

Отчет 2020 проект 60107

Продолженные в 2019 – 2020 гг. исследования роли притока атлантических вод (АВ) в изменении структуры водных масс и содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое выявили новые особенности и механизмы этих изменений. Были использованы дополненные массивы океанографических данных, результаты экспедиционных наблюдений в 2012-2018 гг., усовершенствованные методы интерполяции и построения гриддированных полей. Получены оценки составляющих баланса пресной воды в Арктическом бассейне, параметров ледяного покрова АВ из расчетов на модели совместной циркуляции океана и льда, оценки содержания пресной воды в АВ и водообмена с Северо-Европейским бассейном на основе модельного реанализа МЕРКАТОР.

Поля СПВ в слое 0-100 м (рис.1), рассчитанной относительно солености 34.80‰ по дополненным массивам данных с помощью нового метода интерполяции отражают противоположные тенденции междесятилетних изменений СПВ, начиная с 1990-х годов. С одной стороны, видно уменьшение СПВ в евразийской части, а с другой - рост в амеразийской части АВ. Эти тенденции особенно ярко проявились в слое 50-100 м (рис.2), где уменьшение СПВ максимально в 1990-е, а рост СПВ – в 2010-е годы. В слое 0 - 50м (рис.3) изменения СПВ не столь контрастны. Область пониженного СПВ выделяется в 1990-е годы, а области роста – в 2000-е – 2000-е годы. В слой 0-50 м поступает и накапливается здесь пресная вода, поступающая с речным стоком, осадками, от таяния льда. Для расчета баланса представят интерес оценки объема пресной воды в этом слое в разные десятилетия (табл.1).

Таблица 1. Объем и эквивалентный слой пресной воды в Арктическом бассейне в разные десятилетия

Десятилетие, годы	Объем СПВ, км ³	Экв. Слой ПВ, м
1960-1969	24557,4925	5,31555355
1970-1979	23815,1466	5,16059075
1990-1999	22354,7852	4,84467933
2000-2009	26139,1176	5,6634716
2010-2017	27435,8623	5,94672057

Аномалии СПВ в разные десятилетия от СПВ в 1970-е годы (рис. 4) подчеркивают изменения в распределении СПВ относительно десятилетия, за которым последовало потепление климата. Видно, что в отрицательные аномалии СПВ в слое 0-100м в 1990-е – 2010-е гг. наибольший вклад вносит слой 50-100м, а положительные аномалии формируются

по большей части в слое 0-50 м. В 1990-е годы во всех 3-х слоях преобладают отрицательные аномалии.

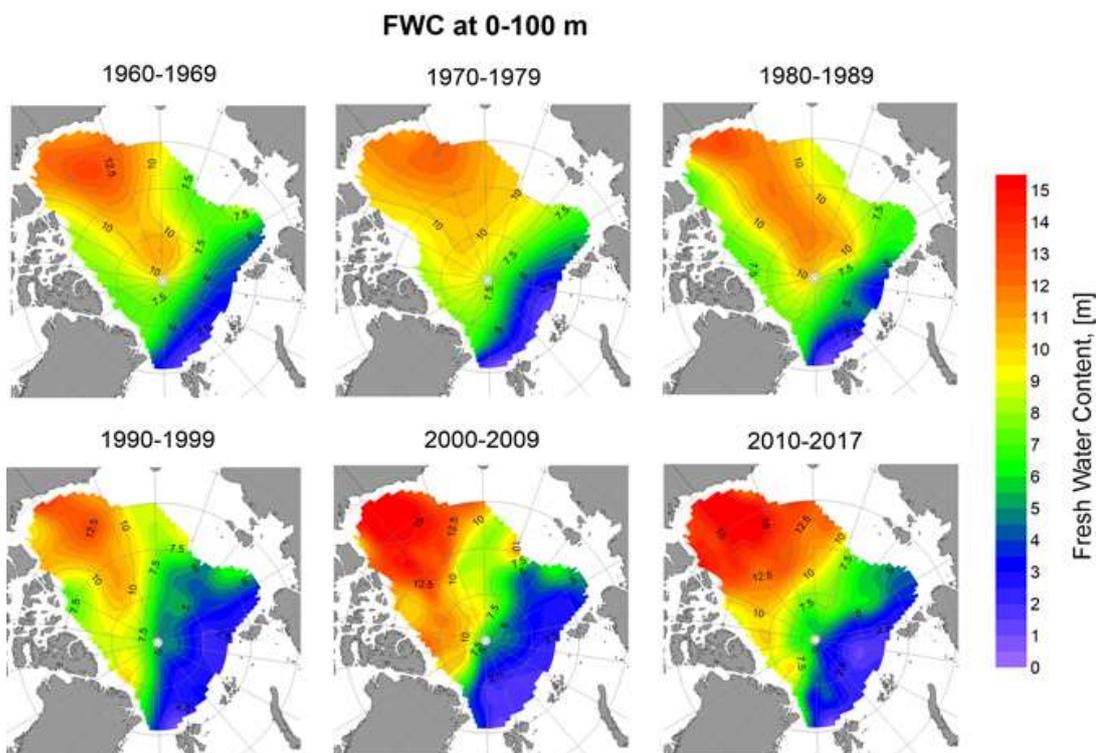


Рисунок 1. Содержание пресной воды в слое 0-100 м, рассчитанное относительно солености 34.80‰, в десятилетия 1960-х – 2010-х.

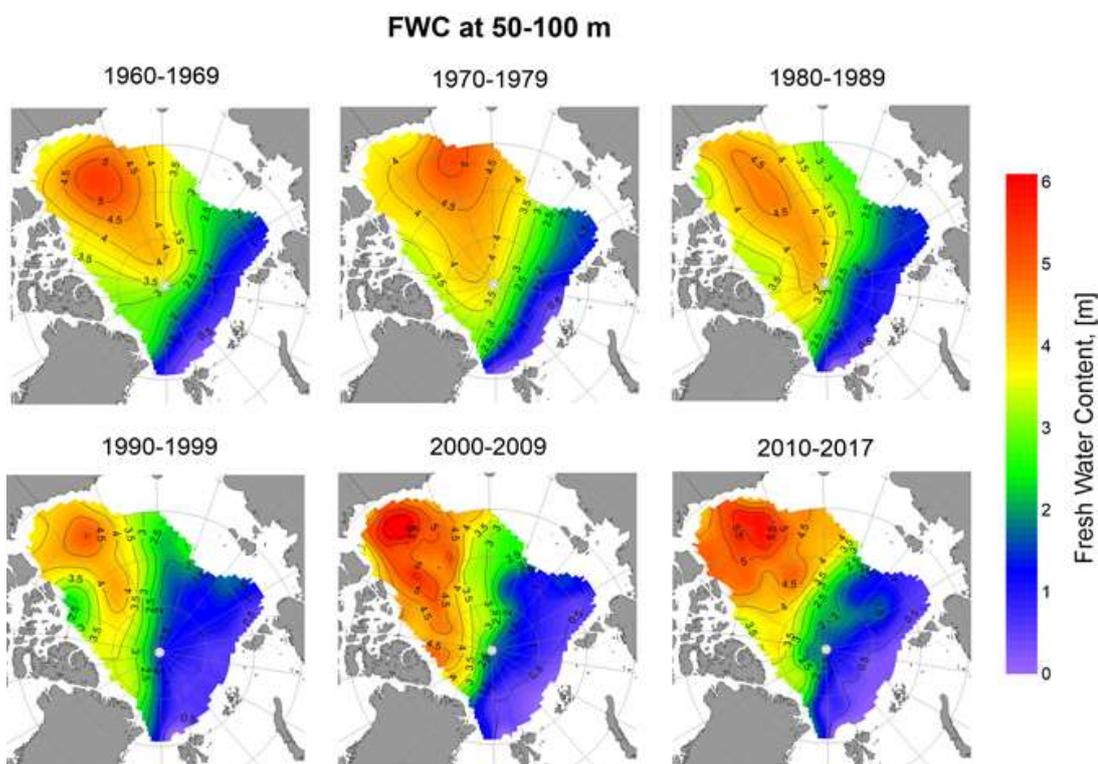


Рисунок 2. Содержание пресной воды в слое 50-100 м, рассчитанное относительно солености 34.80‰, в десятилетия 1960-х – 2010-х.

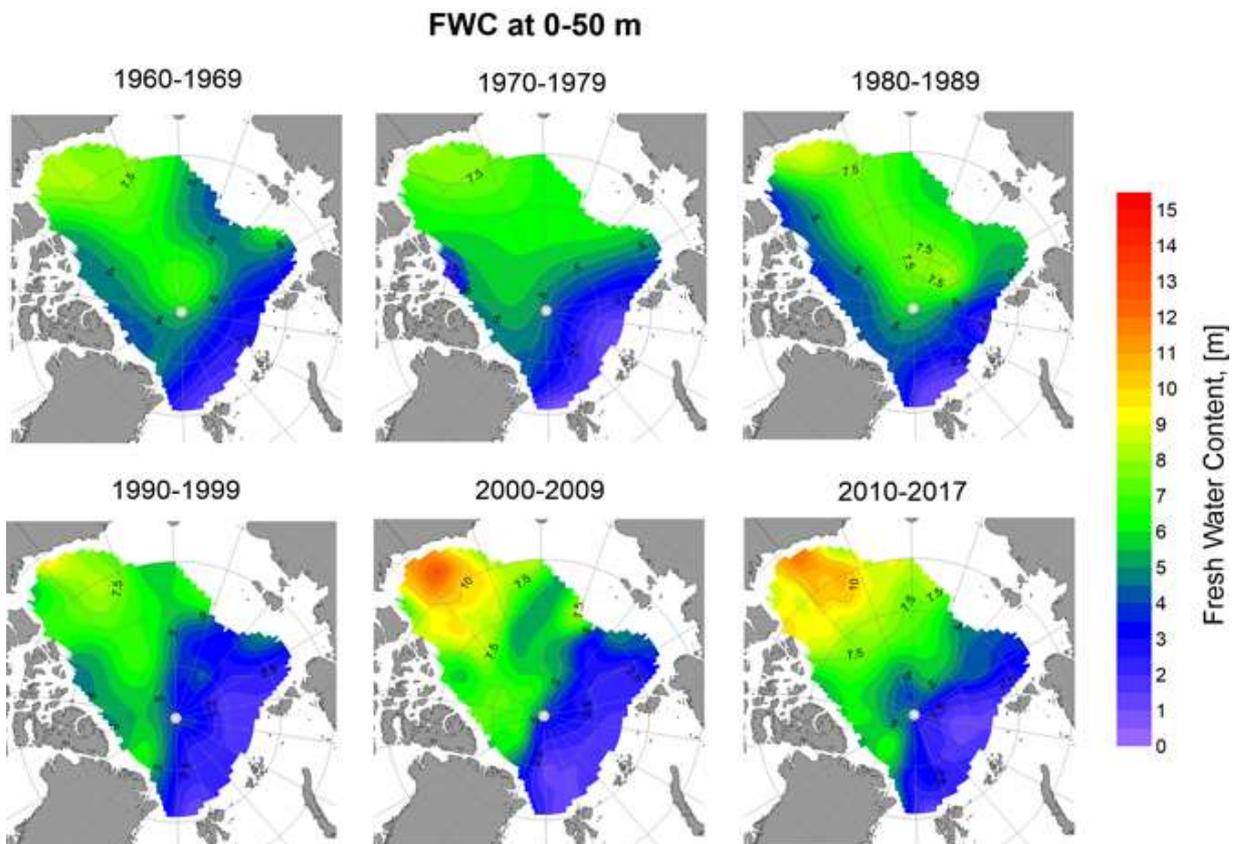


Рисунок 3. Содержание пресной воды в слое 0-50 м, рассчитанное относительно солёности 34.80‰, в десятилетия 1960-х – 2010-х.

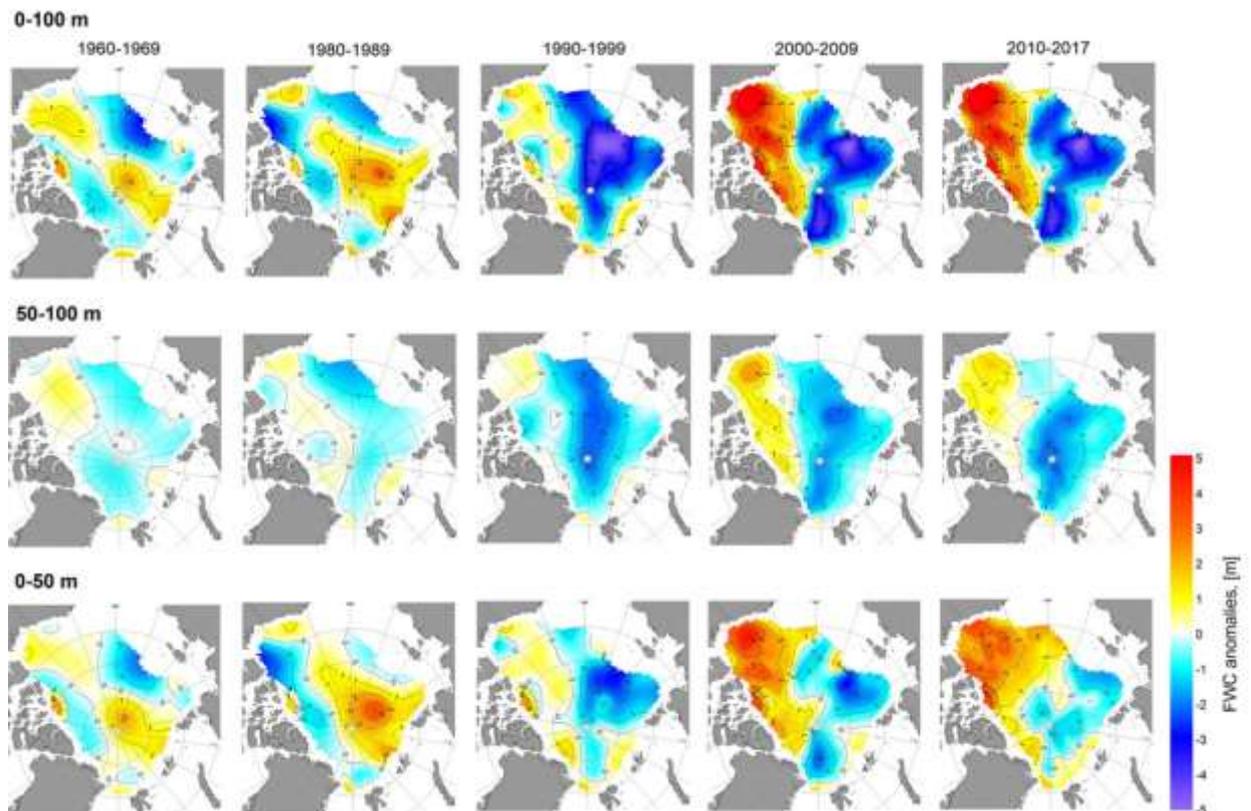


Рисунок 4. Аномалии СПВ в разные десятилетия относительно СПВ в 1970-е годы

Количественная характеристика распределения аномалий СПВ приведена в табл. 2 и 3, в которых собраны суммы положительных и отрицательных аномалий СПВ в каждом из трех слоев.

Таблица 2. Суммы положительных и отрицательных аномалий СПВ (км^3) в области их распространения и аномалии для всего АБ в разные десятилетия в каждом из 3-х слоев

10-летие	0-100м			0-50м			50-100м		
	+ΔСПВ	-ΔСПВ	ΔСПВ	+ΔСПВ	-ΔСПВ	ΔСПВ	+ΔСПВ	-ΔСПВ	ΔСПВ
1960-е	1774	-1823	-49	1705	-1011	694	405	-1148	-743
1980-е	2670	-1903	767	3025	-1124	1900	312	-1445	-1133
1990-е	903	-6076	-5173	1044	-2506	-1461	205	-3916	-3712
2000-е	5263	-4858	405	4358	-2043	2316	1304	-3215	-1911
2010-е	5302	-3666	1636	4794	-1174	3620	957	-2940	-1983

Таблица 3. Положительные и отрицательные аномалии СПВ (м), отнесенные к площади Арктического бассейна ($4613.224 \times 10^9 \text{ м}^2$) и аномалии для всего АБ в разные десятилетия в каждом из 3-х слоев

Десятилетие	0-100м			0-50м			50-100м		
	+ΔН	-ΔН	ΔН	+ΔН	-ΔН	ΔН	+ΔН	-ΔН	ΔН
1960-е	0,384	-0,395	-0,011	0,369	-0,219	0,150	0,088	-0,249	-0,161
1980-е	0,579	-0,413	0,166	0,656	-0,244	0,412	0,068	-0,313	-0,246
1990-е	0,196	-1,317	-1,121	0,226	-0,543	-0,317	0,044	-0,849	-0,805
2000-е	1,140	-1,053	0,088	0,944	-0,443	0,502	0,282	-0,696	-0,414
2010-е	1,149	-0,795	0,355	1,039	-0,255	0,785	0,207	-0,637	-0,430

Из таблиц следует, что отрицательные аномалии СПВ отмечаются во все десятилетия в слое 50-100 м, и более всего в 1990-е, затем в 2000-е и 2010-е. Положительные аномалии СПВ в АБ преобладают во все десятилетия в слое 0-50 м, а также и в слое 0-100 м, за исключением 1990-х годов в обоих слоях. Причем максимальные положительные аномалии приходятся на 2010-е годы, когда в слое 50-100 м отмечались отрицательные аномалии, вторые по величине после 1990-х годов. Такое распределение аномалий указывает на участие в их формировании процессов опреснения в верхнем 0-50 м слое и осолонения в нижнем 50-100 м слое, источниками которых могут служить приток пресной воды и влияние притока воды атлантического происхождения, особенно в 1990-е годы.

Распределения солёности на рисунке 5 показывают постепенное нарастание обоих процессов – в верхнем слое 0-25 м – опреснения, на 50 м и глубже – осолонения. Оба процесса особенно усилились в 2000-е – 2010-е годы. Средние аномалии солёности относительно 1970-х годов в другие десятилетия (табл. 4) подтверждают предположение об опреснении в верхнем слое и осолонении глубже 50 м как основных причинах изменений СПВ в этих слоях. Источники опреснения – приток речных вод и осадки будут исследованы ниже.

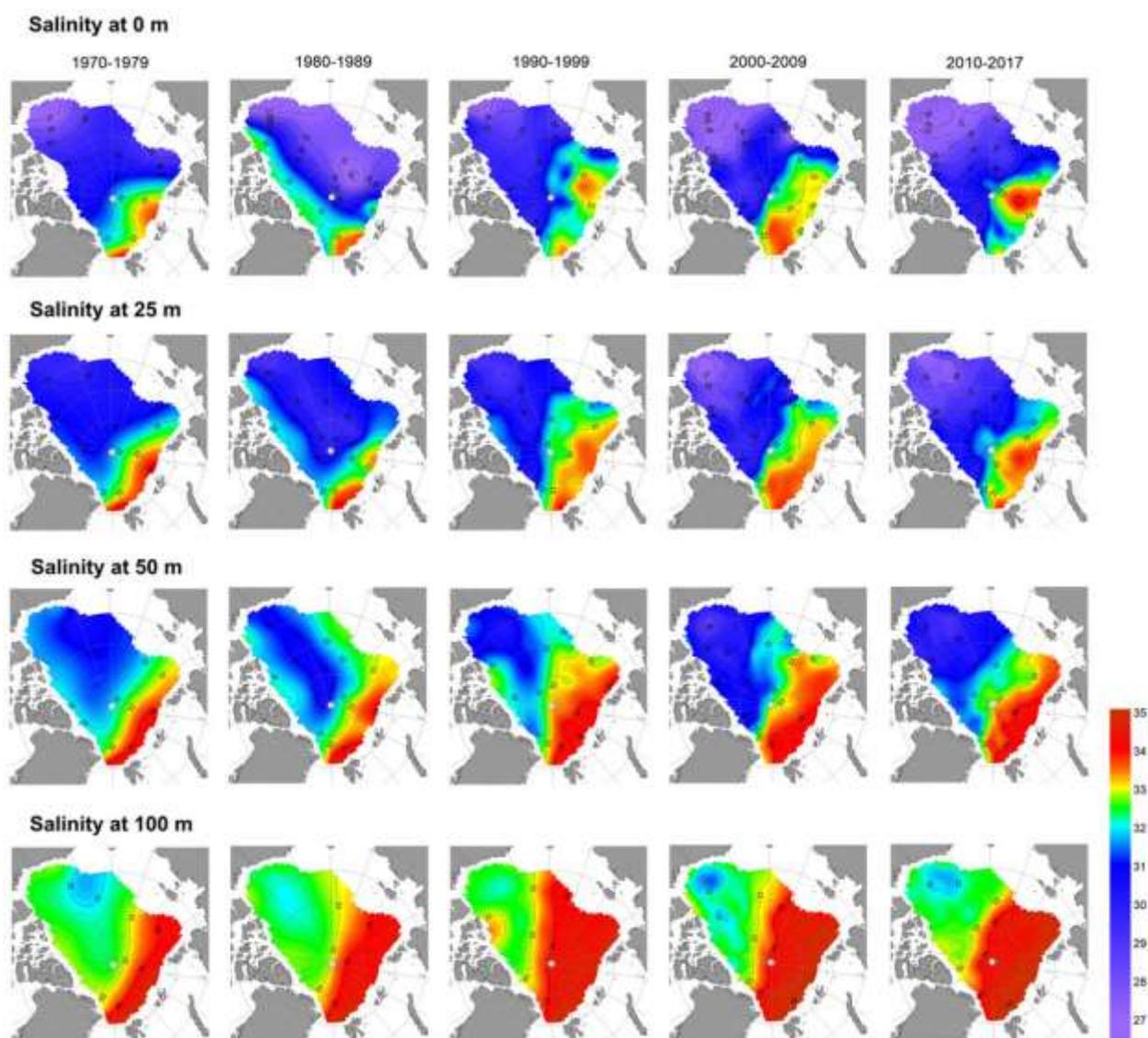


Рисунок 5. Солёность воды на горизонтах 0, 25, 50, 100 м в десятилетия 1970–2010-х годов

Здесь рассмотрим механизмы осолонения, ответственного за уменьшение СПВ в слое 50-100 м, а в 1990-е годы и по всем слое 0-100 м.

О механизмах влияния притока атлантической воды на уменьшение СПВ

На первом этапе работы уменьшение СПВ предполагалось исключительно результатом увеличения притока атлантической воды в Арктический бассейн в 1990-е – 2010-е годы.

Таблица 4. Средние аномалии солености (ΔS , ‰) по десятилетиям относительно 1970х гг. на разных горизонтах акватории Арктического бассейна.

Десятилетие	25м	50м	100м
1960-1969	-0,114	-0,044	0,244
1980-1989	-0,172	0,111	0,210
1990-1999	0,204	0,412	0,634
2000-2009	-0,407	-0,089	0,523
2010-2016	-0,591	-0,131	0,556

Анализ изменений температуры, солености, плотности воды на пути распространения АВ по наблюдениям в 2000-е – 2010-е годы подтвердил *in situ* изменения температуры, солености и положение нулевых изотерм в слое АВ и привел к предположению о еще одном возможном механизме изменений – диффузии тепла и соли из ядра слоя, температура которого возрастала в результате притока более теплой АВ.

На рис. 6 показаны распределения температуры и солености воды по данным измерений на материковом склоне моря Лаптевых в районе 125° в.д., выполненных в 2002-2016 гг. Видны постепенный рост температуры АВ и смещения 0-изотерм, ограничивающих увеличивающийся слой АВ. Верхний промежуточный слой между АВ и опресненной приповерхностной водой становится более солёным. Эти изменения вызваны притоком более солёной и теплой АВ и, возможно, ростом вертикальных потоков соли от ядра АВ. При этом рост солености ядра АВ обусловлен тенденцией продолжающейся “атлантификации” западного сектора Арктики (Polyakov et al., 2017, 2020a submitted), и сопровождается одновременным ростом температуры ядра АВ, подъемом верхней границы АВ и увеличением вертикальной протяженности атлантического слоя.

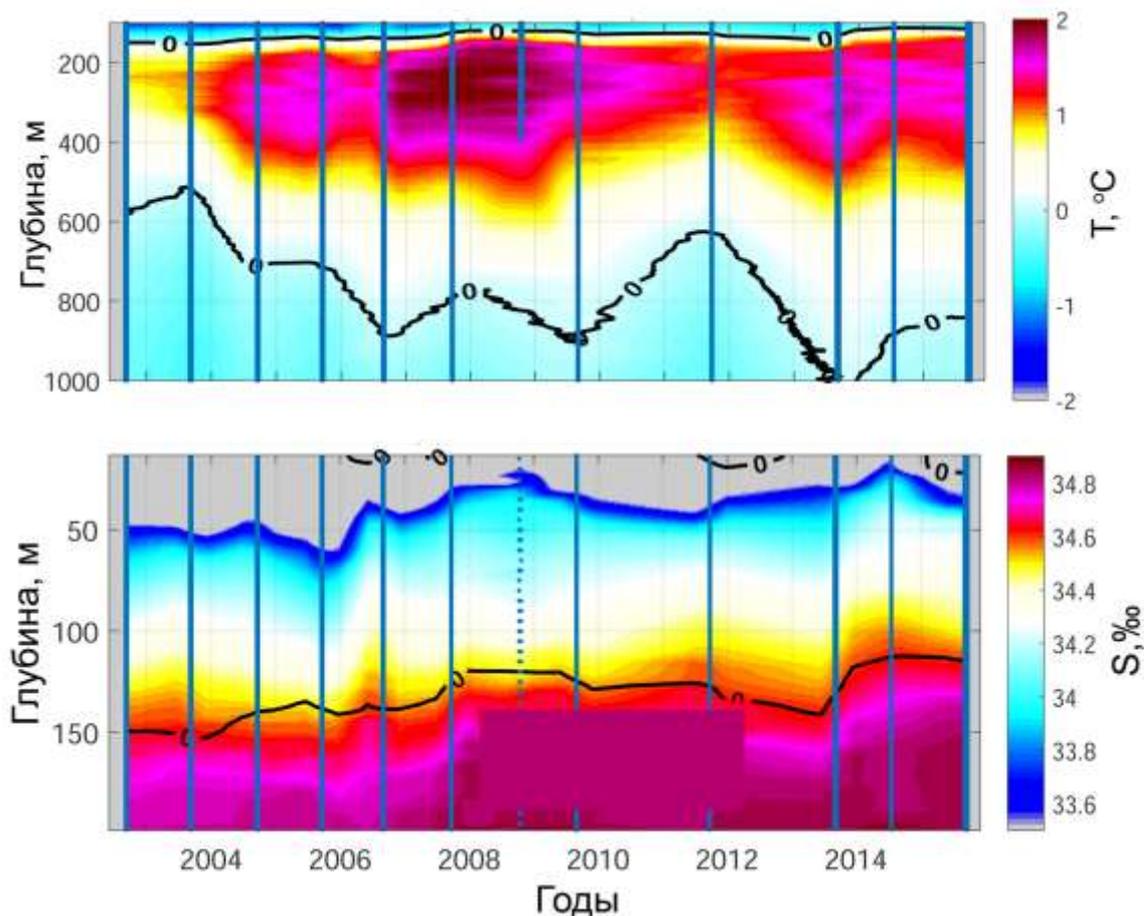


Рисунок 6. Распределения температуры и солёности воды по данным STD измерений на материковом склоне моря Лаптевых в районе 125° в.д., выполненных в 2002-2016 гг.

Наблюдаемые тенденции атлантификации подтверждаются и более поздними наблюдениями в Евразийском секторе Арктики, в том числе с использованием серии заякоренных буйковых станций (к примеру, Polyakov et al., 2020b, submitted to J. of Climate), поэтому мы полагаем, что тенденции осолонения вод нижнего галоклина будут сохраняться и в ближайшем будущем.

Адвективно-диффузионный механизм

Адвективно-диффузионный механизм влияния подразумевает колебание верхней границы АВ и соответствующее осолонение (уменьшение содержания пресной воды) нижнего галоклина (слоя 50-140 м) преимущественно под влиянием изменений солёности втекающей АВ и вертикального транспорта более солёных вод ядра в вышележащие слои благодаря диапикнической диффузии. В качестве индикаторных районов, для которых был проведен анализ этого механизма, были выбраны области континентального склона моря Лаптевых и район Северного Полюса (к северу от 89.5 с.ш.). Выбор этих районов обусловлен, прежде всего, тем фактом, что именно здесь - в этих двух регионах

Евразийского бассейна - в последние два десятилетия наблюдаются значительные изменения содержания пресной воды (рис. 6, 7).

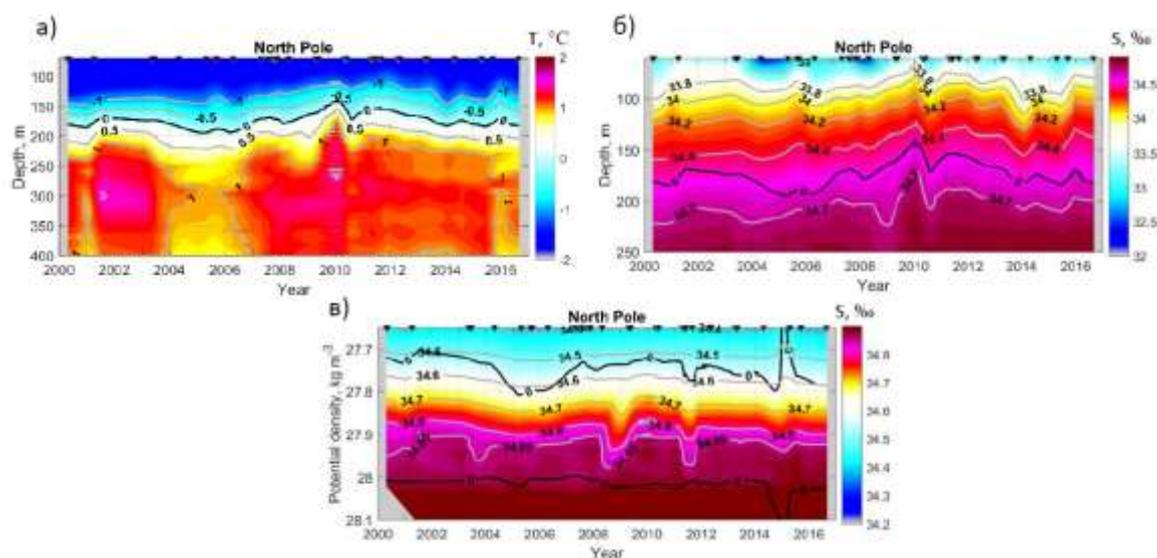


Рисунок 7. Распределение температуры (T , °C) и солёности (S , ‰) с глубиной (а, б) и в изопикнических координатах (в) по данным STD наблюдений в районе Северного Полюса. Для построения интерполированные данные сглаживались с использованием 90-дневного скользящего осреднения. Положение границ АВ, определяемых по нулевой изотерме, обозначено черной кривой.

Проведенный анализ позволил сделать следующие выводы. Верхняя часть слоя АВ (от ядра до верхней границы) и нижний галоклин восточной части Евразийского бассейна и центральной части СЛО становятся более солёными, о чем говорит наблюдаемый отрицательный тренд в глубинах залегания изохалин практически во всем диапазоне солёностей от 34.5 до 34.85‰ (рис. 7). При этом тенденция осолонения нижнего галоклина в Евразийском бассейне хорошо согласуется с результатами анализа декадных распределений содержания пресной воды в слое 50-100м, проведенного для двух последних десятилетий 2000-х и 2010-х годов и показавшего пониженное содержание пресной воды (повышенную солёность) в эти десятилетия относительно декады 1970-х гг.

Изопикническое положение нижней границы АВ в приполюсном районе остается практически неизменным, начиная с 2000 г. (рис. 7в), тогда как верхняя граница Атлантического слоя колеблется в достаточно широких пределах изменения потенциальной плотности (27.7 – 27.8). Вероятным механизмом, формирующим ассиметричные вариации границ Атлантического слоя, являются процессы вертикального диапикнического (конвективного) перемешивания, имеющие большую интенсивность в слое океана, располагающимся над ядром АВ.

Изменения положения верхней границы АВ в изопикнических координатах показывает тесную связь потенциальной плотности на верхней границе АВ с температурой ядра, при котором более теплому состоянию ядра АВ соответствует меньшая потенциальная плотность на верхней границе Атлантического слоя (рис. 7а, б). Поскольку эффективность диапикнического перемешивания в большой степени зависит от величины плотностной стратификации (чем выше стратификация, тем меньше эффективное перемешивание), уменьшение плотностного контраста между промежуточной АВ и верхним слоем океана создает благоприятные условия для усиления вертикального транспорта соли и тепла от слоя АВ в нижний галоклин для региона восточного Евразийского и центрального бассейнов СЛО.

Проведенный анализ механизмов изменения СПВ позволяет заключить, что подъём верхней границы АВ, повышение солёности (уменьшение СПВ) в вышележащем слое в Евразийском бассейне произошли в 1990-е годы под влиянием увеличения притока и температуры АВ. В 2000-х и 2010-х годах в условиях сохранения повышенного притока АВ изменения происходят с участием адвективно-диффузионного механизма. Последнее положение мы рассматриваем как предварительное и нуждающийся в дальнейшем более детальном обосновании.

СПВ по данным океанографического реанализа МЕРКАТОР

Реанализ Меркатор (Global Ocean Physics Reanalysis GLORYS12V1, GLOBAL-ANALYSIS-FORECAST-PHY-001-030) основан на глобальной вихререзающей прогностической системе CMEMS, обеспечивающей расчеты с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ (~ 8 км) и 50 уровнями по глубине для периода с января 1993 по декабрь 2018 гг. общим объемом более 400 Гб. Модельная составляющая реанализа представляет из себя платформу NEMO с форсингом из реанализа ECMWF ERA-Interim. В модели с помощью фильтра Калмана ассимилируются данные по альтиметрии, спутниковой температуре поверхности моря, концентрации льда, а также *in-situ* профили по температуре и солёности воды. Схема 3D-VAR позволяет корректировать медленно развивающиеся крупномасштабные вихри в температуре и солёности.

Для расчета СПВ из массива Меркатор были выгружены данные по солёности в слое от 0 до 150 м по отдельным декадам: 1993-1999, 2000-2009, 2010-2018 гг. Поскольку сеточная область реанализа отличается от сеточной области, в которую были интерполированы данные наблюдений (как и вертикальные горизонты), потребовалась пространственная интерполяция. Для унификации расчетов был использован алгоритм DIVAnd с измененными настройками, адаптированными к данным высокого разрешения.

Расчеты выполнены для трех десятилетий для слоев 0-50, 0-100 и 50-100 м. На рисунке 8 представлено пространственное распределение СПВ для декад 1993-1999, 2000-2009 и 2010-2018 гг. в слоях 0-50, 50-100 и 0-100 м. На рисунке 9 приведены карты СПВ для слоя 50-100 м, рассчитанные по данным наблюдений и по данным реанализа Меркатор. В целом данные Меркатора адекватно описывают распределение СПВ в регионе, несколько завышая значения солености. Распределение СПВ в слое 50-100 м в 2010-2018 годах показывает сильное распреснение в восточном секторе Арктики относительно данных наблюдений. Это может быть вызвано как недостатками модели, так и качеством натуральных данных.

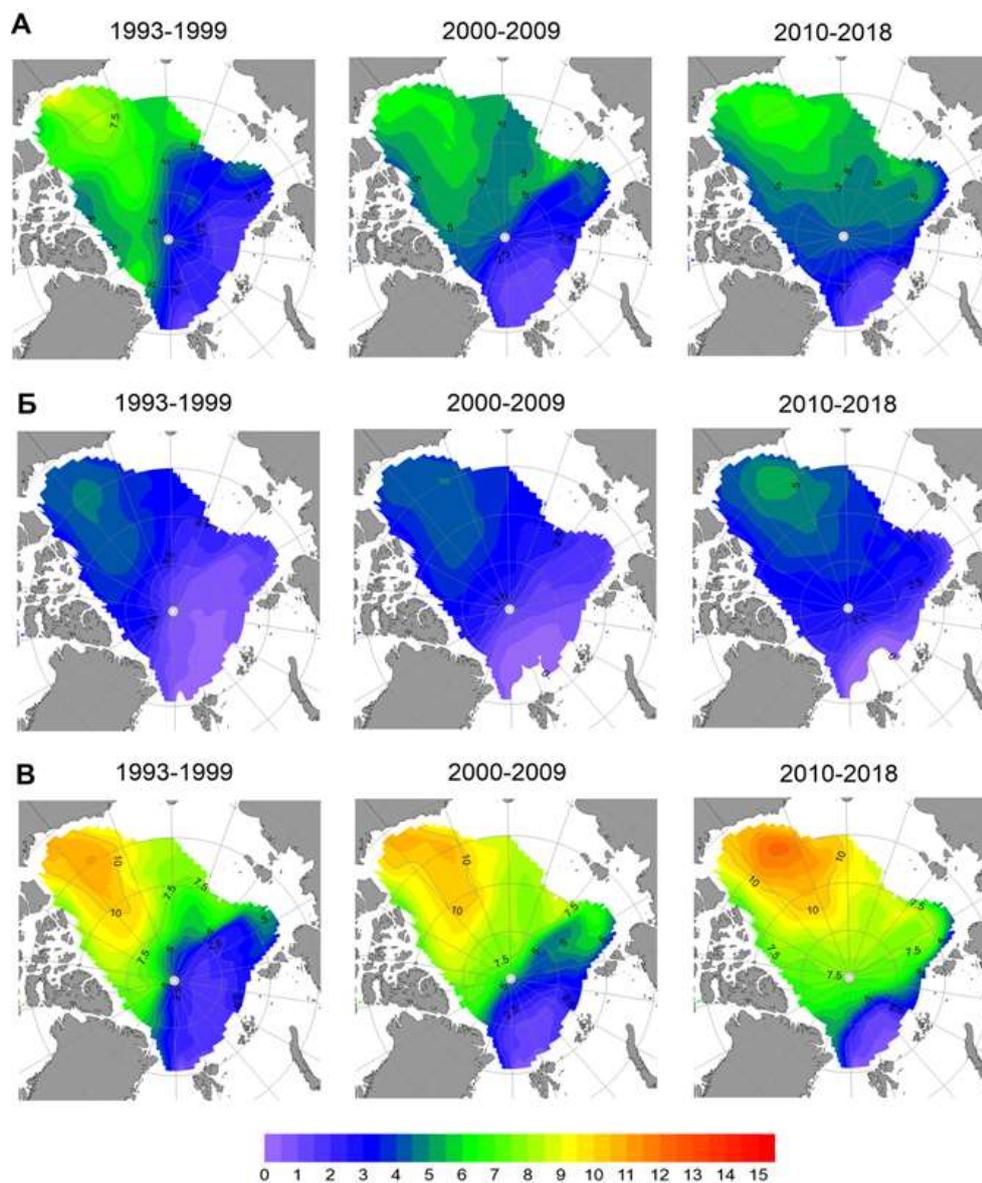


Рисунок 8. Пространственное распределение СПВ для декад 1993-1999, 2000-2009 и 2010-2018, рассчитанных по данным реанализа Меркатор слой (А – 0-50 м, Б – 50-100 м, В – 0-100 м)

СПВ в слое 50-100 м

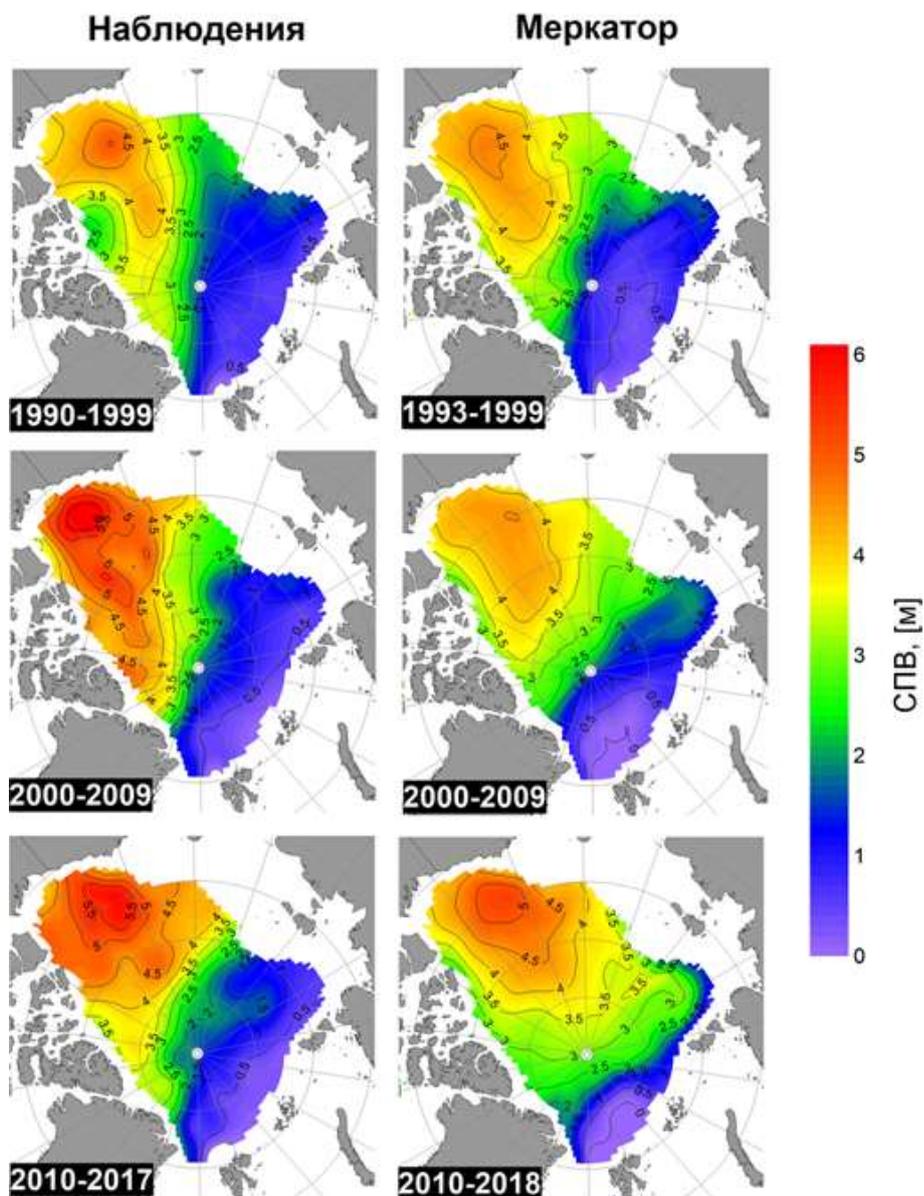


Рисунок 9. Пространственное распределение СПВ по декадам в слое 50-100 м по данным наблюдений (слева) и по данным реанализа Меркатор (справа)

Использование данных реанализа Меркатор позволило более подробно рассмотреть распределение СПВ за исследуемый период и выявить недостатки в данных наблюдений (например, явно завышенную соленость в прибрежной части на востоке Канадского сектора в 1990е), и подтвердить установленные закономерности. Комбинированное использование данных наблюдений и реанализов позволяет рассматривать процессы, происходящие на меньших временных масштабах, в то время как данные наблюдений дают общую картину процессов за исследуемый период.

Далее рассмотрим основные составляющие притока пресной воды в Арктический бассейн.

Приток речной воды в Арктические моря

Атмосферный перенос влаги из низких широт, осадки и испарение над акваторией СЛО, речной сток с окружающей суши и морской транспорт пресной воды и льда являются главными компонентами пресноводного баланса Арктического океана. По оценке Serreze et al. (Serreze и др., 2006) в среднем за год приток пресной воды в Северный Ледовитый океан определяется более всего речным стоком (42 %), затем притоком через Берингов пролив (32 %) и осадками (26 %). Ранее Aagaard и Carmack (Aagaard, Carmack, 1989) оценили вклад речного стока в 56 % при 28 % притока через Берингов пролив и 15 % осадков. Глобальное потепление, усилившееся в Арктике, проявилось и в изменениях стока рек впадающих в Северный Ледовитый океан.

На первом этапе проекта оценка речного стока в Северный Ледовитый океан выполнена для 3-х крупнейших сибирских рек – Оби, Енисея, Лены - составляющем половину среднего за год притока речных вод в СЛО. На данном этапе для оценки циркумполярного стока в СЛО добавлены сток Колымы, Индигирки, Маккензи и Северной Двины. При расчете общего притока речных вод в Арктический бассейн сток Северной Двины не учитывался.

Данные о речном стоке за 1936-2018 гг. получены из массивов R-ArcticNet (Lammers и др., 2016), ArcticGRO (Shiklomanov и др., 2018). Расходы Индигирки с 1999 по 2019 г. были восстановлены в связи с отсутствием данных наблюдений в использованных источниках. Координаты гидрологических постов, на которых были получены данные по речному стоку, а также площадь водосборных бассейнов представлены в таблице 5. Карта водосборных бассейнов рек (рис. 10) составлена на основе интерактивной базы данных речных бассейнов мира (<http://riverbasins.wateractionhub.org/>).

Таблица 5. Гидрологические посты и водосборные бассейны

Река	Код в БД	Широта	Долгота	Водосборный бассейн, км ²	Гидропост
Обь	11801	66.63° с.ш.	66.60° в.д.	2929051	Salehard
Лена	3821	70.68° с.ш.	127.39° в.д.	2467694	Kusur
Енисей	9803	67.43° с.ш.	86.48° в.д.	2518210	Igarka
Колыма	1802, 1803	68.73° с.ш.	158.72° в.д.	657254	Kolymskoye, Kolymsk-1
Индигирка	3871	69.57° с.ш.	147.53° в.д.	343569	Indigirka At Vorontsovo
Северная Двина	70801	64.13° с.ш.	41.92° в.д.	348728	Ust' Pinega
Маккензи	10LC014	67.45° с.ш.	133.74° з.д.	1805884	Arctic Red River

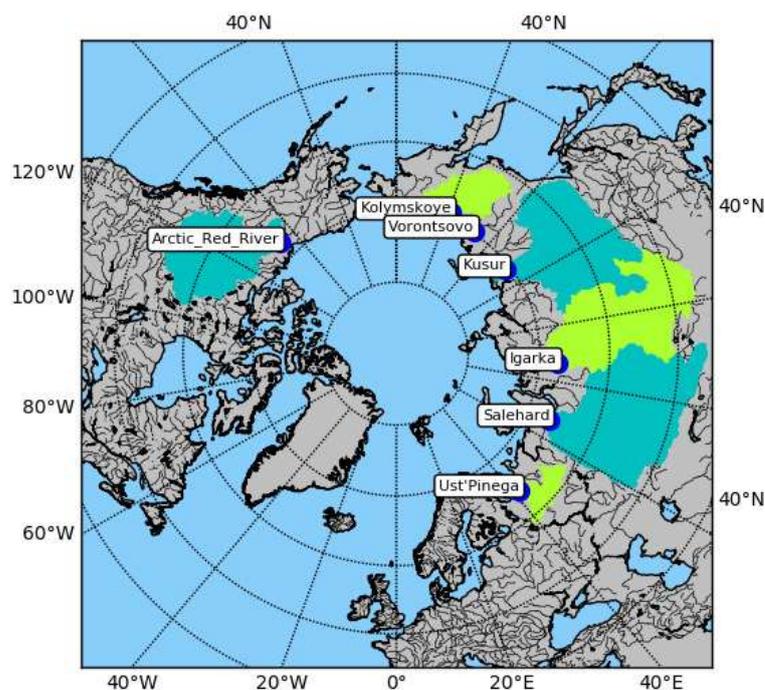


Рисунок 10. Водосборные бассейны Оби, Енисея, Лены, Колымы, Маккензи, Северной Двины

Из массивов R-ArcticNet были получены данные реки Индигирка с 1937 г. по 1998 г. (гидрологический пост Воронцово). Чтобы восстановить данные за период с 1999 по 2019 г. использовался метод взаимно-корреляционного анализа. Коэффициент корреляции между среднегодовым стоком Индигирки и среднегодовым стоком Колымы — 0.60. На этой основе получено уравнение регрессии для восстановления среднегодового стока Индигирка в 1999-2019 гг.:

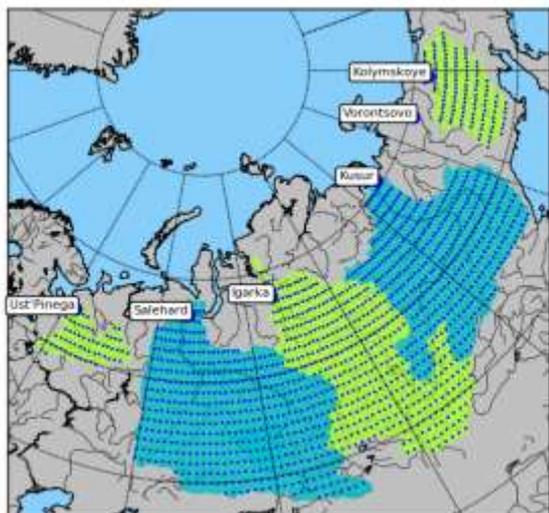
$$R_{i, \text{god}} = 0.309 R_{k, \text{god}} + 672.695,$$

где $R_{i, \text{god}}$ – среднегодовой сток Индигирки, $R_{k, \text{god}}$ – среднегодовой сток Колымы.

По областям водосбора рек (рис. 10), определялись среднемесячные значения приповерхностной температуры воздуха и осадков. По данным среднемесячной приповерхностной температуре воздуха в узлах географической сетки Северного полушария рассчитывались индексы зональной, меридиональной и общей циркуляции (Алексеев, 2014). Для оценки связей между климатическими параметрами и стоком и повторяемости их больших и малых значений использовались методы многомерного взаимно-корреляционного анализа и построение гистограмм повторяемости значений менее 10% и более 90% обеспеченности.

Среднемесячные, среднегодовые и средние за сезоны осадки в водосборных районах были получены в результате осреднения данных проекта GPCC (сетка 2.5x2.5 град.) в области каждого бассейна для рек Обь, Лена, Енисей, Северная Двина, Колыма, Маккензи (рис. 11).

а)



б)

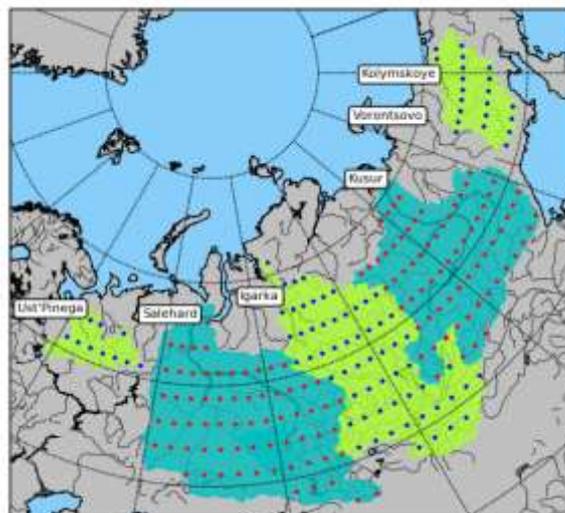


Рисунок 11. Водосборные бассейны Оби, Лены, Енисея, Северной Двины, Колымы и узлы сетки массива данных реанализа ERA5 (а), массива данных проекта GPCP (б) для осреднения параметров

Осреднение данных приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) и интегрального содержания влаги в атмосфере, полученных из реанализов NCEP (1948-2018) (Kalnay et al., 1996), ERA/Interim (1979-2018) (Dee et al., 2011), ERA5 (1979-2019) (Copernicus Climate Change Service, 2017), заданных на сетке 1x1 град., выполнялось в области каждого бассейна для рек Обь, Лена, Енисей, Северная Двина, Колыма, Маккензи.

Суммарный среднегодовой сток шести рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Маккензи, Индигирка) растет $4.511 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$ (рис. 12). Среднегодовые расходы рассматриваемых рек также растут (табл. 6).

Таблица 6. Средний за 10-летия среднегодовой сток и коэффициенты тренда среднегодового стока ($\text{км}^3 \text{ год}^{-1}$)

Период	Обь	Лена	Енисей	Колыма	Маккензи	Индигирка	Сумма 6 рек
1980-1989	375.58	548.42	581.76	97.75	272.94	52.77	1929.22
1990-1999	404.81	531.69	612.67	104.83	282.80	53.38	1990.18
2000-2009	417.11	589.50	640.66	105.92	303.94	55.04	2112.17
2010-2019	418.91	589.45	578.98	109.03	279.83	55.59	2031.80
К. тренда 1979-2019	0.81	2.277	0.399	0.401	0.454	0.169	4.511

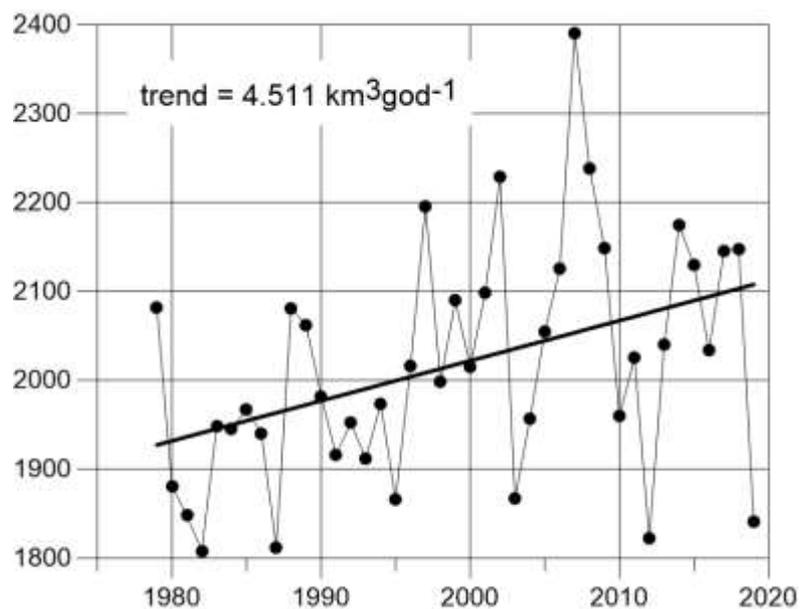


Рисунок 12. Суммарный среднегодовой сток 6 рек ($\text{км}^3\text{год}^{-1}$)

Максимальный суммарный среднегодовой речной сток наблюдался в 2007 г. и составлял $2390.20 \text{ км}^3\text{год}^{-1}$. Несмотря на рост среднегодовых расходов рек в 1979-2019 гг. в 2010-х гг. средний среднегодовой сток Енисея и Маккензи уменьшился по сравнению с периодами 2000-х и 1990-х гг. Речной сток Енисея значительно сокращается в июне с максимальной по сравнению с другими реками скоростью $467.133 \text{ м}^3\text{с}^{-1}\text{год}^{-1}$ в период 1979-2019 гг.

Для максимальных расходов рек, наблюдаемых, в основном, в июне, характерны отрицательные коэффициенты тренда. Сильнее всего уменьшается сток Енисея, коэффициент тренда максимальных расходов составляет $-369.214 \text{ м}^3\text{с}^{-1}\text{год}^{-1}$ в период 1979-2019 гг.

Для оценки изменений повторяемости максимальных среднемесячных расходов были рассчитаны интегральные повторяемости малых расходов менее 10% и больших расходов, превышающих 90% обеспеченность. Расчет был проведен для максимальных расходов на шести реках за период 1979-2019 гг. (рис. 13-14).

Из рисунка 13 видно, что рост числа малых максимумов приходится на период 2000-х гг. и увеличение числа максимальных расходов в 1980-е годы. Таким образом, в периоды потеплений преобладают меньшие максимальные расходы, при похолодании растет число максимальных расходов (рис. 14).

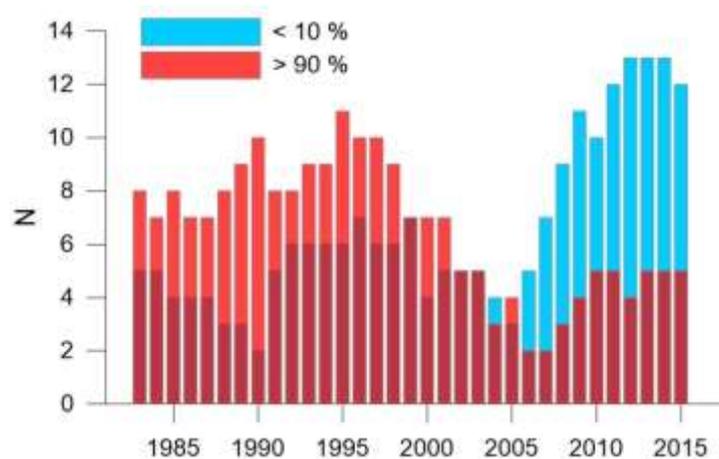


Рисунок 13. Количество значений < 10% обеспеченности, > 90% обеспеченности максимальных расходов на шести реках в областях водосборов за период 1979-2019 гг. в 9-летних скользящих интервалах

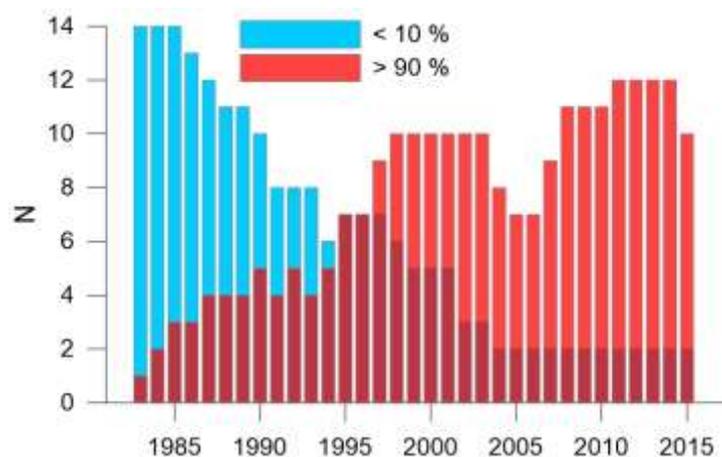


Рисунок 14. Количество значений < 10% обеспеченности, > 90% обеспеченности максимальной среднемесячной температуры воздуха в районах водосборов шести рек за период 1979-2019 гг. в 9-летних скользящих интервалах

Выводы

Циркумпольярный среднегодовой сток шести рек (Обь, Енисей, Лена, Маккензи, Индигирка, Колыма) растет в период с 1979 по 2019 г. со скоростью $4.511 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$.

Средний за десятилетия сток увеличился в 2000-е годы, достигнув $2112.17 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$, что более чем на $200 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$ больше чем в предшествующие два десятилетия и близко к увеличению содержания пресной воды в 2000-е годы относительно 1970-х годов в верхнем 0-50м слое Арктического бассейна ($2315,80 \text{ км}^3$)

В 2000-е годы повторяемость максимумов среднемесячных расходов менее 10% обеспеченности увеличилась, а больших максимумов более 90% обеспеченности уменьшилась. Максимальная повторяемость больших максимумов приходится на 1980-е

годы. Такое распределение повторяемостей максимумов расходов связано с потеплением климата в 2000-е годы и похолоданием в 1970-е годы.

Осадки

Осадки рассчитаны для акватории Арктического бассейна и прилегающих арктически морей – Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта общей площадью 8.881 млн км². Исходные данные получены из трех массивов: проекта GPCC на сетке 2.5×2.5 град. в области 71.25 – 88.75° с.ш., реанализа ERA5 на сетке 1x1 град. в области 70-87° с.ш., массива данных наблюдений за осадками, представленном на сайте ААНИИ, в области 70-85° с.ш.

Исходные данные об осадках за месяц осреднялись по всей области для каждого месяца, суммировались за год и умножались на площадь акватории, затем находилось среднее за десятилетие годовое количество осадков. Результаты расчетов представлены в таблице 7.

Таблица 7. Средние за десятилетия годовые осадки (км³/год) на акватории Арктического бассейна и арктических морей по трем исходным массивам месячных осадков

Десятилетие	GPCC	ERA5	Данные ААНИИ
1980-89	2317	3010	2188
1990-99	2208	3056	2209
2000-09	2482	3094	2281
2010-19	2860	3217	2312

Расчеты показывают рост осадков в последнее десятилетие в согласии с наибольшим опреснением верхнего 0-50 м слоя в этот период. Сравнение годового хода осадков в трёх использованных массивах (табл. 8) показывает для данных из реанализа ERA5 лишь незначительное уменьшение осадков весной, что противоречит данным из двух других источников.

Таблица 8. Среднее за 1979-2019 гг. ежемесячное количество осадков по данным трех массивов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
GPCC	21,01	18,25	15,87	13,69	13,65	19,68	29,08	36,82	33,43	30,15	24,24	21,79
ERA5	24,51	21,47	22,39	20,62	23,46	29,5	37,58	41,69	39,67	36,47	28,51	26,44
Набл.	17.8	16.6	15.4	13.8	14.8	18.5	28.7	32.8	29.1	26.4	19.8	19.1

Модельная оценка годового сокращения объёма льда

Применение модели циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI-IOSM для расчета распространения АВ в Арктическом бассейне столкнулось с проблемой воспроизведения залива АВ через пролив Фрама. Подобные проблемы в моделировании залива и распространения АВ в Арктическом бассейне испытывали глобальные модели, на которых до сих пор не удается адекватно воспроизвести этот процесс (Shu et al., 2019). В то же время модель AARI-IOSM успешно используется для расчетов параметров морского ледяного покрова (Кулаков и др., 2012, 2013). Поэтому в проекте использовали эту модель для расчетов площади и объёма льда в Арктическом бассейне за период надежных данных о морских льдах.

На модели был выполнен диагностический расчет ледовых условий в Северном Ледовитом океане для периода с сентября 1980 года по декабрь 2017 года с пространственным разрешением 13,8 км. В качестве внешнего форсинга использовались данные об атмосферном давлении на уровне моря и температуре воздуха на высоте 2 м для сроков 0, 6, 12 и 18 GMT из архива NCEP/NCAR, а также интерполированные на каждые сутки климатические среднемесячные значения балла общей облачности, относительной влажности воздуха, интенсивности твердых осадков и приходящей коротковолновой радиации. Граничными условиями приняты среднемесячные среднемноголетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в СЛО. Начальное условие по температуре и солености воды было взято из World Ocean Atlas (WOA05). Исходные данные по сплоченности составила ледовая карта СЛО за 8 сентября 2009 г. в формате SIGRID, с сайта ААНИИ. Толщина льда задавалась равной 150 см, торосистость – равной 0. Объем морского льда интегрирует как термические факторы (таяние и нарастание льда), так и динамические (адвекция, процессы торошения, наслоения, разрежения) вследствие влияния атмосферы и океана.

Были рассчитаны поля сплоченности, толщины и торосистости льда, по которым получены среднемесячные значения площади и протяженности льда, толщины ровного и восторошенного льда и его объём. Для целей проекта был использован объём льда, по которому рассчитаны оценки суммарного нарастания и сокращения объёма за каждый годовой цикл «замерзание – таяние» для последующего использования при оценке баланса пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна. Средние значения сокращения объёма льда в результате таяния и выноса за пределы бассейна и соответствующий объём пресной воды в каждое десятилетие представлены в таблице 9.

Таблица 9. Средние за десятилетие годовое сокращение объема льда и соответствующее значение объема пресной воды, полученное умножением на плотность льда.

Десятилетие, годы	$(V_{\max}=V_{\min}), \text{ км}^3$	$(2) \times 0.92, \text{ СПВ}, \text{ км}^3$
1	2	3
1980-89	6978	6420
1990-99	7250	6670
2000-09	7724	7106
2010-18	8045	7401

Используем полученные оценки притоков пресной воды и ее содержания в слое 0-50 м для составления приближенного баланса (табл. 10).

Таблица 10. Баланс пресной воды в верхнем 0-50 м слое Арктического бассейна, $\text{км}^3/\text{год}$

Десятилетие	Речной сток	Таяние и вынос	Осадки	СПВ в 0-50м	Приращение СПВ в 0-50м	Вынос
1980-89	1929	3335	1202	25715	1900	4566
1990-99	1990	3462	1146	22355	-3360	9958
2000-09	2112	3688	1288	26139	3784	3304
2010-18	2032	3841	1484	27436	1297	6060

Значения таяния и выноса, осадков в таблице приведены к площади Арктического бассейна, для которой рассчитывалось СПВ в слое 0-50 м. Вынос пресной воды за пределы Арктического бассейна получен как остаточный член баланса. Максимальное значение выноса пресной воды в близко к $8400 \text{ км}^3/\text{год}$, полученной в работах (Fahrbach et al., 2001; Melling, 2004) для выноса пресной воды через проливы Фрама и Дэвиса. Составляющие баланса будут уточняться при продолжении работы по проекту.

Влияния изменений содержания водяного пара на нисходящую длинноволновую радиацию и на изменения объема льда

Выполненные на первом этапе расчеты меридиональных атмосферных переносов тепла и влаги в Арктику показали, что основной приток явного и скрытого тепла в Арктику поступает в зимний период через атлантическую часть (от 0° до 80° в.д.) ее южной границы по 70° с.ш. Вклад этого притока в межгодовую изменчивость средней зимней температуры воздуха на поверхности составляет более 50% и его величина возрастает. Приток теплого и влажного воздуха ведет к росту нисходящей длинноволновой радиации (STRD), повышению приповерхностной температуры воздуха и замедлению зимнего нарастания морского льда.

Наши исследования на данном этапе проекта позволили получить подтверждения такому развитию процессов.

По данным реанализа ERA5 были рассчитаны средние по области 70-87.5° с.ш. ежемесячные, сезонные и годовые значения общего содержания водяного пара в атмосфере (TCWV), нисходящей длинноволновой радиации на поверхности (STRD), облачности трех ярусов, приповерхностной температуры воздуха (SAT) за 1979-2019 гг. По данным наблюдений на 18 метеостанциях вдоль побережья сибирских арктических морей рассчитаны суммы отрицательных температур воздуха (SGDM), являющихся интегральным показателем термического форсинга зимнего нарастания морского льда. На модели морского льда и океана, разработанной в АНИИ (Кулаков и др., 2012), рассчитаны ежемесячные значения толщины (H) и объёма льда (Vol) за 1981 - 2017 годы, усредненные затем по акватории Арктического бассейна и арктических морей.

Ряды перечисленных характеристик были сопоставлены исходя из физических представлений о зависимости между ними с использованием методов корреляционного и спектрального анализа. Полученные результаты представлены на рисунках 15 и 16.

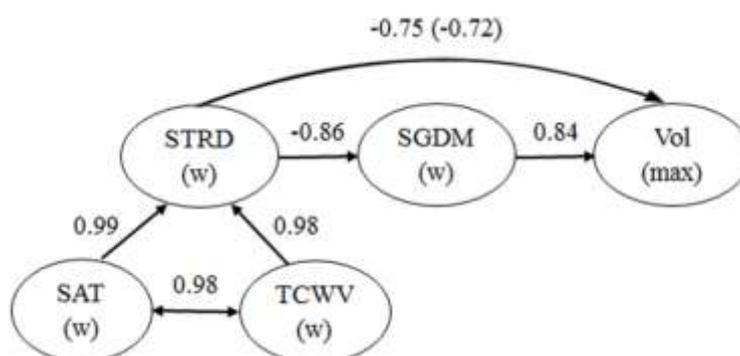


Рисунок 15. Граф связей между характеристиками атмосферы и морским льдом. Цифры над стрелками – коэффициенты корреляции. В скобках – коэффициент, отражающий транзитивность связей.

Из рисунка 15 следует тесная связь между рассматриваемыми параметрами. Коэффициенты корреляции представляют сокращенное описание отношений между параметрами, заменяющее их полные модели. Высокие значения коэффициентов указывают на соответствие между изменениями параметров за рассматриваемый период. На рис. 16 показаны примеры межгодовых изменений параметров из верхнего ряда графа на рис.15.

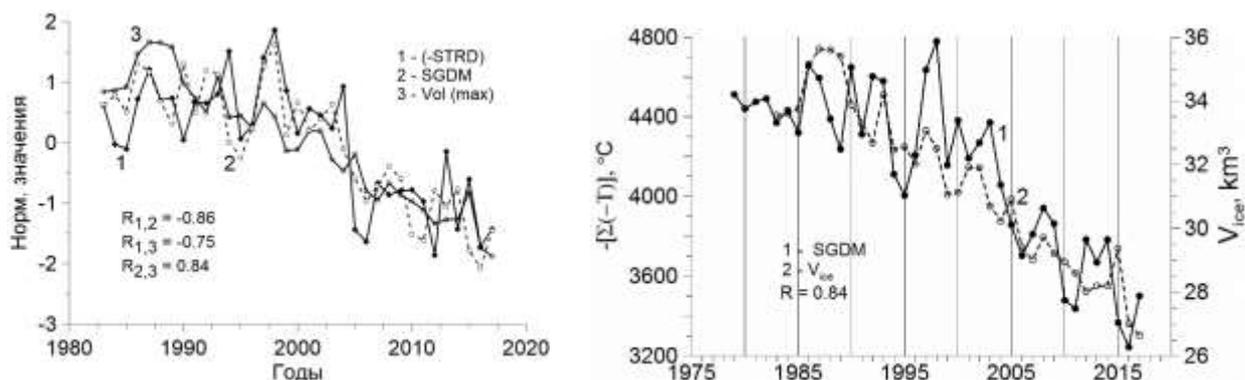


Рисунок 16. Изменения зимних значений средних по области 70-87.5 с.ш. STRD, SGDM и максимального объёма морского льда. Слева - нормированные значения, справа - ненормированные.

Изменения согласованы не только линейным трендом, но и периодами медленных до конца 1990-х годов и ускоренных изменений позднее. Спектры (рис.17) содержат основную часть (50-70%) изменчивости на низких частотах (периоды более 16 лет).

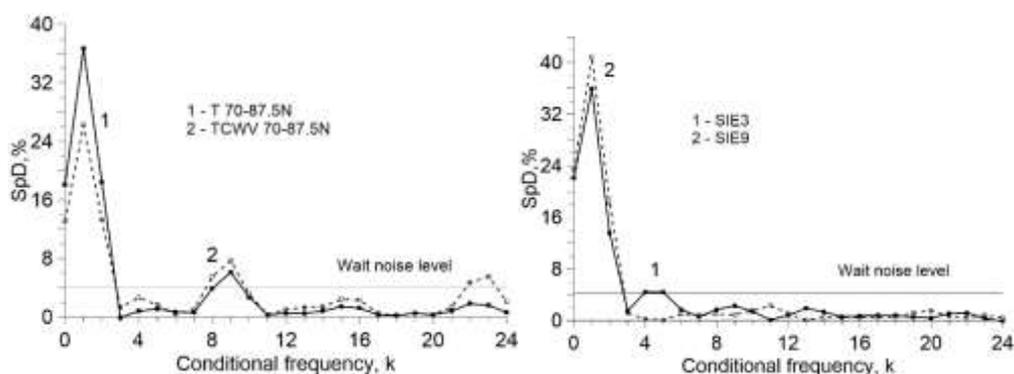


Рисунок 17. Спектральные плотности межгодовой изменчивости зимних температуры воздуха и содержания водяного пара (слева), площади, занятой морским льдом в марте и сентябре (справа). Период T (годы), соответствующий условной частоте k , будет $T = 48/k$.

Спектральный анализ связи показывает наиболее высокую когерентность также на этих периодах. Высокочастотная часть спектра (периоды менее 3-х лет) вносит, как правило, незначительный вклад (менее 10%) в изменчивость при незначимой когерентности и может быть удалена, например, сглаживанием рядов с окном 3 года.

Влияния облачности на климатические изменения нисходящей длинноволновой радиации (НДВР) по данным из ERA5 не обнаружено, поскольку тенденции изменения среднемесячной облачности отрицательны или отсутствуют в отличие от положительных трендов НДВР и содержания водяного пара. В результате наиболее влияющая облачность нижнего яруса коррелирует с ними отрицательно зимой и положительно летом. Для

отклонений от тренда усиливается положительная корреляция летом, а зимой ее знак сохраняется.

Установленное на первом этапе влияние из низких широт на климатические изменения в Арктике здесь распространено на рассмотренные выше параметры и отношения между ними, включая параметры морских льдов. На рисунке 18 сопоставлены изменения приповерхностной температуры воздуха и содержания водяного пара в атмосфере области 0-25° с.ш. осенью с аналогичными параметрами в области 70-87.5° с.ш. зимой и с суммой градус-дней мороза и площадью льда в марте. Ряды предварительно сглажены с окном 3 года, основываясь на результатах спектрального анализа (рис. 17, 19) и учтено запаздывание (табл. 10) изменений параметров в Арктике относительно изменений в низких широтах.

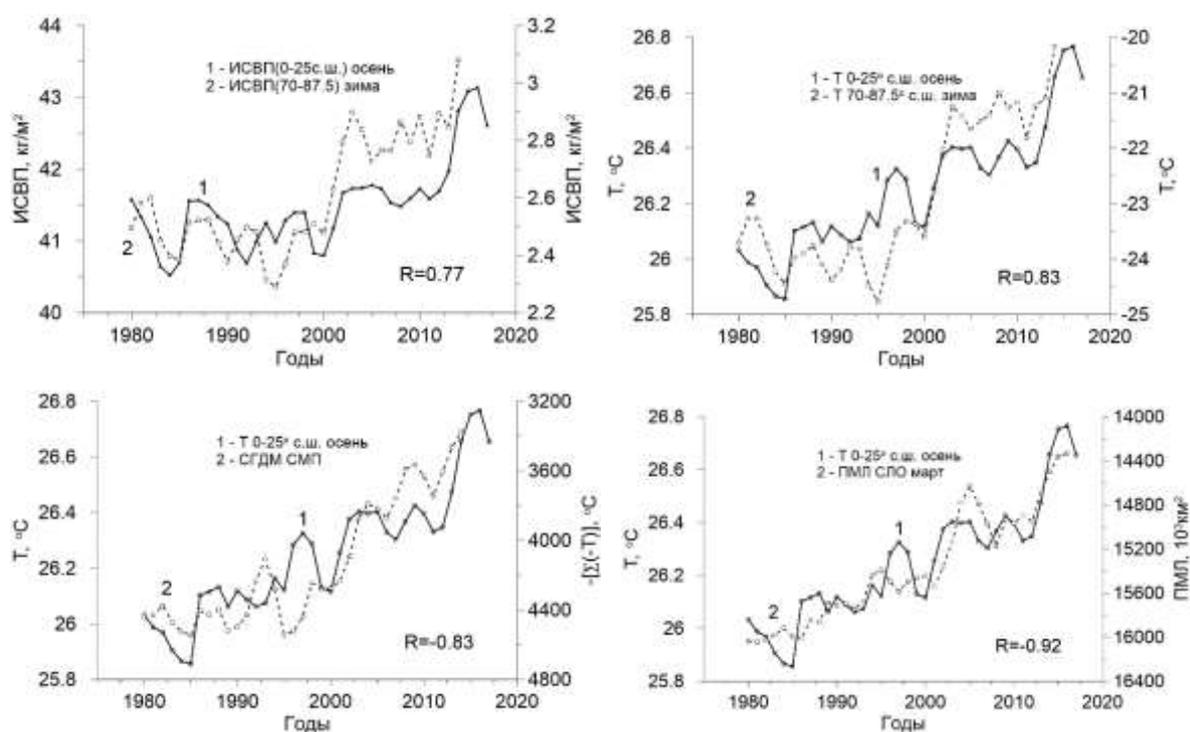


Рисунок 18. Изменения приповерхностной температуры воздуха и содержания водяного пара в атмосфере области 0-25° с.ш. осенью и в области 70-87.5° с.ш. зимой, а также изменения суммы градус-дней мороза и площади льда в марте. Ряды сглажены с окном 3 года и учтено запаздывание изменений в Арктике относительно низких широт.

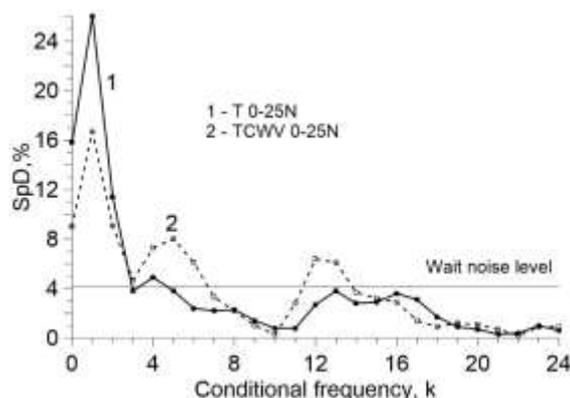


Рисунок 19. Спектральная плотность (SpD, %) изменений приповерхностной температуры воздуха (Т 0-25N) и содержания водяного пара (TCWV 0-25N) в атмосфере области 0-25° с.ш. осенью. Периоды $T_k = 48/k$, годы.

Из рисунка 19 видно, что 40 и 60% изменчивости рассматриваемых параметров приходится на периоды более 16 лет, а на периоды 3 года и менее не более 12%.

В таблице 11 представлены коэффициенты корреляции между приповерхностной температурой воздуха, интегральным содержанием водяного пара в атмосфере в области 0-25 с.ш. осенью (Т(0-25с.ш.), ИСВП (0-25с.ш.)) и характеристиками климата Арктики: приповерхностная температура воздуха Т (70-87.5с.ш.), содержание водяного пара ИСВП (70-87.5) зимой, протяженность морского льда в СЛО в марте, средняя сумма «градус-дней мороза» на 18 станциях в арктических морях, объём, толщина ровного и средняя толщина льда, рассчитанные по модели. Все при различных запаздываниях (1-6, годы) характеристик климата Арктики. Сглаживание рядов не проводилось.

Таблица 11. Коэффициенты корреляции между изменениями характеристик климата в области 0-25 с.ш. и в Арктике при разных запаздываниях изменений в Арктике. Жирным шрифтом выделены максимальные значения коэффициентов корреляции.

Характеристики климата Арктики	Т(0-25с.ш.) осень						Период
	1	2	3	4	5	6	
Т(70-87.5 сш) зима	0,509	0,633	0,721	0,568	0,573	0,522	1979-2018
ПМЛ СЛО март	-0,728	-0,813	-0,675	-0,608	-0,616	-0,515	1979-2018
СГДМ СМП	-0,581	-0,702	-0,704	-0,545	-0,634	-0,529	1979-2018
$V_{л}$ модель апрель	-0,595	-0,69	-0,711	-0,679	-0,649	-0,643	1983-2017
$H_{рд}$ модель май	-0,612	-0,654	-0,702	-0,734	-0,556	-0,51	1983-2017
$H_{ср}$ модель май	-0,573	-0,678	-0,689	-0,644	-0,642	-0,64	1983-2017
	ИСВП(0-25с.ш.) осень						
ИСВП(70-87.5) зима	0,422	0,493	0,607	0,325	0,34	0,242	1979-2018

Т(70-87.5 сш) зима	0,439	0,539	0,624	0,365	0,364	0,325	1979-2018
ПМЛ СЛО март	-0,571	-0,643	-0,47	-0,373	-0,316	-0,194	1979-2018
СГДМ СМП	-0,492	-0,583	-0,573	-0,359	-0,374	-0,318	1979-2018
V _л модель апрель	-0,438	-0,542	-0,553	-0,464	-0,415	-0,443	1983-2017
H _{рд} модель май	-0,458	-0,504	-0,549	-0,582	-0,413	-0,329	1983-2017
H _{сл} модель май	-0,383	-0,475	-0,518	-0,415	-0,37	-0,38	1983-2017

Запаздывания приходятся в основном на 3й год и составляют от 27 (для температуры воздуха) до 32 (для толщины льда) месяцев.

Обобщение связи между климатическими изменениями в Арктике и их зависимости от изменений в низких широтах можно представить в виде графа на рис. 20.

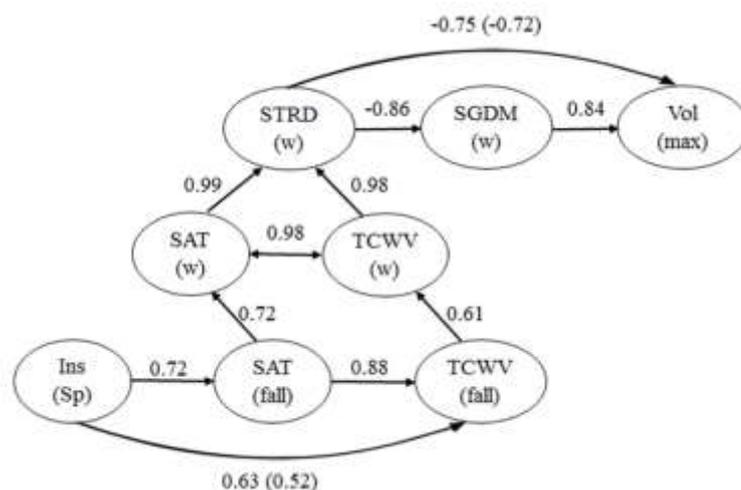


Рисунок 20. Граф связей между климатическими процессами в Арктике, в низких широтах и межширотных зависимостей. Два верхних ряда относятся к Арктике, нижний ряд – к области 0-25°с.ш.

Связи между процессами в низких широтах были представлены в докладе «Изменения климата в Арктике» на конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования» 26 ноября 2019. На рис.21 показаны примеры согласованных изменений инсоляции низких широт весной и характеристик состояния атмосферы осенью. Значения инсоляции получены из расчетов приходящей на поверхность Земного шара без учета атмосферы солнечной радиации, выполненных А.А. Костиным и В.М. Федоровым (<http://www.solar-climate.com/>) для периода с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э.

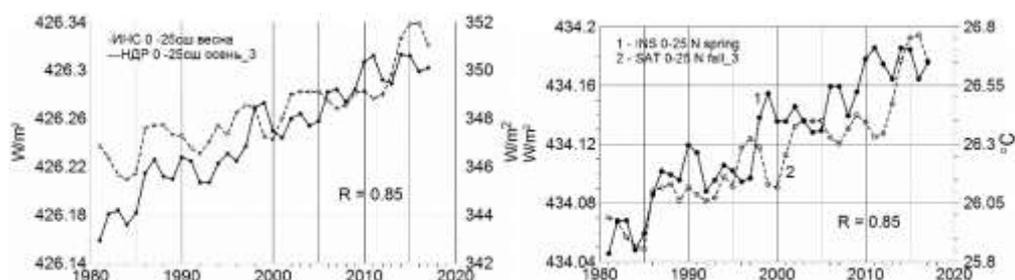


Рисунок 21. Изменения инсоляции весной и параметров атмосферы осенью в области 0-25° с.ш. Ряды атмосферных параметров сглажены с окном 3 года.

Подробнее эта часть исследования представлена в статье «Climate change in the Arctic: causes and mechanisms» авт. G. V. Alekseev, N. I. Glok1, A. E. Vyazilova and N. E. Kharlanenкова, принятой к публикации в трудах конференции.

Литература

1. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег. 2014. № 2. P. 53—68.
2. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AARI–ЮСМ – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
3. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 66–74.
4. Кулаков М.Ю., Макштас А.П. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
5. Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. T. 94. № C10. С. 14485–14498.
6. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) [Electronic resource]. 2017. URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
7. Dee D.P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. Vol. 137. P. 553–597.
8. Fahrbach E. и др. Direct measurements of heat and mass transports through the Fram Strait // Polar Res. 2001. T. 20. № 2. С. 217–224.
9. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. Vol. 77. P. 437–471.

10. Lammers R.B. и др. R-ArcticNet, A Regional Hydrographic Data Network for the Pan-Arctic Region (ISO-image of CD-ROM). PANGAEA. 2016. [Электронный ресурс]. URL: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.859422>.
11. Melling H. et al. (2008) Fresh-Water Fluxes via Pacific and Arctic Outflows Across the Canadian Polar Shelf. In: Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (eds) Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. Springer, Dordrecht.
12. Pnyushkov, A., Polyakov, I., Alekseev, G., Ashik, I., Baumann, T. M., Carmack E.C., Ivanov, V., and Rember, R. (2020): A steady regime of volume and heat transports in the eastern Arctic Ocean in the early 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
13. Polyakov I. V. и др. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science* (80-.). 2017. Т. 356. № 6335. С. 285–291.
14. Polyakov, I. V., Alkire, M. B., Bluhm, B. A., Brown, K., Carmack, E. C., Chierici, M., Danielson, S. L., Ellingsen, I., Ershova, E.A., Gårdfeldt, K., Ingvaldsen, R. B., Pnyushkov, A. V., Slagstad, D., and Wassmann, P. F. J. Borealization of the Arctic Ocean in response to anomalous advection from sub-arctic seas. *Frontiers in Marine Science*, 2020, subject to minor revision.
15. Polyakov, I. V., Rippeth, T. P., Fer, I., Alkire, M. B., Baumann, T. M., Carmack, E. C., Ingvaldsen, R., Ivanov, V. V., Janout, M., Lind, S., Padman, L., Pnyushkov, A. V., Rember R. Weakening of cold halocline layer exposes sea ice to oceanic heat in the eastern Arctic Ocean, *J. of Climate*, 2020, subject to minor revision.
16. Serreze M.C. и др. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // *J. Geophys. Res. Ocean*. 2006. Т. 111. № C11010. С. 1–19.
17. Shu Q., Qiang Wang, Jie Su, Xiang Li, Fangli Qiao. Assessment of the Atlantic water layer in the Arctic Ocean in CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04870-6>
18. Shiklomanov A.I. и др. Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset, Version 20190402. 2018. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.arctic rivers.org/data>.