



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии
и комплексного управления прибрежными зонами

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему Закономерности распределения значений гидрохимических
характеристик под многолетним льдом в Северном Ледовитом океане

Исполнитель Ужегова Анна Денисовна
(фамилия, имя, отчество)

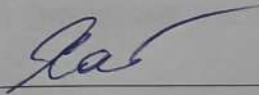
Руководитель кандидат географических наук,
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

Научный консультант кандидат физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)

Даньшина Анна Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой 
(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«10» 06 2025г.

Санкт-Петербург

2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1 Физико-географическое описание исследуемого района	5
1.1 Водные массы Арктического бассейна	7
1.2 Ледовые условия Северного Ледовитого океана	10
1.3 Общие закономерности распределения гидрохимических характеристик в Северном Ледовитом океане.....	12
2 Материалы и методы исследований	19
2.1 Характеристики исходных данных.....	19
2.2 Методики определения гидрохимических характеристик.....	24
2.3 Статистические методы обработки данных	26
3 Исследование распределения гидрохимических характеристик и распространения основных водных масс в Северном Ледовитом океане	28
3.1 Исследование распределения гидрохимических параметров вод.....	28
3.2 Применение кластерного анализа при выделении водных масс	32
3.3 Исследование пространственно-временной изменчивости гидрохимических характеристик вод.....	42
3.4 Анализ преформных концентраций биогенных элементов	57
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	60
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	62
ПРИЛОЖЕНИЕ А Фрагмент кода кластеризации данных методом k-средних.	65
ПРИЛОЖЕНИЕ Б Фрагмент кода кластеризации данных методом Уорда.....	66
ПРИЛОЖЕНИЕ В Графики вертикального распределения дефицита кислорода, концентрации растворенного кислорода и насыщения воды кислородом в различных районах СЛО	68

ВВЕДЕНИЕ

Изучение гидрохимического режима Северного Ледовитого океана (далее СЛО) приобретает особую актуальность в условиях современных климатических изменений. Кислородный режим выступает интегральным показателем состояния арктических экосистем, который напрямую влияет на биоразнообразие и продуктивность океана. Наблюдаемое потепление вод снижает растворимость кислорода, в то время как уменьшение ледового покрова увеличивает площадь газообмена на границе океан-атмосфера. Силикатный баланс определяет продуктивность диатомовых водорослей – ключевого звена арктической пищевой цепи, поэтому необходимо отслеживать пространственное распределение силикатов в условиях сокращения ледового покрова. В то же время арктические моря испытывают возрастающее антропогенное влияние через речной сток, что может привести к увеличению содержания биогенных элементов и загрязняющих веществ в целом для СЛО. Все эти процессы происходят на фоне усиливающейся адвекции атлантических вод в Арктический бассейн. Это определяет необходимость проведения мониторинга характеристик вод СЛО для получения количественных оценок происходящих изменений. Для Центральной Арктики решающее значение в этом играют наблюдения выполненные непосредственно подо льдом.

Целью данной работы является выявление закономерностей пространственно-временных изменений кислородного и биогенного режимов вод под многолетним льдом в Северном Ледовитом океане по данным дрейфующих станций «Северный Полюс».

Задачи работы:

1. дать краткую физико-географическую характеристику Арктического бассейна, в том числе гидрохимического режима вод, на основе опубликованных материалов;
2. подготовить базу данных гидрологических и гидрохимических

наблюдений из экспедиций дрейфующих станций «Северный Полюс»: СП-5, СП-14÷СП-28, СП-31, СП-34÷СП-35, СП-41;

3. оценить пространственно-временную обеспеченность наблюдениями за гидрохимическими показателями и проанализировать изменчивость их значений под льдами Северного Ледовитого океана на основе подготовленной базы данных;

4. выделить с помощью кластерного анализа основные водные массы, рассчитать характерные значения исследуемых параметров для них и зоны распространения в СЛО;

5. проанализировать сезонную изменчивость гидрохимических характеристик подо льдом в пределах верхнего 300-метрового слоя вод;

6. рассчитать преформные концентрации биогенных элементов для Евразийского и Американо-Азиатского суббассейнов;

7. выявить закономерности распределения значений гидрохимических характеристик под многолетним льдом, сделать выводы о будущих тенденциях.

Научная новизна исследования обусловлена:

- Недостаточной изученностью динамики кислородного и биогенного режимов, в особенности форм азота, в зоне многолетних льдов в Северном Ледовитом океане;

- Включением в исследование актуальных и новых гидрохимических характеристик, полученных в экспедиции СП-41 на новейшем оборудовании;

- Важностью прогнозирования дальнейших изменений гидрохимического режима Арктического бассейна.

Полученные результаты могут быть использованы для совершенствования моделей арктических экосистем, а также при оценке последствий климатических изменений.

Пространственное распределение гидрохимических характеристик в океане обусловлено совокупностью факторов, среди которых доминируют гидродинамические процессы, включая циркуляцию водных масс, интенсивность вертикальной конвекции и глубину конвективного перемешивания, а также интенсивность биохимических и физико-химических процессов, протекающих в водной толще. Указанные процессы во многом определяются физико-географическими факторами. Среди которых наибольшее влияние оказывают климатические условия, рельеф дна, а также характер водообмена с континентальными водными системами и смежными океанами.

Северный Ледовитый океан располагается в полярной зоне Северного полушария. Его структура включает центральный глубоководный бассейн и прилегающие шельфовые моря: Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта и др [1].

Одним из факторов оказывающих заметное влияние на перераспределение водных масс в Северном Ледовитом океане является рельеф морского дна, наиболее полно сказывающийся на гидрологической обособленности двух его суббассейнов, существенно отличающихся физико-химическими свойствами преобладающих водных масс. В донном рельефе выделяются котловины Нансена, Амундсена, Подводников, Макарова, Канадская и др. Котловины Нансена и Амундсена формируют Евразийский суббассейн, разделённые срединно-океаническим хребтом Гаккеля – северным продолжением Срединно-Атлантического хребта. Котловины Подводников, Макарова и Канадская объединяются в Амеразийский суббассейн. Разграничение между Евразийским и Амеразийским суббассейнами осуществляется по подводному хребту Ломоносова [1] (Рисунок 1.1).

Основные черты гидрологического режима Северного Ледовитого океана определяются в первую очередь малым количеством солнечного тепла, образованием холодных вод в Арктическом бассейне и поступлением теплых – из Атлантического и Тихого океанов, а также опреснением вод под влиянием стока сибирских рек.



Рисунок 1.1 Физическая карта Северного Ледовитого океана [2]

Основными поверхностными течениями являются:

Трансарктическое течение, направленное от Чукотского моря через Северный полюс к проливу Фрама. Скорость в пределах 0.5-2 см/с [1]. Обеспечивающее транспорт поверхностной воды и через весь океан.

Восточно-Гренландское течение, направленное вдоль восточного побережья Гренландии на юг. Скорость в пределах 5-15 см/с [1]. Постоянно выносящее арктический лед в Атлантический океан.

Шпицбергенское течение, направленное на север вдоль западного берега

Шпицбергена. Скорость до 30 см/с [1]. Приносящее тёплую солёную воду из Атлантики, замедляя льдообразование и отодвигая кромку льдов на север.

Круговорот Бофорта в море Бофорта, направленное по часовой стрелке (антициклоническое). Скорость очень низкая, в пределах 1-4 см/с [1]. Являющееся местом накопления многолетних льдов.

1.1 Водные массы Арктического бассейна

Перераспределение водных масс различного происхождения в Северном Ледовитом океане определяется как межгодовыми, так и сезонными изменениями гидрометеорологических условий и в значительной мере определяет гидрохимический режим.

На основании вертикальных профилей температуры и солёности в Арктическом бассейне выделяются четыре основные водные массы: арктическая поверхностная, промежуточная, атлантическая и придонная [3, 4] (Рисунок 1.2).

Арктическая поверхностная водная масса, характеризуется однородной низкой температурой в пределах от -1,75 до -1,65 °С и солёностью менее 32,00 ‰, быстро повышающейся с глубиной. По происхождению представляет собой смесь речных, тихоокеанских вод с шельфовыми водами окраинных арктических морей и с водами, образующимися при таянии льда и снега в Арктическом бассейне [3]. В поверхностном слое наиболее интенсивно протекают все химические и биохимические процессы. Только в этом слое идет фотосинтез, обмен газами и солями между морем и атмосферой, а процессы регенерации нестойкого органического вещества имеют наибольшую скорость. Кроме того, в этом же слое происходят наиболее важные физические процессы - охлаждение и нагревание, льдообразование и ледотаяние, ветровое и конвективное перемешивание, перераспределяющие химические элементы в воде. В зимний период в результате конвективного перемешивания, возникающего при охлаждении и льдообразовании, слой поверхностных вод в

арктических морях становится однородным по своим термохалинным и гидрохимическим характеристикам. В мелководных районах морей конвекция достигает дна, а в глубоководных ограничивается глубиной залегания верхней границы более плотных вод.

Промежуточная водная масса формируется из трех водных масс – тихоокеанских (берингоморских), поверхностных и атлантических [3]. Ее можно подразделить на четыре типа:

1. Евразийский тип промежуточных вод формируется в результате смешения между собой атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн, и поверхностных вод Арктического бассейна.
2. Амеразийский приповерхностный тип промежуточных вод, образующиеся из поверхностных вод Арктического бассейна и тихоокеанских;
3. Тихоокеанская прослойка, формирующаяся из берингоморских вод (летних и зимних) после их трансформации в Чукотском море [5];
4. Амеразийский нижний тип промежуточных вод, получающиеся в результате смешения атлантических и тихоокеанских вод [6]. Для Евразийского суббассейна эта водная масса не является самостоятельной, тогда как в Амеразийском суббассейне она заполняет все глубоководные котловины и считается уже придонной.

Атлантическая водная масса поступает в Арктический бассейн через проливы Фарерско-Шетландский и Фрама. Температура воды составляет 4-5 °С, соленость 34,90-35,00 ‰ [3, 4, 7]. Постепенно трансформируясь, она опускается и движется в Арктическом бассейне как глубинная вода. Верхняя граница слоя атлантической воды в Евразийском суббассейне проходит на глубине 50-200 м, а в Амеразийском - 250-300 м. Нижняя граница этой водной массы проходит на глубине 800-900 м. Температура атлантической воды в Амеразийском суббассейне составляет 0,5-0,6 °С, а соленость 34,70-34,90 ‰ [3, 4].

Придонная водная масса формируется в северо-восточной части Гренландского моря из донной и атлантической воды зимой и втекает в

Евразийский суббассейн [3, 4]. Частично она образуется на месте при трансформации атлантических вод и вод морей Карского и Лаптевых при ледообразовании, когда в результате конвекции шельфовые воды, охлаждаясь, опускаются на дно морей и по материковому склону сползают в котловины Амундсена и Нансена. Придонная водная масса с температурой $-0,85^{\circ}\text{C}$ и почти однородной соленостью 34,90-34,96 ‰ характерна только для Евразийского суббассейна и отсутствует в Американо-Евразийском суббассейне вследствие наличия подводного хребта Ломоносова [3, 4, 6].

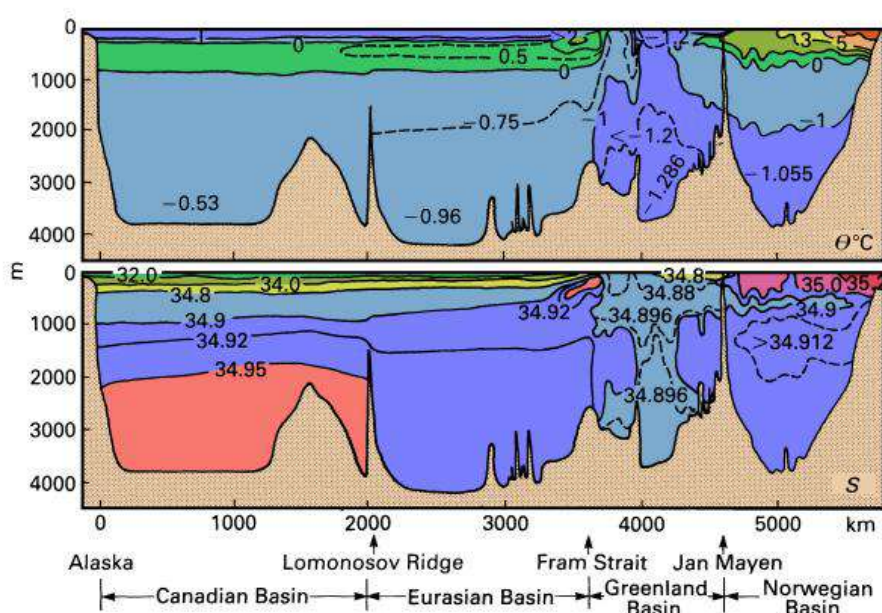


Рисунок 1.2 Профили потенциальной температуры, $^{\circ}\text{C}$ (сверху) и солености морской воды, ‰ (снизу) по разрезу Канадская котловина – Евразийский суббассейн – Гренландское море – Норвежское море [4]

При относительной замкнутости Северного Ледовитого океана большое влияние на гидрологический и гидрохимический режимы окраинных арктических морей оказывают речные воды. Основная масса речного стока сосредоточивается в морях Карском и Лаптевых, что обусловлено впадением в них крупнейших рек Сибири – Оби, Енисея, Лены, Хатанги и др. Влияние речного стока в этих морях прослеживается до их северных границ и сказывается даже на гидрохимическом режиме южных районов Арктического бассейна

[3, 8, 9, 10].

Таким образом, поступление в Северный Ледовитый океан атлантических, тихоокеанских и речных вод с присущими им разнообразными физико-химическими свойствами является одним из важнейших факторов, определяющих состояние динамического, ледового, гидрологического и гидрохимического режимов всего Арктического бассейна.

1.2 Ледовые условия Северного Ледовитого океана

Наличие практически круглый год дрейфующих льдов является одной из главных физико-географических особенностей Северного Ледовитого океана. Сплошной ледяной покров, сохраняющийся большую часть года, затрудняет тепло- и газообмен, что существенно отражается на газовом режиме водных масс и на скорости протекания в морях физико-химических процессов. В осенне-зимний период в связи с интенсивной отдачей тепла в атмосферу и ледообразованием возникает конвекционное перемешивание вод, нарушающее их стратификацию и приводящее к выравниванию гидрологических и гидрохимических характеристик от поверхности до глубины конвективного перемешивания. В весенне-летний период в морях вследствие таяния льдов и поглощения солнечного тепла устанавливается хорошо выраженная стратификация слоев [3].

Для акватории Евразийского суббассейна характерен выносной дрейф вод и льдов с круговым вращательным движением циклонического характера в некоторых районах. В Амеразийском же суббассейне наблюдаются менее интенсивный вынос и нажимной дрейф льдов с более длительным их обращением и трансформацией в системах дрейфа антициклонического характера [1, 3]. Канадская часть суббассейна одна из самых застойных областей плавучих льдов, и обновление ледяного покрова здесь происходит медленнее, чем в Евразийском суббассейне, что существенно отражается на гидрологическом и

гидрохимическом режимах поверхностных вод.

На момент 2025 года существует целый ряд работ, прогнозирующих значительное уменьшение площади распространения морских льдов в Арктике вплоть до полного их исчезновения в летний период к концу 21 века в связи с потеплением климата [11, 12, 13]. За последние четыре десятилетия наблюдается значительное уменьшение площади летнего ледового покрова, а в текущем году и зимнего (Рисунок 1.3).

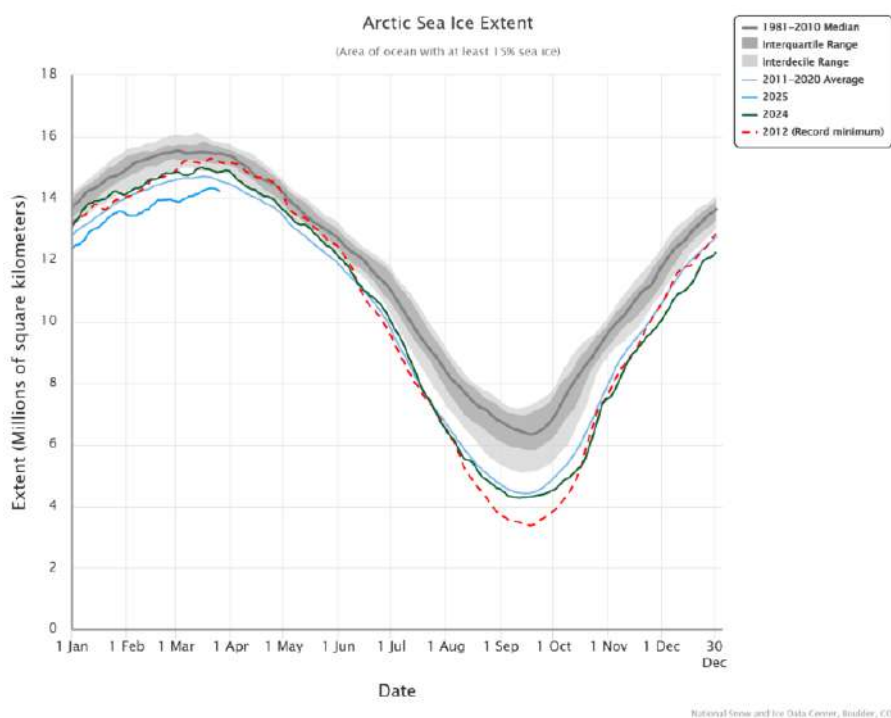


Рисунок 1.3 График внутригодовой изменчивости площади морского льда в млн км² по данным NSIDC для 2012, 2024, 2025 г и осредненных за 1981-2010 и 2011-2020 гг [14]

Одновременно происходит устойчивое сокращение площади старых льдов и смещение их южной границы на север. Если в период 1978–1997 гг. на момент максимального накопления льда (апрель) преобладали старые льды, то начиная с 2002 г. и по настоящее время наблюдается устойчивое преобладание однолетних и молодых льдов, количество которых постоянно увеличивается [11].

1.3 Общие закономерности распределения гидрохимических характеристик в Северном Ледовитом океане

Распределение гидрохимических характеристик в Северном Ледовитом океане определяется сложным взаимодействием физических, химических и биологических процессов. Количественное содержание и вертикальное распределение этих веществ в океанах и морях испытывают ряд характерных изменений во времени, которые могут служить отчетливыми показателями гидрологических и физико-химических процессов, протекающих в море.

Растворенный в морской воде кислород относится к числу наиболее важных гидрохимических характеристик. Первоисточниками поступления кислорода в океан является газообмен между атмосферой и океаном и фотосинтез. Оба процесса охватывают главным образом верхний активный слой океана. Расходуется растворенный кислород в море на дыхание организмов, окисление органического вещества и другие химические, биохимические и физико-химические процессы, протекающие во всей толще вод океана. Обогащение кислородом слоев воды, лежащих ниже активного слоя, обусловлено главным образом вертикальным и горизонтальным перемещением водных масс. Таким образом, наблюдаемая в любой точке океана концентрация кислорода есть результат динамического равновесия его прихода и расхода.

Среднее многолетнее распределение кислорода в поверхностных водах арктических морей составляет 0,60-0,85 мг-ат/л [8]. Растворимость кислорода в морской воде зависит главным образом от ее температуры и солености. Чем выше температура и соленость воды, тем меньше растворимость кислорода. Поэтому в поверхностном слое Арктического бассейна концентрация растворенного кислорода и насыщенность воды кислородом в Евразийском суббассейне ниже, чем в Амеразийском, ввиду распространения более теплых и соленых атлантических вод.

Распределение кислорода в поверхностных водах районов бассейна,

прилегающих к окраинным морям, определяется либо влиянием речного стока, либо влиянием вод тихоокеанского происхождения, поступающих из Чукотского моря [9, 15, 16, 17]. Бурное развитие процессов фотосинтеза в летний период ведет к перенасыщению их поверхностных вод кислородом. Однако с началом ледообразования начинается отмирание фитопланктона, что связано со значительным расходом кислорода на окислительные процессы. Ледяной покров, препятствуя газовому обмену между водой и атмосферой, способствует сохранению образующегося дефицита кислорода. Это ведет к обеднению кислородом поверхностных вод в окраинных морях Арктического бассейна, кроме района моря Бофорта, где, напротив, благодаря ледяному покрову сохраняется избыток кислорода в течение большей части года [3, 18].

Вертикальное распределение кислорода неоднородно и зависит от мощности слоев действующих водных масс. Так, мощность слоя с однородным распределением кислорода в поверхностных водах Арктического бассейна определяется глубиной вертикальной циркуляции. Более плотные воды приатлантической части бассейна, где вертикальная циркуляция охватывает 50-70 метровый слой наиболее бедны кислородом, хотя насыщение их близко к 100 % [3, 7, 19, 20]. По мере продвижения на восток происходит обогащение поверхностных арктических вод кислородом за счет поступления в эти районы более богатых кислородом вод из района Канадского Арктического архипелага и моря Бофорта [3].

Содержание кислорода в атлантических водах примерно одинаково во всей толще, но различно по величине в разных районах Арктического бассейна. Максимальное содержание растворенного кислорода отмечается в наиболее «свежих» атлантических водах в проливе между Шпицбергом и Гренландией и в среднем на горизонте 500 м составляет 0,62 мг-ат/л [3, 7]. По мере продвижения атлантических вод в восточные районы Арктического бассейна количество кислорода в них постепенно убывает в результате происходящих в слое окислительных процессов. В наиболее удаленном от места поступления

атлантических вод районе Арктического бассейна в Канадской котловине количество растворенного кислорода падает в среднем до 0,58 мг-ат/л [3].

В Амеразийском суббассейне и в районах, прилегающих к хребту Ломоносова, содержание кислорода заметно понижается на глубине 35-50 м. Распределение кислорода в слое между поверхностными и атлантическими водами характеризуется наличием слоя резко выраженного минимума, образование которого связано с влиянием проникающих сюда вод тихоокеанского происхождения. Величина минимума кислорода в ядре тихоокеанских вод и глубина залегания слоя заметно отличаются в различных районах Амеразийского суббассейна [3, 5, 9, 10, 15, 16].

Нижние промежуточные воды, расположенные под атлантическими, заметно отличаются по содержанию в них растворенного кислорода в районах бассейна к западу и к востоку от хребта Ломоносова. В западных районах ниже атлантических вод располагается слой с содержанием кислорода 0,60-0,62 мг-ат/л [3, 19, 20], а в котловине Амундсена в слое 1000-1200 м обнаруживается незначительное повышение содержания кислорода, связанное, очевидно, с поступлением на эти горизонты более свежих вод. Содержание кислорода в придонных водах постепенно понижается ко дну до 0,59 мг-ат/л в Евразийском суббассейне, и особенно заметно в Канадской котловине, где его содержание у дна падает до 0,55 мг-ат/л [3]. Заметное уменьшение кислорода в придонных водах Амеразийского суббассейна вызвано значительным его расходом на окисление органического материала, опускающегося из верхних слоев тихоокеанского происхождения.

Из многочисленных микрокомпонентов, содержащихся в морской воде, особо важное значение имеют соединения фосфора, азота и кремния. Концентрация и режим биогенных элементов обусловлены совокупностью биологических, биохимических и гидрологических процессов, протекающих в морях и океанах. Количественное содержание и вертикальное распределение этих веществ в океанах и морях испытывают ряд характерных изменений во

времени, которые могут служить отчетливыми показателями гидрологических и физико-химических процессов, протекающих в море.

Среднее многолетнее распределение кремния в поверхностных водах Арктического бассейна схоже с кислородным. Минимальное содержание кремния порядка 5-10 мкг-ат/л наблюдается в Евразийском суббассейне [3]. В районах сибирских морей концентрация увеличивается до порядка 10-20 мкг-ат/л [8, 9, 10, 18]. В Амеразийском суббассейне содержание кремния в поверхностных водах возрастает, достигая своего максимума порядка 30 мкг-ат/л в южных районах Амеразийского суббассейна, сопредельных с Чукотским морем [15, 16]. Поскольку такое распределение указывает на источники его поступления, кремний часто используют в качестве индикатора водных масс.

Вертикальное распределение кремния в Евразийском суббассейне практически однородно от поверхности до дна (3,5-9,0 мкг-ат/л) [3, 19]. Это связано с тем, что основным фактором, определяющим гидрохимическую структуру водных масс в этом районе Арктического бассейна, является преимущественное влияние вод атлантического происхождения, обедненных биогенными элементами.

Для вертикального распределения кремния в Амеразийском суббассейне характерно наличие хорошо выраженного максимума на глубине 100-150 м, определяемого влиянием на гидрохимический режим этого района вод тихоокеанского происхождения [3, 4, 15, 16, 17]. Ниже слоя поверхностных вод на глубине 35-50 м начинается резкое увеличение содержания кремния с пиком около 50,0 мкг-ат/л на глубине 100-150 м, а затем происходит быстрое снижение [3, 16]. Слой вод тихоокеанского происхождения довольно четко выделяется по содержанию биогенных элементов как на верхней, так и на нижней границе. Наличие хорошо выраженного максимума кремния в слое тихоокеанских вод является особенностью не только Амеразийского суббассейна, но и центральной части бассейна, хотя там он выражен менее отчетливо [3, 6].

Для сибирских морей основным источником кремния служит речной сток.

Поэтому максимальные концентрации порядка 15-30 мкг-ат/л наблюдаются в прибрежных зонах [3, 9, 10, 18]. Летом ввиду активного потребления диатомовыми водорослями содержание кремния в поверхностном слое снижается, а зимой ввиду отмирания организмов увеличивается. Вертикальное распределение содержания кремния для морей сибирского шельфа преимущественно одинаково и с глубиной увеличивается. Однако важно отметить, что для Чукотского и соседних с ним морей, придонное содержание кремния характеризуется прослойкой тихоокеанских вод с концентрацией порядка 50 мкг-ат/л, а Баренцева и Карского прослойкой атлантических вод обеднённых кремнием, из-за чего можно сказать, что концентрация кремния возрастает с запада на восток вдоль береговой линии континента [3, 8, 9, 10, 16, 18].

Распределение фосфатов в водных массах Арктического бассейна во многом сходно с распределением кремния и определяется теми же причинами. Содержание фосфатов в поверхностных водах составляет 0,50 мкг-ат/л в Евразийском бассейне и 1,00 мкг-ат/л в Амеразийском, повышаясь до 1,25 мкг-ат/л в его восточной части, примыкающей к Чукотскому и Восточно-Сибирскому морям [3, 8, 18]. Низкое содержание фосфатов в Евразийском суббассейне определяется преимущественным влиянием на этот район атлантических вод [19]. Высокое содержание фосфатов в Чукотском море (особенно в зимний период) определяет повышенное их содержание в сопредельных с ним районах Арктического бассейна. Однако на большей части Амеразийского суббассейна концентрация фосфатов в поверхностных водах составляет 1,0 мкг-ат/л [3]. Такое низкое содержание фосфатов, как и кремния, в этом районе связано с влиянием распресненных ледотаянием поверхностных вод. Высокие для Арктического бассейна концентрации фосфатов (более 1,25 мкг-атл/л) отмечаются в его центральной части над хребтом Ломоносова [3]. В результате подъема в районе хребта прослойки тихоокеанских вод с высоким содержанием биогенных элементов и конвективного перемешивания происходит обогащение кремнием и фосфатами поверхностных вод в этом районе и их

осолонение.

Изменение средних значений фосфатов по глубине в Евразийском суббассейне свидетельствует о том, что существенных различий между поверхностными арктическими, атлантическими и придонными водами не наблюдается. Содержание фосфатов в этом районе колеблется от 0,20 мкг-ат/л на поверхности до 0,50 мкг-ат/л у дна, что подтверждает генетическую близость всех водных масс Евразийского суббассейна, в основе которых лежат атлантические воды [3]. В Амеразийском суббассейне концентрация фосфатов заметно увеличивается ниже слоя поверхностных вод на глубине 35-50 м и достигает своего максимума порядка 2,00 мкг-ат/л на глубине 100-150 м, который, как и максимум кремния на этих глубинах в Амеразийском суббассейне, определяется прослойкой вод тихоокеанского происхождения, формирующейся на шельфе восточных арктических морей [15, 16]. Ниже слоя максимума содержание фосфатов постепенно уменьшается до верхней границы атлантических вод, расположенной в Амеразийском суббассейне на глубине 200-250 м. Содержание фосфатов в нижележащих водных массах практически одинаково от поверхности до дна около 1,00 мкг-ат/л [3].

Следует заметить, что увеличения фосфатов с глубиной в Амеразийском суббассейне не наблюдается [3, 6]. Если в промежуточных водах почти на всей акватории Амеразийского суббассейна под влиянием опускания диатомей и растворения их панцирей концентрация кремния увеличивается, то увеличения содержания фосфатов не происходит. По-видимому, скорость регенерации органического содержимого отмирающего фитопланктона гораздо выше и заканчивается в верхних горизонтах еще при опускании тихоокеанских вод на шельфе арктических морей.

В арктических морях распределение минерального фосфора в летний период определяется биологическими и биохимическими процессами и водообменом между этими морями и соседними водоемами (Чукотское и частично Восточно-Сибирское моря), а также влиянием вод речного стока (Карское, Лаптевых и западная части Восточно-Сибирского моря) [3, 8, 9, 10, 18].

Азот представлен в море в виде нескольких связанных форм, из которых нитраты, являющиеся высшей формой окисления азота, наиболее интенсивно потребляются фитопланктоном [8, 18]. В поверхностном слое при развитии фотосинтетических процессов содержание нитратов быстро уменьшается и может падать до аналитического нуля. Поэтому нитраты являются фактором, лимитирующим развитие фитопланктона в Северном Ледовитом океане. Ассимилированный организмами нитратный азот регенерируется при распаде органических остатков. Причем регенерация нитратов наиболее интенсивно протекает в слоях, лежащих значительно ниже зоны фотосинтеза. Это обусловлено тем, что процесс регенерации многоступенчатый и протекает дольше других биогенных элементов. Поэтому количество нитратов в активном слое тесно связано с интенсивностью водообмена этого слоя с нижележащими водами и по их распределению в поверхностных водах можно судить о скорости вертикального перемешивания водных масс.

Общая картина распределения нитратов в водных массах Арктического бассейна схожа с распределением кремния и фосфатов и определяется теми же причинами, но ввиду низких концентраций слабо выражена. В среднем содержание нитратов растет с глубиной, а при наличии прослойки тихоокеанских вод имеет пик концентрации относительно выше- и нижележащих слоев [3, 6], также концентрация нитратов выше в морях сибирского шельфа из-за влияния речного стока [9, 18]. Количество нитритного и аммонийного азота открытом океане стремится к аналитическому нулю, ввиду насыщенности вод Арктического бассейна кислородом [3, 6, 8].

2.1 Характеристики исходных данных

Для выявления закономерностей распределения гидрохимических характеристик под многолетним льдом в Северном Ледовитом океане в работе использовались данные результатов гидрохимического анализа проб морской воды со стандартных горизонтов на содержание растворенного кислорода, биогенных элементов (силикатов, фосфатов, нитритов, нитратов, аммонийного азота и общего азота), а также температуры и солености морской воды, полученных в экспедициях дрейфующих станций «Северный Плюс»:

1. СП-5 (21.04.1955-08.10.1956);
2. СП-14 (01.05.1965-12.02.1966);
3. СП-15 (15.04.1966-25.03.1968);
4. СП-16 (10.04.1968-22.03.1972);
5. СП-17 (18.04.1968-16.10.1969);
6. СП-18 (09.10.1969-24.10.1971);
7. СП-19 (07.10.1969-16.04.1973);
8. СП-20 (22.04.1970-17.05.1972);
9. СП-21 (30.04.1972-17.05.1974);
10. СП-22 (13.09.1973-08.04.1982);
11. СП-23 (05.12.1975-01.11.1978);
12. СП-24 (23.06.1978-19.11.1980);
13. СП-25 (16.05.1981-20.04.1984);
14. СП-26 (21.05.1983-09.04.1986);
15. СП-27 (02.06.1984-20.05.1987);
16. СП-28 (21.05.1986-23.01.1989);
17. СП-31 (22.10.1988-25.06.1991);
18. СП-34 (19.09.2005-25.05.2006);

19.СП-35 (21.09.2007-22.07.2008);

20.СП-41 (02.10.2022-28.04.2024).

Дополнительно был рассчитан процент насыщения воды кислородом по формуле Вайсса [21] и дефицита кислорода в воде. Также был выполнен расчёт преформных концентраций биогенов (кремния, азота и фосфора) – предполагаемых концентраций биогенных элементов на момент, когда водная масса теряет возможность обмениваться кислородом с атмосферой [22]. Расчёт проводился на основе дефицита кислорода по формуле [8, 22, 23]:

$$X_{\text{преформное}} = X_{\text{измеренное}} - X_{\text{окисленное}} \quad (2.1)$$

где:

- $X_{\text{преформное}}$ – преформная концентрация биогена (кремния, азота или фосфора), мкМ/л;
- $X_{\text{измеренное}}$ – измеренная концентрация биогена, мкМ/л;
- $X_{\text{окисленное}} = K_x \times \Delta O_2$ – окисленная (реминерализованная) часть концентрации биогена, мкМ/л;
- ΔO_2 – дефицит кислорода в воде, мкМ/л;
- K_x – стехиометрический коэффициент для биогена, рассчитанный на основе соотношения Редфилда-Ричардса.

Согласно молярному соотношению Редфилда-Ричардса O:Si:N:P=276:23:16:1 [8, 22, 23], для формирования одной усреднённой молекулы органического вещества фитопланктон потребляет:

- 276 атомов кислорода (138 молекул O_2),
- 23 атома кремния,
- 16 атомов азота,
- 1 атом фосфора.

Таким образом, коэффициенты K_x составляют:

1. 0,1667 – для кремния-силикатов,
2. 0,1159 – для общего минерального азота,
3. 0,0072 – для фосфора-фосфатов.

Подготовка и обработка данных производилась в программе Excel, после чего с помощью программного обеспечения Ocean Data View и Grapher, а также путем программирования на языке Python (в среде разработки Jupyter Notebook, входящей в дистрибутив Anaconda), полученные результаты были представлены в виде графических материалов.

Траектории дрейфа большей части экспедиций охватывают в основном центральный район Арктического бассейна, вдоль трансарктического течения, это экспедиции СП-5, 14, 15, 17, 18, 19, 21, 23, 24, 27, 28, 34 и большая часть 41. Кроме них выделяются экспедиции СП-16, 20, 25 и 26, чьи траектории проходят аналогичным образом, но смещены в сторону канадского архипелага, а также СП-35 и завершающая часть 41, которые смещены в сторону архипелагов Шпицберген, ЗФИ и Северная Земля. Особенно выделяются экспедиции СП-22 и 31 попавшие в круговорот Бофорта (Рисунок 2.1).

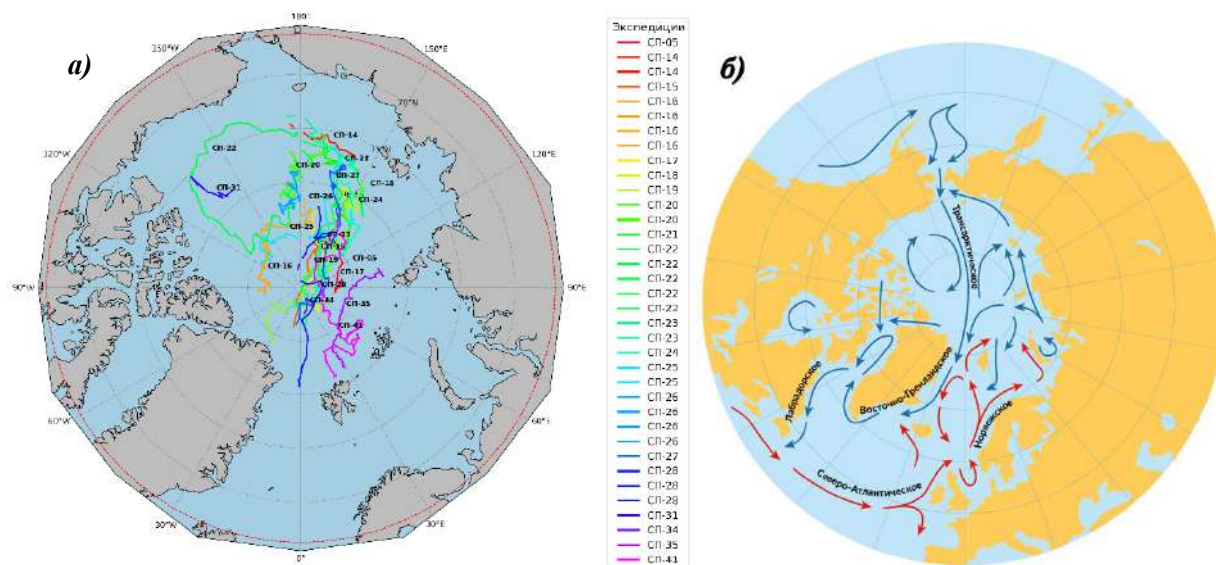


Рисунок 2.1 Карта-схема Северного Ледовитого океана с нанесенными а) траекториями дрейфа экспедиций «Северный Плюс», б) направлениями основных течений [24].

Характерная ледовая обстановка с максимальной и минимальной площадью ледяного покрова, за последние 40 лет претерпела сильные изменения (Рисунок 2.2). Ареал распространения, общая площадь, возраст, толщина, в некоторых случаях сплоченность льда имеют тенденцию к сокращению

[4, 11, 12, 13]. Однако поскольку все измерения проводились в ходе дрейфующих экспедиций, базировавшихся на ледовых станциях, полученные данные характеризуют исключительно подледные водные массы.

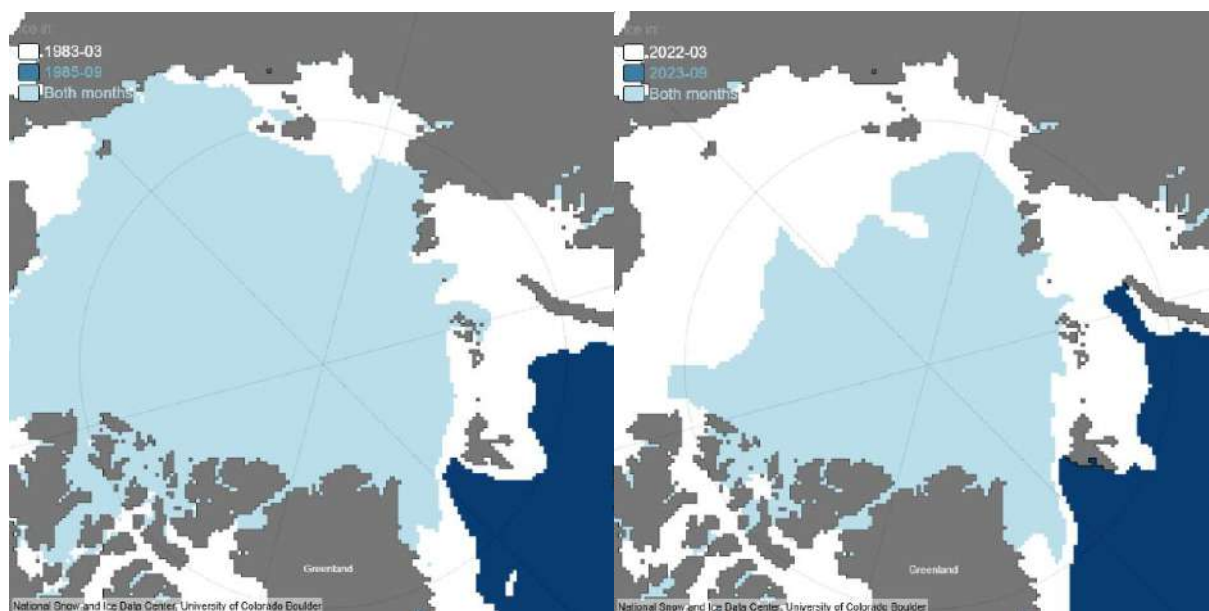


Рисунок 2.2 Ледовые условия Северного Ледовитого океана в марте 1983 и сентябре 1985 (слева) и в марте 2022 и сентябре 2023 года (справа) [25]

Общая обеспеченность данными по горизонтам для всех гидрохимических характеристик представляет собой ассиметричное распределение (Рисунок 2.3), где основная часть измерений собрана в верхнем 300-метровом слое, с модами в слоях 10-50 и 200-300 метров. Данный объем выборки обеспечивает репрезентативность результатов по всем глубинам, в особенности в слое 10-300 метров, где располагаются термо- и галоклин.

По содержанию растворенного кислорода, насыщению воды кислородом и дефицита кислорода в воде, общее число измерений за все рассматриваемые экспедиции составило 14134, из которых больше половины (8608) приходятся на слой 10-300 метров (Рисунок 2.3 а). Наименьшее число измерений 317, приходится на слой 3000-5000 метров, из-за того, что не все экспедиции дрейфовали над котловинами, а также более редкому отбору проб, ввиду мало меняющихся параметров воды на таких глубинах. По содержанию кремния в воде общее число измерений за все рассматриваемые экспедиции составило

14988 (Рисунок 2.3 б), фосфатов 8845 (Рисунок 2.3 в).

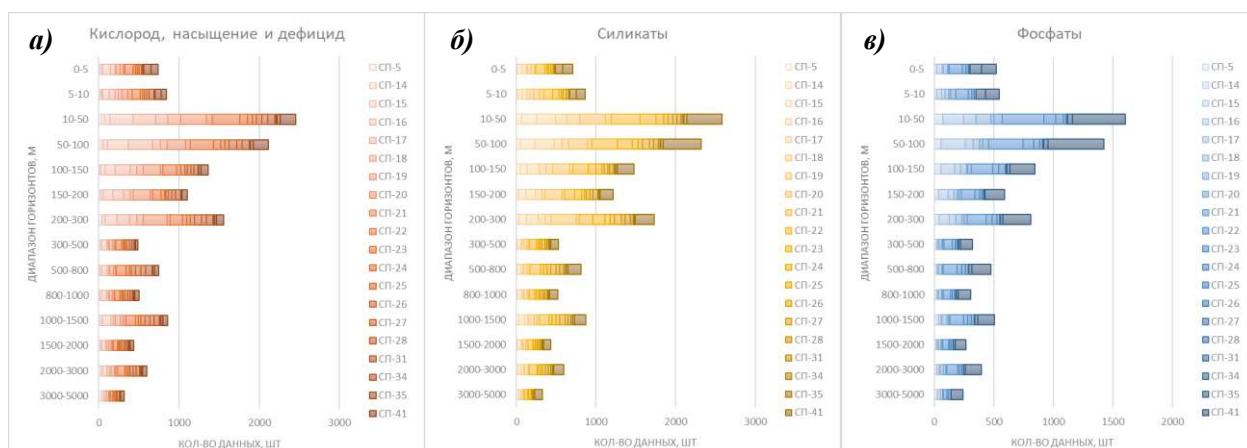


Рисунок 2.3 Гистограмма обеспеченности данными по глубинам с экспедиций СП-5, 14-28, 31, 34-35, 41 для а) растворенного кислорода, насыщения и дефицита кислорода в воде, б) концентрации силикатов, в) концентрации фосфатов

Содержание форм азота в данной работе представлено только по результатам экспедиции СП-41. Общее число измерений общего азота составило 1891, азота-нитратного и нитритного 2593, аммонийного 2558 (Рисунок 2.4).

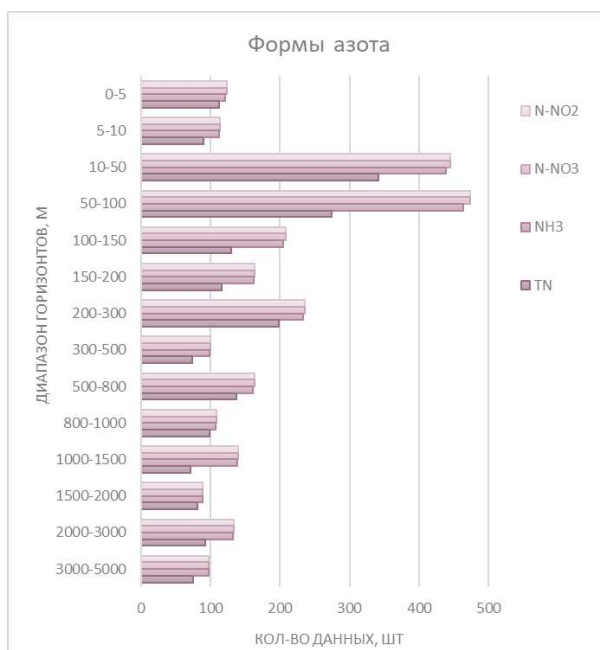


Рисунок 2.4 Гистограмма обеспеченности данными по глубинам для форм азота по результатам экспедиции СП-41

Ввиду пространственно-временной несопоставимости результатов анализа форм азота из экспедиции СП-41 с остальными, данные по азоту будут рассматриваться отдельно, в качестве дополнения к основным исследованиям гидрохимических закономерностей.

2.2 Методики определения гидрохимических характеристик

Для экспедиций, проводившихся в СССР (СП-5-31) пробы морской воды, отбирались батометрами БМ-48 и анализировались согласно методикам и наставлениям, принятым в системе гидрометслужбы. Во всех экспедициях кислород определялся методом Винклера [3].

Содержание фосфатов и кремнекислоты в морской воде определялось колориметрическим методом по интенсивно окрашенным гетерополикислотам. Окраска испытуемой воды после добавления реактивов сравнивалась визуально с окраской стандартного образца в цилиндрах Генера. Начиная с 1968 г (с СП-16 и последующими) для колориметрирования проб применяется фотоколориметр ФЭК-56, колориметрирование проводилось по синей окраске продуктов восстановления гетерополикислот. В качестве восстановителя при определении фосфора используется кислый молибденовый раствор, содержащий аскорбиновую кислоту. Для восстановления кремнемолибденового комплекса применяется метолсульфитная смесь [3].

Для экспедиций, проводившихся в РФ (СП-34-41) пробы морской воды, анализировались в соответствии с нормативно-технической документацией, входящей в Перечень методик, внесенных в Государственный реестр методик количественного химического анализа. При выполнении гидрохимических измерений использовались стандартные утвержденные методики Росгидромета.

Отбор проб морской воды осуществлялся батометрами Нискина. Привязка точек отбора проб к заданным координатам производилась с помощью системы спутниковой навигации GPS.

Концентрацию растворенного кислорода определяли йодометрическим

титрованием зафиксированной пробы (метод Винклера) [26].

Определение растворенного минерального фосфора (фосфатов) проводилось по методу Морфи-Райли в модификации Сугавары на спектрофотометре [26].

Определение растворенной кремнекислоты (силикатов) проводилось фотометрически по методике Муллина-Райли в модификации Королева (по голубому кремнемолибденовому комплексу, восстановитель – аскорбиновая кислота) на спектрофотометре [26].

Определение ионов аммония проводилось фотометрически с использованием фенол-гипохлоритной реакции в присутствии нитропруссид натрия (метод Сэджи-Солорзано) на спектрофотометре [26].

Определение нитритов проводилось методом Бендшнайдера и Робинсона с сульфаниламидом и α -(нафтил)-этилендиамином на спектрофотометре [26].

Определение нитратов проводилось методом восстановления нитратного азота до нитритного на колонках с омедненным кадмием и последующим определением нитритов по методу Бендшнайдера и Робинсона. Кадмий для заполнения редукторов получали электрохимическим способом [26].

Пробы на содержание общего азота и фосфора автоклавировались в течение часа (после достижения требуемой температуры) с реактивом Королева-Вальдеррама, после чего проводилось определение в реакционной массе фосфатов и нитратов [26].

Также в экспедиции СП-41 с ноября 2023 года определение аммонийного азота, нитритов, суммы нитритов и нитратов, общего фосфора проводилось параллельно утвержденным методам на автоанализаторе Scalar San++, где аммонийный азот, нитриты и нитраты определялись фотометрически, по методикам, аналогичным используемым при ручном определении (для ускорения раскрашивания на линии аммония проводится подогрев реакционной смеси до 60 °C). В случае общего фосфора сжигание пробы проводилось сначала УФ-облучением смеси пробы с окислительным раствором, содержащим персульфат калия, затем с раствором серной кислоты, и нагревом до 110 °C.

Образующиеся в результате разложения органических и комплексных неорганических фосфоросодержащих соединений орто-фосфаты определялись фотометрически.

Приготовление стандартных растворов и реактивов выполнялось на ультрачистой деионизированной воде, полученной при помощи систем очистки воды. Калибровочные стандарты готовили из соответствующих государственных стандартных образцов (ГСО).

Еще в 1965 году, (во время работы экспедиции СП-14) проводились сравнения методик определения биогенных элементов, используемых в разных экспедициях. Результаты тех лет показали, что все используемые в экспедициях методики имеют погрешности, которые составляют 10 % ошибки [27], что свидетельствует о приемлемой сопоставимости данных прошлого и настоящего.

2.3 Статистические методы обработки данных

Для выявления естественных группировок в данных (разделения по водным массам) применялся кластерный анализ методами k-средних (k-means clustering) и Уорда (Ward's clustering). Схожий подход к обработке гидрохимических данных применялся в работе [10]. Вычисления реализованы на Python (в среде разработки Jupyter Notebook, входящей в дистрибутив Anaconda).

Перед анализом проводилось удаление строк с пропущенными значениями (оставались только строки, где есть данные всех выбранных для кластеризации характеристик). Затем, для устранения влияния масштаба, все переменные стандартизировались (нормировались) методом z-нормализации с помощью функции StandardScaler (среднее = 0, дисперсия = 1).

По методу k-средних использовалась библиотека scikit-learn, функция KMeans, исходный код доступен в Приложении А. Для обеспечения воспроизводимости результатов задавалось:

- Максимальное число итераций: 300;
- Критерий остановки: изменение инерции < 0.001 ;

- Фиксированный `random_state=42`;
- Параметры алгоритма (`n_init=10`) согласно рекомендациям `scikit-learn`.

Оптимальное число кластеров определялось двумя методами:

1. метод локтя (Elbow Method): анализ зависимости внутрикластерной дисперсии (`inertia`) от числа кластеров (`k`). Оптимальное `k` выбиралось по точке изгиба на графике с помощью алгоритма `KneeLocator`;
2. силуэтный анализ (Silhouette Analysis): отражающий среднее расстояние между точками кластера по сравнению с ближайшим кластером. Коэффициент является оценкой компактности и разделимости кластеров для каждого `k` (диапазон: 2–10). Оптимальное `k` соответствовало максимуму коэффициента.

По методу Уорда использовалась библиотека `scipy.hierarchy`, функции `linkage`, `fcluster`, `dendrogram`, в качестве меры расстояния использовалась евклидова метрика, исходный код доступен в Приложении Б. Оптимальное число кластеров определялось аналогично методами «локтя» и силуэтного анализа, а также визуально на дендрограмме.

В качестве параметров кластеризации в обоих методах использовались данные по температуре, солености, концентрации кислорода и концентрации кремния в воде. Визуализация проводилась с помощью библиотек `matplotlib` и `seaborn`, статистическая значимость кластеров оценивалась по описательным статистикам, критерию Стьюдента. Сравнение двух методов проводилось через расчет средних значений параметров каждого кластера и попарное сравнение распределений признаков, а также визуально на парных диаграммах рассеяния с маркировкой кластеров.

Часть работы удалена по требованию консультанта (рецензента)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ данных 20 дрейфующих экспедиций «Северный полюс» (включая актуальные измерения СП-41 2022-2024 гг.) позволил выявить фундаментальные закономерности формирования гидрохимического режима Арктического бассейна. Исследование, охватившее параметры растворенного кислорода, биогенных элементов (силикатов, фосфатов, азотных соединений), температуры и солености, выявило сложную пространственно-временную динамику, обусловленную взаимодействием двух ключевых факторов: адвекцией водных масс атлантического и тихоокеанского происхождения и биологической активностью в поверхностном слое.

Основные научные результаты работы заключаются в следующем:

1. Установлено, что кислородный режим характеризуется устойчивой вертикальной стратификацией с максимальными концентрациями (7,5-11,8 мл/л) в 100-метровом поверхностном слое и минимумами (3,5-6,0 мл/л) на глубинах 100-300 м. Выявлена выраженная сезонная динамика с зимним максимумом, весенним снижением, летним фотосинтетическим пиком и осенними промежуточными значениями. Особенно показательно увеличение мощности кислородного слоя с 50-70 м в марте до 100-110 м в июне, зафиксированное экспедицией СП-41.

2. Обнаружены принципиальные различия в распределении биогенных элементов между суббассейнами. В Евразийском суббассейне отмечается плавное увеличение концентраций силикатов (0,1-14,8 мкМ/л) и фосфатов (0,16-1,08 мкМ/л) с глубиной, тогда как в Амеразийском – резкий градиент с максимумами до 50-60 мкМ/л (силикаты) и 2,5-3,5 мкМ/л (фосфаты) на 50-200 м, обусловленный влиянием тихоокеанских вод.

3. Кластерный анализ выделил 4 водные массы: атлантические (~50 % данных, ниже 200 м), поверхностные (0-50 м, включая распресненные ледотаянием), тихоокеанские (50-150 м в Амеразийском суббассейне) и

промежуточные (50-150 м между поверхностной и атлантической). Подтверждена ведущая роль атлантических вод в формировании глубинных слоев.

4. Расчет преформ-концентраций показал:

- общий атлантический генезис глубинных вод (сходство значений преформ-концентраций ниже 250 м)
- наличие неокисленного органического силиката (8-10 мкМ/л)
- низкую биологическую продуктивность (потребление азота всего ~6 мкМ/л и меньше)
- преобладание физических процессов над биологическими

6. Сравнения данных разных лет выявили значительную изменчивость характеристик (толщина кислородного слоя, концентрации биогенов, глубина залегания ядра водных масс), подчеркивающую важность учета долгосрочных изменений.

Практическая значимость полученных результатов определяется их применимостью для:

- верификации климатических моделей
- мониторинга изменений арктической экосистемы
- прогнозирования биопродуктивности региона
- понимания трансформации вещества в условиях меняющегося ледового покрова

Проведенное исследование создает основу для дальнейшего изучения гидрохимических процессов подо льдом в Арктике, особенно в контексте наблюдаемых климатических изменений. Полученные результаты подчеркивают необходимость продолжения мониторинга с учетом выявленных пространственно-временных закономерностей и региональных особенностей.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Атлас Арктики / под ред. Короткевич Е. С., Кручинин Ю. А., Марков В. Ф., Трешников А. Ф. – Москва: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. – 1 атл. (XXX с., 180 л. карт).
2. Физическая карта Северного Ледовитого океана [Электронный ресурс]. – URL: <https://mapoftheworld.ru/more-ocean/ocean/severniy-ledovitiy/fizicheskaya-karta-severniy-ledovitiy-okeana.shtml> (дата обращения: 10.10.2024).
3. Русанов В. П., Яковлев Н. И., Буйневич А. Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. – 1979. – Т. 365. – 144 с.
4. Tomczak M., Godfrey J. S. Arctic Oceanography: The Path of North Atlantic Deep Water // Regional Oceanography: An Introduction. – 2nd ed. – Delhi: Daya Publishing House, 2003. – P. 83-104. – 390 p. – ISBN 8170353076.
5. Куликова Ж. М., Добролюбов С. А. Объемные характеристики тихоокеанских вод в Северном Ледовитом океане // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. – 2024. – Т. 79. – № 1. – С. 141-148.
6. Alkire M. B., Rember R., Polyakov I. Discrepancy in the Identification of the Atlantic/Pacific Front in the Central Arctic Ocean: NO versus Nutrient Relationships // Geophysical Research Letters. – 2019. – Vol. 46. – P. 3843-3852.
7. Недашковский А. П., Савельева Н. И., Морозова О. А., Тимохов Л. А. Распределение кислорода и дефицита кислорода в атлантических водах в Евразийском суббассейне Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – № 1(107). – С. 61-72.
8. Алекин О. А., Ляхин Ю.И. Химия океана. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. – 341 с.
9. Костылева А. В., Полухин А. А., Степанова С. В. Особенности гидрохимической структуры зоны смешения вод реки Лены и моря Лаптевых в осенний период // Океанология. – 2020. – Т. 60. – № 6. – С. 843-850.
10. Степанова С. В., Кивва К. К., Полухин А. А. Особенности

гидрохимической структуры вод различных районов Карского моря в безледный период // Океанология. – (Год издания отсутствует в исходных данных). – УДК 551.46.

11. Виноградная Е. С., Егорова Е. С., Шевелева Т. В., Юлин А. В. Изменчивость положения границ старых льдов в весенний период и остаточных льдов в осенний период в Северном Ледовитом океане в текущем климатическом периоде // Российская Арктика. – 2020. – № 2(8). – С. 1-12.

12. Волков В. А., Мушта А. В., Демчев Д. М. Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – № 2(108). – С. 50-63.

13. Юлин А. В., Вязигина Н. А., Егорова Е. С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений // Российская Арктика. – 2019. – № 7. – С. 28-40.

14. Charctic Interactive Sea Ice Graph [Электронный ресурс] // National Snow and Ice Data Center. – URL: <https://nsidc.org/sea-ice-today/sea-ice-tools/charctic-interactive-sea-ice-graph> (дата обращения: 27.03.2025).

15. Кодрян К. В., Кивва К. К. Гидрохимические особенности вод западной части Чукотского моря в августе 2019 года. – УДК 551.464:629.124.68(268.56).

16. Кодрян К. В., Кивва К. К., Зубаревич В. Л., Педченко А. П. Водные массы западной части Чукотского моря в августе 2019 года и их гидрохимические особенности // Океанология. – 2023. – Т. 63. – № 3. – С. 362-374.

17. Pisareva M. N., Pickart R. S., Spall M. A., Nobre C., Torres D. J., Moore G. W. K., Whitledge T. E. Flow of Pacific Water in the Western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA Expedition // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2015. – Vol. 105. – P. 53-73.

18. Пивоваров С. В. Химическая океанография арктических морей России. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2000. – 88 с.

19. Лукьянова О. Н., Чульцова А. Л. Гидрохимические исследования в Баренцевом море на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2017 и 2020 гг. // Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022». – Т. II (IV). – Тверь: ООО «Полипресс», 2022. – С. 24. – ISBN 978-5-6049290-2-5.
20. Нецветаева О. П. Растворенный кислород в водах Европейской Арктики летом 2021 г. // Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022». – Т. II (IV). – Тверь: ООО «Полипресс», 2022. – С. 50. – ISBN 978-5-6049290-2-5.
21. Weiss R. F. The Solubility of Nitrogen, Oxygen and Argon in Water and Seawater // Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts. – 1970. – Vol. 17. – Iss. 4. – P. 721-735.
22. Кивва К. К. Оценка первичной продукции Берингова моря с использованием нового подхода // Труды ВНИРО. – 2014. – Т. 152. – С. 12.
23. Park K. Nutrient Regeneration and Preformed Nutrients off Oregon // Limnology and Oceanography. – 1967. – Vol. 12. – P. 353–357.
24. De Vries P., Tamis J., Heuvel-Greve M., Thijsse P., Kater B. Collecting Literature for Identifying Data Sets and Data Sources – Literature Review, Arctic Sea Basin Checkpoint. – 2016. – Раздел 2.1.2.
25. Sea Ice Spatial Comparison Tool [Электронный ресурс] // National Snow and Ice Data Center. – URL: <https://nsidc.org/sea-ice-today/sea-ice-tools/sea-ice-spatial-comparison-tool> (дата обращения: 26.03.2025).
26. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоёмов и перспективных для промысла районов Мирового океана. – Москва: Изд-во ВНИРО, 2003. – 202 с.
27. Богоявленский А. Н. Воспроизводимость результатов и ошибки гидрохимических определений в океанах // Труды ИО АН СССР. – 1965. – Т. 79. – С. 34-48.