20% приходится на RAW, RAW единственные водные массы в данном районе, имеющие атлантический генезис. Поверхностные водные массы представлены исключительно PW, и составляют не более 5% на глубинах ниже 150 метров. Наибольшие изменения состава и процентного соотношения происходят во фракции промежуточных водных масс. Почти во все периоды, за исключением периода с 1981 по 2000 год, промежуточные водные массы представлены NSAIW. В северо-восточном районе, южнее Ян-Майена, присутствует небольшой круговорот (Icelandic Gyre), который может участвовать в образовании NSAIW. Данное предположение согласуется со статьями [Blindheim \(1990\)](#). Доля NSAIW варьируется от 10 до 20 %, достигая наибольшего значения в период с 1971 по 1980 год. В период с 1981 по 2000 год промежуточные водные массы представлены GSAIW, что также согласуется с гипотезой [Jeansson et al. \(2017\)](#) об образовании GSAIW в 1980-х

годах в результате некоторой интенсификации конвекции в районе Исландского и Гренландского морей. GSAIW в данном районе акватории Исландского моря удалось обнаружить только в период с 1981 по 2000 год, доля водной массы не превышала 20 %.

Наибольшая часть, до 70% - глубинные плотные водные массы NDW<sub>ЕВ</sub>.



*Рис.18 Состав и доли водных масс в западном районе Исландского моря*

В западном районе глубинные водные массы представлены NDW. Доля NDW варьируется от 0% до 45%. Наибольшая доля NDW отмечается в период с 1950 по 1970 год и с 2001 по 2018 год. В период с 1971 по 1980 год водные массы глубинной фракции в акватории не были обнаружены. В этот период около 50% вод акватории составляли GSAIW. В дальнейшем доля GSAIW уменьшается до 25%, а в 2000-х водная масса вовсе не была обнаружена в западном районе.

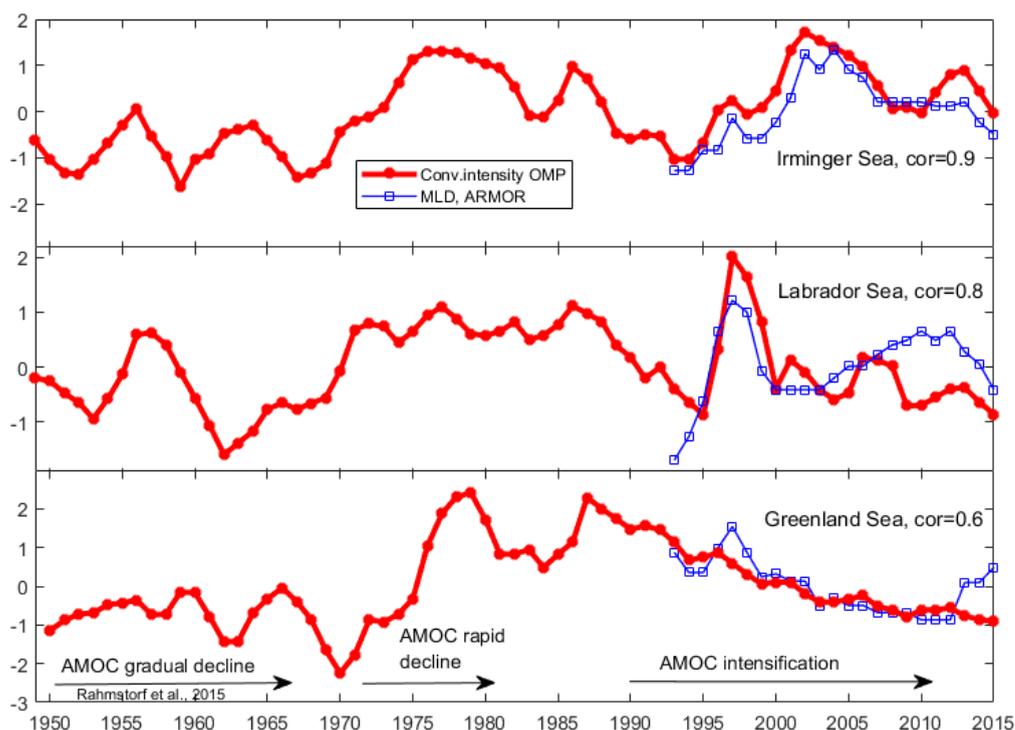
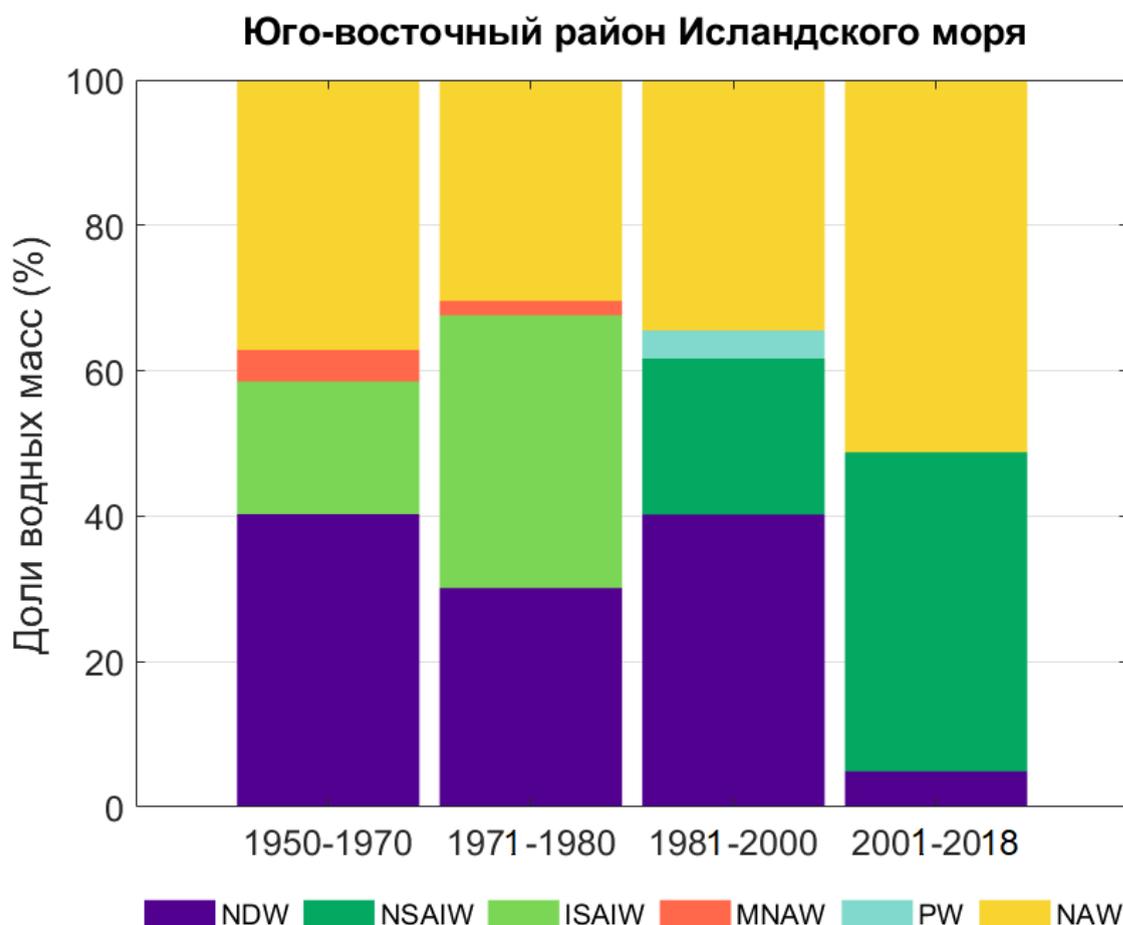


Рис.19 Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в морях Северо-Европейского бассейна (Bashmachnikov, 2018)

На Рис.18 и Рис.19 видно, что появление и максимальные доли GSAIW совпадают с периодами умеренной конвекции в Гренландском море. Данный вывод согласуется с гипотезой Jeansson et al. (2017). Вероятнее всего, умеренная конвекция способствовала насыщению глубинных и промежуточных вод кислородом, в результате чего появилась GSAIW, отличительной чертой которой является высокое содержание кислорода. Считается, что с ослаблением конвекции прекратилась и генерация GSAIW в Гренландском море. В период с 2001 по 2018 год промежуточные водные массы района были представлены ISAIW вместо GSAIW. Доля ISAIW составляла примерно 25-30%. RAW, переносимые Восточно-Гренландским течением, встречаются в западном районе редко и в очень небольших количествах (их доля не превышает 5%). PW, воды полярного происхождения, составляют от 0 до 20% вод в Западном районе на глубинах больше 150 метров. Именно в Западном районе наблюдается максимальная доля PW во всей акватории Исландского моря. Это может быть связано с небольшими глубинами района и сильным влиянием Восточно-Гренландского течения. Водные массы атлантического происхождения, NAW, составляют до 40% вод района. Это свидетельствует о сильном влиянии атлантических вод на район. Кроме того, NAW практически не подвержены межгодовой изменчивости.

Водные массы района представлены в основном водами Восточно-Гренландского течения (PSW, RAW, ISAIW, NDW). Однако воды атлантического генезиса составляют существенную часть вод акватории. Большую долю вод района составляют водные массы легкой фракции NAW и PW. Их совместный вклад варьируется от 35% до 60%.



*Рис.20 Состав и доли водных масс в юго-восточном районе Исландского моря*

Глубинные водные массы юго-восточного района представлены NDW, их доля может сильно меняться в разные периоды. Таким образом, до 2000 года NDW составляют не менее 30% вод акватории. В период с 2001 по 2018 доля глубинных вод сокращается до 5%. Промежуточные водные массы меняются как в процентном соотношении, так и по составу. Последние сорок лет в этом районе преобладают NSAIW. Однако до 1981 года в юго-восточном районе промежуточные воды были представлены ISAIW. Причем в 1970-х их доля увеличилась с 20% до 35% от всех вод акватории. ISAIW, согласно [Jeansson et al. \(2008\)](#), образуются при смешении теплых атлантических и холодных полярных вод. Как уже было сказано ранее наблюдаемые в 60-е годы полярные условия способствовали продвижению холодных

вод, переносимых Восточно-Исландским течением на юг Исландского моря. Это могло привести к более интенсивному образованию ISAIW в юго-восточном районе. Полярные условия также наблюдались и в период с 1981 по 2000 год (например с 1996 по 1998 год), однако они были значительно менее суровыми, чем в 60-е годы. Вероятно, поток полярных вод с Восточно-Исландским течением ослаб настолько, что генерация ISAIW в значительных объемах перестала быть возможной. Но несмотря на это, в период с 1981-2000 год в данном районе были обнаружены PW. Доля PW невелика, около 5 %, однако важно учитывать, что в исследовании использовались глубины более 150 метров. Помимо PW поверхностные водные массы представлены NAW и MNAW. Обе эти водные массы имеют атлантическое происхождение, однако MNAW характеризуется меньшей температурой и соленостью. NAW - доминирующая водная масса этого района. Доля NAW варьируется от 30% до 50% (в период с 2001 по 2018 год). Преобладание в юго-восточной части моря поверхностных водных масс, наиболее подверженных межгодовой изменчивости, говорит о сильной уязвимости данного района пред внешними факторами.

## Заключение

- В ходе работы была обобщена информация о характеристиках, генезисе и межгодовой изменчивости водных масс Северо-Европейского бассейна. Наибольший интерес в работе представляли водные массы промежуточного слоя, образующиеся в акватории Исландского моря (такие как ISAIW, GSAIW, NSAIW). Для исследования водных масс Исландского моря использовались натурные данные из нескольких баз данных (WOD, ICES, PANGAE). Было произведено районирование Исландского моря для более точной реконструкции региональных процессов трансформации водных масс региона. Был выделен западный регион, северо-восточный регион и юго-восточный регион. Водные массы в каждом из регионов выделялись с помощью OMP анализа.
- Основными водными массами (относительный вклад не менее 15%) в западном районе являются NAW, PW, ISAIW, GSAIW, NDW, в юго-восточном районе: NAW, ISAIW, NSAIW, NDW, в северо-восточном: RAW, NSAIW, GSAIW, NDW. Процентное содержание водных масс в каждом из выделенных районов моря в разной степени подвержено межгодовой изменчивости. В наименьшей степени изменчивость вод проявилась в северо-восточном районе.
- Юго-восточный и западный районы были наиболее подвержены влиянию атлантических вод. Суммарная доля водных масс атлантического генезиса в этих районах может достигать 45% в западном и 50% в юго-восточном. К водным массам атлантического происхождения в северо-восточном районе относятся только рециркулирующие атлантические воды (RAW), составляющее около 20% объема вод.
- Из промежуточных водных масс, GSAIW, приносимая в Исландское море Восточно-Гренландским течением и формирующая большую часть вод перетока через порог Датского пролива, была выявлена в западном районе в 1970-е, 1980-е и 1990-е гг. В эти годы доля GSAIW достигала 50% от объема вод района.
- В северо-восточном районе, где самым значимым изменением является появление GSAIW, связанное с некоторым усилением конвекции в этом Гренландском море в 1980-х. Это говорит об усилении рециркуляции GSAIW в циклоническом круговороте Исландского моря в эти годы.
- Промежуточные воды локального происхождения (в Исландском море), ISAIW, наблюдалась в западном районе только в период с 2001 по 2018 год, когда эта водная масса вносила вклад до 20% в объем вод этого района. Это говорит об усилении процесса смешения теплых атлантических и холодных полярных вод, который формирует ISAIW, в эти годы.

- Достаточно неожиданным результатом оказалось обнаружение ISAIW в юго-восточной части моря. ISAIW в этом районе наблюдаются с 1950 по 1980 год. Выяснилось, что в период 60-х годов наблюдалось сильное похолодание, а в середине 70-х произошло увеличение переноса Восточно-Исландским течением полярных вод и продвижение языка холодных вод на юг и в Норвежское море. Таким образом, в юго-восточном районе, который сильно подвержен влиянию Атлантики, для образования ISAIW лимитирующим фактором являются именно полярные воды. Это позволяет предположить, что генерация ISAIW в этом районе происходит при экстремальном увеличении переноса полярных вод Восточно-Гренландским течением.
- В целом можно сделать вывод, что собственные промежуточные воды Исландского моря, которые, включаются в верхние фракции возвратного потока АМОЦ, генерируются в западном и юго-восточном районах моря. Несмотря на то, что эти воды отсутствуют в течении ряда рассматриваемых периодов времени, в отдельные периоды, вклад этих промежуточных вод в общий объем вод перетоков через пороги Датского пролива и Исландско-Фарерского хребта может составлять до 20%.

## Литература

1. Егоров Н. И. Физическая океанография. – Гидрометеиздат, 1974.
2. Báez J. C., Gimeno L., Real R. North Atlantic Oscillation and fisheries management during global climate change //Reviews in Fish Biology and Fisheries. – 2021. – Т. 31. – С. 319-336.
3. Bashmachnikov I.L. 2018. Indices of deep ocean convection in the subpolar North Atlantic, FAMOS 2018 Annual Meeting, 23-26 October 2018, Bergen, Norway
4. Blindheim J. Arctic intermediate water in the Norwegian Sea //Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. – 1990. – Т. 37. – №. 9. – С. 1475-1489.
5. Blindheim J., Osterhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features //Geophysical Monograph-American Geophysical Union. – 2005. – Т. 158. – С. 11.
6. Buch E., Malmberg S. A., Kristmannsson S. S. Arctic Ocean deep water masses in the western Iceland Sea //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1996. – Т. 101. – №. C5. – С. 11965-11973.
7. Casanova-Masjoan M. et al. Along-stream, seasonal, and interannual variability of the North Icelandic Irminger Current and East Icelandic Current around Iceland //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2020. – Т. 125. – №. 9. – С. e2020JC016283.
8. Einarsson M. Á. Climate of iceland //World survey of climatology. – 1984. – Т. 15. – №. 110. – С. 673-697.
9. Frajka-Williams E. et al. Atlantic meridional overturning circulation: Observed transport and variability //Frontiers in Marine Science. – 2019. – С. 260.
10. Geirsdóttir Á. et al. Holocene history of landscape instability in Iceland: Can we deconvolve the impacts of climate, volcanism and human activity? //Quaternary Science Reviews. – 2020. – Т. 249. – С. 106633.
11. Hansen B. et al. Transport of volume, heat, and salt towards the Arctic in the Faroe Current 1993–2013 //Ocean Science. – 2015. – Т. 11. – №. 5. – С. 743-757.
12. Hansen B. et al. The Iceland–Faroe inflow of Atlantic water to the Nordic seas //Progress in Oceanography. – 2003. – Т. 59. – №. 4. – С. 443-474.
13. Jackson L. C. et al. Impact of ocean resolution and mean state on the rate of AMOC weakening //Climate Dynamics. – 2020. – Т. 55. – №. 7-8. – С. 1711-1732.
14. Jeansson E. et al. Sources to the East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait Overflow //Progress in Oceanography. – 2008. – Т. 78. – №. 1. – С. 12-28.
15. Jeansson E., Olsen A., Jutterström S. Arctic intermediate water in the Nordic Seas, 1991–2009 //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2017. – Т. 128. – С. 82-97.

16. Jonsson S. Volume flux and fresh water transport associated with the East Icelandic Current //Progress in Oceanography. – 2007. – T. 73. – №. 3-4. – C. 231-241.
17. Liu M., Tanhua T. Water masses in the Atlantic Ocean: characteristics and distributions //Ocean Science. – 2021. – T. 17. – №. 2. – C. 463-486.
18. Malmberg S. A., Valdimarsson H. Hydrographic conditions in Icelandic waters, 1990–1999 //ICES Marine Science Symposia. – 2003. – T. 219. – C. 50-60.
19. Mauritzen C. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1996. – T. 43. – №. 6. – C. 769-806.
20. McKenna C., Berx B., Austin W. E. N. The decomposition of the Faroe-Shetland Channel water masses using parametric optimum multi-parameter analysis //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2016. – T. 107. – C. 9-21.
21. Mork K. A. et al. Water mass exchanges between the Norwegian and Iceland seas over the Jan Mayen Ridge using in-situ current measurements //Journal of Marine Systems. – 2014. – T. 139. – C. 227-240.
22. Olsson K. A. et al. The East Greenland Current studied with CFCs and released sulphur hexafluoride //Journal of Marine Systems. – 2005. – T. 55. – №. 1-2. – C. 77-95.
23. Renfrew I. A. et al. An evaluation of surface meteorology and fluxes over the Iceland and Greenland Seas in ERA5 reanalysis: The impact of sea ice distribution //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2021. – T. 147. – №. 734. – C. 691-712.
24. Rudels B. et al. The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow //ICES Journal of Marine Science. – 2002. – T. 59. – №. 6. – C. 1133-1154.
25. Rudels B., Friedrich H. J., Quadfasel D. The Arctic circumpolar boundary current //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. – 1999. – T. 46. – №. 6-7. – C. 1023-1062.
26. Semper S. et al. Evolution and transformation of the North Icelandic Irminger Current along the north Iceland shelf //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2022. – C. e2021JC017700.
27. Simon M. H. et al. A multi-decadal record of oceanographic changes of the past~ 165 years (1850-2015 AD) from Northwest of Iceland //Plos one. – 2020. – T. 15. – №. 9. – C. e0239373.
28. Tanhua T., Olsson K. A., Jeansson E. Formation of Denmark Strait overflow water and its hydro-chemical composition //Journal of Marine Systems. – 2005. – T. 57. – №. 3-4. – C. 264-288.

29. Thornalley D. J. R. et al. A warm and poorly ventilated deep Arctic Mediterranean during the last glacial period //Science. – 2015. – T. 349. – №. 6249. – C. 706-710.
30. Tomczak Jr M. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing //Progress in Oceanography. – 1981. – T. 10. – №. 3. – C. 147-171.
31. Tomczak M., Large D. G. B. Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1989. – T. 94. – №. C11. – C. 16141-16149.
32. Turrell W. R. et al. Decadal variability in the composition of Faroe Shetland Channel bottom water //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1999. – T. 46. – №. 1. – C. 1-25.
33. Våge K. et al. Water mass transformation in the Iceland Sea //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2015. – T. 101. – C. 98-109.
34. Walczowski W. Atlantic water in the nordic seas //Properties, Variability, Climatic Importance, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences (Berlin: Springer International Publishing). – 2014. – T. 174.
35. IPCC, Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (<https://www.ipcc.ch/srocc/> )
36. [https://iho.int/uploads/us\\_er/pubs/standards/s-23/S-23\\_Ed3\\_1953\\_EN.pdf](https://iho.int/uploads/us_er/pubs/standards/s-23/S-23_Ed3_1953_EN.pdf)
37. [omp.geomar.de](http://omp.geomar.de)
38. [www.vedur.is](http://www.vedur.is)

## Приложение

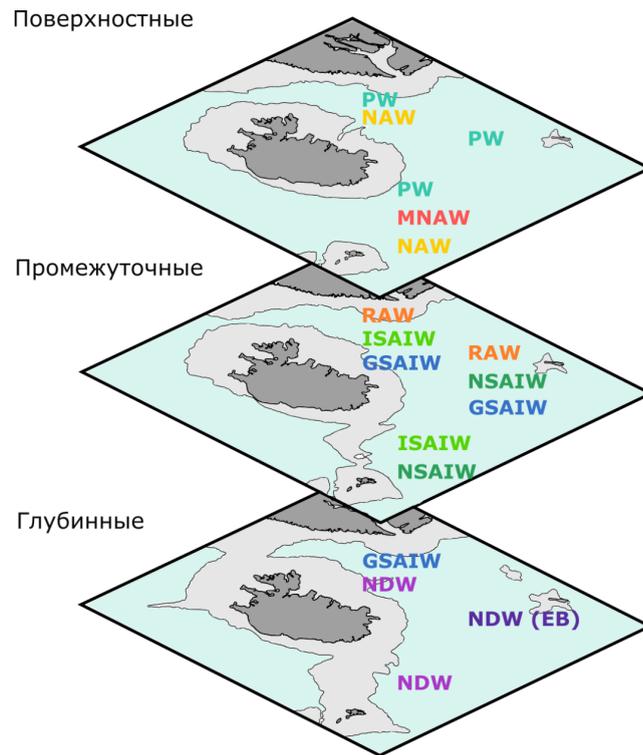


Рис.21 Водные массы, выделяемые в районах Исландского моря с 1950 по 2018 год

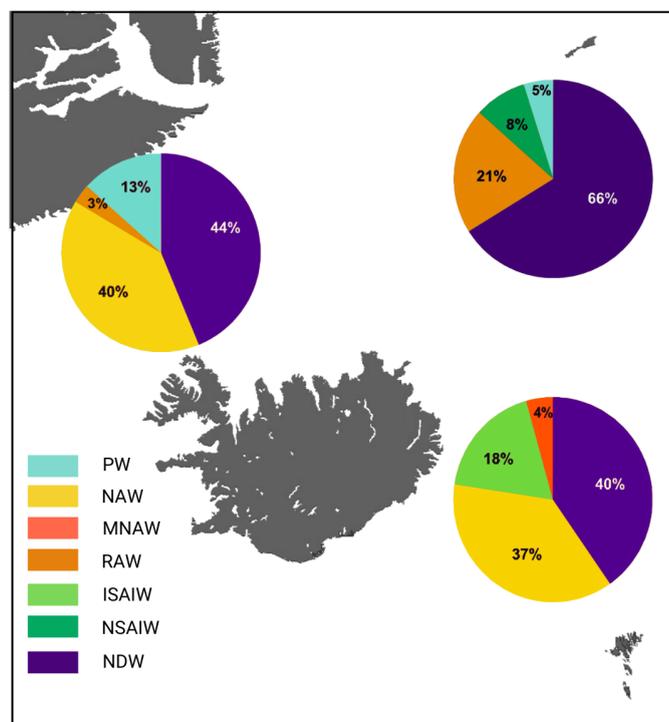


Рис.22 Соотношения водных масс в Исландском море в период с 1950 по 1970 год в трех районах

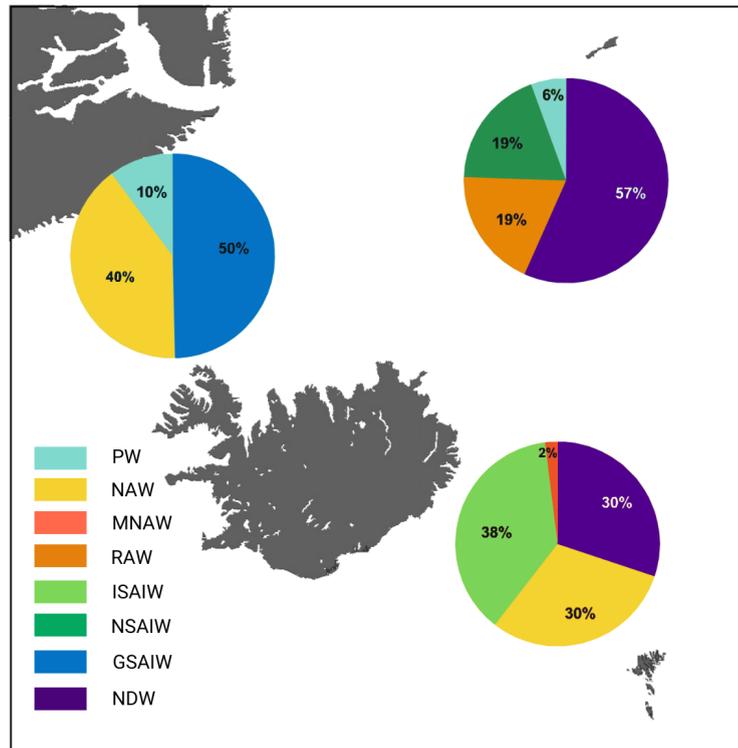


Рис.23 Соотношения водных масс в Исландском море в период с 1971 по 1980 год в трех районах

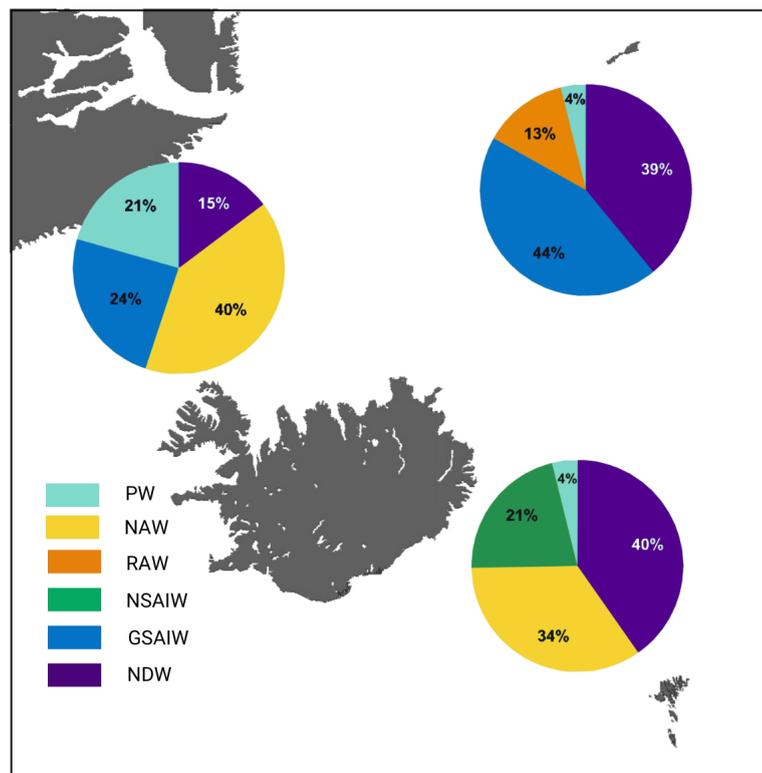


Рис.24 Соотношения водных масс в Исландском море в период с 1981 по 2000 год в трех районах

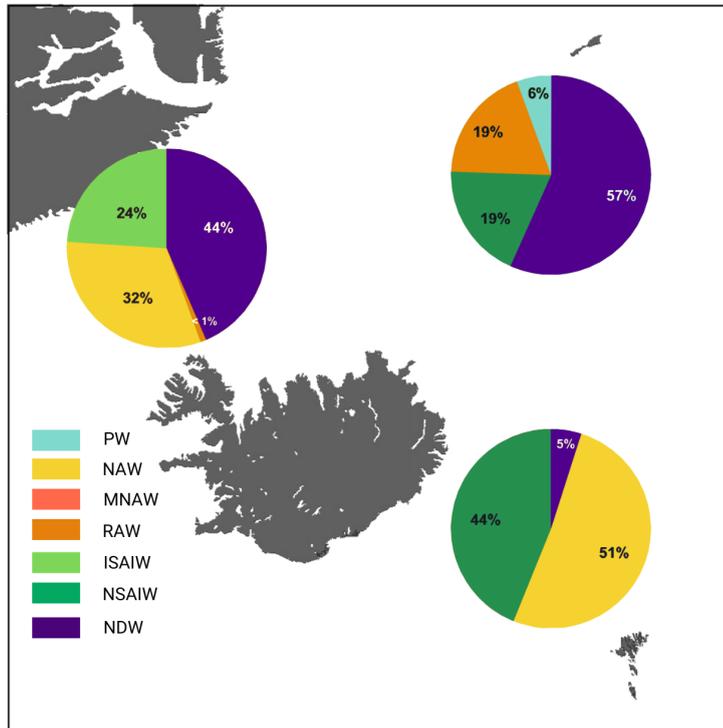


Рис.25 Соотношения водных масс в Исландском море в период с 2001 по 2018 год в трех районах