

Вклад России в Международный полярный год 2007/08
Series: Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08

Океанография и морской лёд

Oceanography and sea ice

Главный редактор тома

И.Е. Фролов

0-2013-0010



Editor-in-chief

I.Ye. Frolov

Редакционная коллегия

И.М. Ашик, Л.А. Тимохов, А.В. Юлин

Editorial Board

I.M. Ashik, L.A. Timokhov, A.V. Yulin

ООО «Паулсен». Москва – Санкт-Петербург
2011

Paulsen Editions. Moscow – Saint-Petersburg
2011

Крупномасштабные изменения атлантических вод в Арктическом бассейне

Л.А. Тимохов¹, И.В. Поляков², И.А. Дмитренко³,
С.А. Кириллов¹, Н.В. Лебедев¹, Е.А. Чернявская¹

*1 – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия*

2 – Международной Арктический научный центр, Фербанкс, США

3 – Институт морских наук им. Лейбница, ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия

Аннотация

Выполнен анализ долгопериодных изменений характеристик слоя атлантических вод (АВ) в Арктическом бассейне (АБ). Установлено, что в климатической изменчивости потенциальной температуры и солёности в Евразийском и Амеразийском суббассейнах выделяются линейные тренды – положительного знака для температуры и отрицательного знака для солёности в обоих суббассейнах. Фазы потепления и фазы похолодания Евразийского суббассейна через 9–10 лет наступали в Амеразийском суббассейне, и продолжительность фаз была близкой. Фазы увеличения и уменьшения солёности в Амеразийском суббассейне отмечались на 8–16 лет позже по отношению к Евразийскому суббассейну и продолжительность фаз не совпадала. Исследование межгодовой динамики максимальной температуры ($T_{\text{макс}}$) и верхней границы (ВГ) АВ с помощью разложения полей характеристик по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), показало, что полученные для 2007 и 2008 гг. экстремальные значения главных компонентов свидетельствуют о том, что такие особенности топографии ВГ и поля $T_{\text{макс}}$ никогда ранее не наблюдались за весь исторический период наблюдений. Обращает на себя внимание значительное уменьшение главных компонентов T_1 и G_1 в 2009 г., что может рассматриваться как возвращение текущего состояния АВ к прежним состояниям. Установлено, что фазы потепления или похолодания атлантических вод в АБ сопровождалась не только повышением или понижением температуры воды, но и изменением структуры полей максимальных температур и глубины залегания верхней границы АВ. И в этом отношении значительное потепление в период МПГ 2007/2008 принципиально отличается по своей структуре от потепления 50-х, так же как и от потепления 90-х годов прошлого столетия.

Введение

Формирование и изменчивость океанографического режима Арктического бассейна СЛО определяются широким комплексом природных факторов. Чрезвычайно важную роль в этом процессе играет поступление в Арктический бассейн вод атлантического происхождения, являющихся основным внешним источником тепла и соли, компенсирующим потери тепла и распреснение в СЛО. Теплые и солёные воды атлантического происхождения поступают в Арктический бассейн через пролив Фрама и Баренцево море. Флуктуации этих потоков играют большую роль в энергетическом балансе СЛО, влияют на термохалинную структуру океана

и изменчивость его ледяного покрова, по крайней мере, морей сибирского шельфа. Эти обстоятельства определяют актуальность исследования крупномасштабных и долгопериодных изменений состояния атлантических вод в СЛО.

Тимофеев (1960) впервые проанализировал данные океанографических измерений, выполненных в Арктическом бассейне до 1959 г., и пришел к следующим заключениям о межгодовых изменениях состояния вод атлантического происхождения. К северу от Шпицбергена, где выполнялись наблюдения в 1931 г. на п/л «Наутилус», а в 1955 г. Высокоширотной воздушной экспедицией (Север-7) и на л/р «Ф. Литке», от 1931 г. к 1955 г. верхняя граница слоя атлантических вод заглубилась на 58 м, максимальные значения температуры опустились с 2,48–2,93 °С до 1,50–1,89 °С, а ее средняя температура понизилась в 1,4 раза. К северу от Шпицбергена на широтах 81–82° температура атлантических вод с 1931 г. к 1955 г. уменьшилась с 1,47–1,62 до 0,92–1,37 °С. В то же время к западу от этой области на Гринвичском меридиане на широте 83° с. ш. в 1937 г. средняя температура составляла 0,65, а в 1955 г. – +0,76 °С.

Сравнительный анализ для других районов Арктического бассейна позволяет представить следующую картину климатической изменчивости атлантических вод в Арктике в тот период. Максимальная температура атлантической воды по траектории дрейфа «Фрама», от северо-восточной границы моря Лаптевых до меридиана Земли Франца-Иосифа на широте 85° с.ш., от периода 1884–1885 гг. к 1939–1955 гг. (экспедиции на «Г. Седове», ВАЭ 1950, 1955 гг.) изменилась от 0,36–1,18 °С до 1,44–2,00 °С, и средняя температура в районе дрейфа «Фрама» повысилась в 1,7–2,5 раза. К западу от хребта Ломоносова на широте 80–81° в 1950 г. температура атлантических вод +0,48 °С была близка к величине, измеренной в 1884 г. – +0,36 °С. От 1950–1951 гг. к 1955 г. и далее к 1958 г. произошло повышение температуры атлантических вод не только в указанном районе, но и в северо-западной части моря Лаптевых, в районе хребта Ломоносова на широте 82–83° и к северу от ЗФИ и Северной Земли на широте 85–87°. Заметим, что, например, температура по данным ВАЭ 1955 г. была выше измеренной ВАЭ 1950 г. на 0,46 °С. В Американо-Сибирском суббассейне на меридиане о. Врангеля между широтами 78–79° с.ш. в 1954 г. средняя температура увеличилась на 0,05 градуса, а в районе 81–82° с.ш. в 1955 г. уменьшилась на 0,01 градуса по сравнению с 1941 г.

Тимофеев предполагает, что 1931 г. в центральной части Арктики был, вероятно, наиболее теплым, а 1937 и 1955 гг. были примерно одинаковы. От 1939 г. и 1950 г. к 1955 г. произошло уменьшение теплосодержания атлантических вод, затем наблюдалось увеличение теплосодержания к 1958 г. Это повышение по Тимофееву (1960, с. 20), вероятно, наблюдалось все же на общем фоне несколько пониженной (по сравнению с 1931 г.) температуры воды в Арктическом бассейне. Вероятно, повышение и понижение температуры атлантической воды происходило много раз, но так как наблюдения не производились, определенно утверждать это нельзя (Тимофеев, 1960, с. 18).

Булатов, Лукин, Никифоров (1979) выполнили анализ климатических изменений теплосодержания атлантических вод от 50-х к середине 70-х годов и установили повсеместное систематическое уменьшение теплосодержания и толщины слоя атлантических вод, а также понижение их максимальной температуры. Особый интерес представляет анализ долгопериодных изменений теплосодержания глубинных атлантических вод. Амплитуда колебаний теплосодержания от 50-х к середине 70-х (период 20–25 лет) в 2–3 раза превосходит максимальные межгодовые изменения теплосодержания, поэтому можно сказать, что наиболее крупные изменения теплосодержания атлантических вод происходят за длитель-

ные промежутки времени (Булатов, Лукин, Никифоров, 1979). В то же время, авторы отмечают, что в части Арктического бассейна, прилегающей к Гренландии в зоне «возвратных атлантических вод», имела тенденция к увеличению толщины слоя и теплосодержания вод. Поэтому более быстрый темп уменьшения теплосодержания атлантических вод в Амеразийском суббассейне по сравнению с тем, что наблюдалось в районе поступления атлантических вод, следует объяснить увеличением количества возвратных атлантических вод (Булатов, Лукин, Никифоров, 1979).

В работе (Swift et al., 2005) на более обширном материале наблюдений было выполнено исследование межгодовых изменений зимних температуры и солености в 13 боксах, покрывающих Арктический бассейн, за период 1948–1993 гг. Во многих боксах были пропуски наблюдений, поэтому не удалось получить непрерывные временные ряды океанографических характеристик. Но в результате обобщенного анализа удалось выделить периоды потепления и похолодания атлантических вод в Арктическом бассейне. Так, с середины до конца 50-х годов, с 1963 по 1969 г. и с начала 90-х по 1993 г. отмечалось потепление атлантических вод. В 1960–1961 гг. отрицательные аномалии температуры атлантических вод наблюдались в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Самый длительный период похолодания атлантических вод в Арктическом бассейне наблюдался с начала 70-х до конца 80-х годов XX века с наибольшими отрицательными аномалиями температуры почти во всех боксах обоих суббассейнов в 1976–1977 гг., который в Евразийском суббассейне прерывался небольшим потеплением атлантических вод в 1978–1979 гг.

Воды атлантического происхождения поступают в Арктический бассейн через пролив Фрама, распространяясь вдоль материкового склона как фрамовская ветвь, и через Баренцево море как баренцевоморская ветвь. Увеличение или уменьшение поступления теплых и соленых атлантических вод через границы Арктического бассейна является главным импульсом, вызывающим в дальнейшем изменение состояния вод атлантического происхождения внутри Арктического бассейна. Если не принимать во внимание другие факторы, включая атмосферное воздействие через вышележащие слои океана, то климатические изменения потоков воды в этих ветвях помогли бы в значительной степени объяснить межгодовые изменения температуры атлантических вод в различных частях Арктического бассейна. Но инструментальные наблюдения за потоками воды через пролив Фрама начали осуществляться лишь с 1999 г. (Schauer et al., 2004). В Баренцевом море длительное время ведутся наблюдения за температурой и соленостью на разрезе «Кольский меридиан». Многолетние колебания океанографических характеристик в Баренцевом море могут, в определенной степени, пролить свет на структуру временных изменений температуры атлантических вод в Арктическом бассейне. Ниже приведем результаты Карсакова (2009), который проанализировал изменения температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0–200 м и дал следующую характеристику изменения теплого состояния Баренцева моря.

В начале XX века до 1918 г. наблюдался период похолодания вод Баренцева моря. В 1919–1929 гг. наступил период стабилизации климата с незначительным потеплением в 1920–1925 гг. В дальнейшем наблюдалось длительное потепление с начала 30-х до середины 60-х годов прошлого столетия. Максимальное теплосодержание вод на разрезе наблюдалось в этот период в 1937, 1938 и 1954 гг. Вторая половина 60-х годов XX века до 1972 г., в целом, характеризовалась общей тенденцией к похолоданию с минимумом в 1966 г. В дальнейшем, до 1976 г. отмечалось

повышение уровня теплового состояния вод. В период 1977–1988 гг. отмечалось аномальное понижение уровня теплового состояния с локальным потеплением в 1983–1984 гг. С 1989 г. начался период потепления вод Баренцева моря, который длится и по настоящее время (Карсаков, 2009). Сравнивая результаты Карсакова с результатами анализа изменчивости температуры атлантических вод в Арктическом бассейне в работе (Swift et al., 2005), отмечаем, что периоды крупных изменений совпадают с таковыми в Арктическом бассейне, но с запаздыванием на 4–5 лет. Так, период потепления воды в Баренцевом море с начала 30-х прошлого столетия закончился в середине 60-х, а в Арктическом бассейне, если не принимать во внимание кратковременное похолодание 1960–1961 гг., период потепления продолжался до конца 60-х. Длительный период похолодания воды в Баренцевом море продолжался со второй половины 60-х до 1988 г., исключая период повышения температуры воды в 1974–1976 гг., а в Арктическом бассейне наблюдался с начала 70-х до конца 80-х годов XX века с небольшим потеплением атлантических вод в 1978–1979 гг.

В работе (Polyakov et al., 2004) был выполнен анализ межгодовых изменений аномалий температуры атлантических вод в целом для Арктического бассейна с начала прошлого столетия до начала текущего века. Как следует из графика на рис. 1, наибольший пик положительных аномалий температуры атлантической воды приходится на 1935 г. Несколько меньшие по величине повышения температуры АВ отмечаются в 1925 и 1947 гг. и небольшой экстремум приходится на 1954 г. Отрицательные аномалии в целом для АВ наблюдались с начала прошлого века до 1920 г. и с 1955 до 1983 г. После этого наступила стадия увеличения положительных аномалий АВ в АВ. Несмотря на различие подходов к анализу изменчивости температуры атлантических вод перечисленных выше авторов, и учитывая значительное осреднение величины аномалии температуры по всему АВ в работе (Polyakov et al., 2004), стадии потепления и похолодания АВ достаточно неплохо совпадают, хотя известно, что термохалинные структуры Евразийского и Амерзийского суббассейнов значительно различаются.

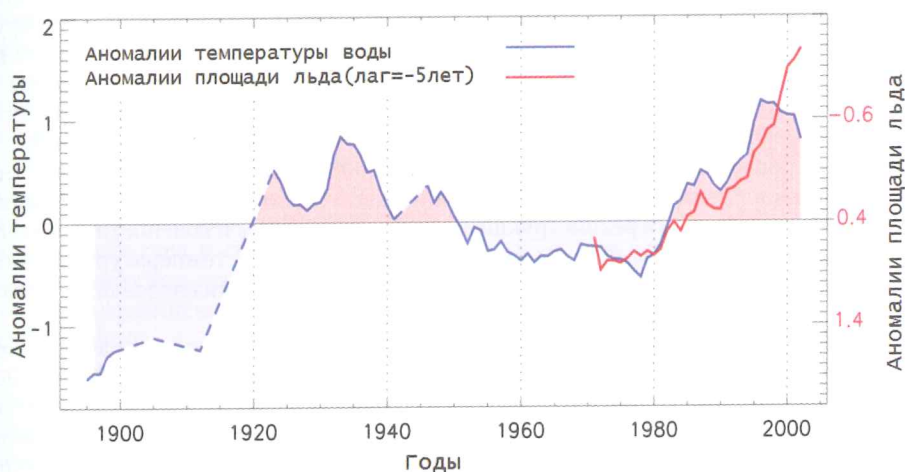


Рис. 1. Климатические изменения средней семилетней скользящей аномалии температуры ($^{\circ}\text{C}$) атлантических вод в Арктическом бассейне и аномалии площади льда в СЛО в сентябре ($\times 10^6 \text{ км}^2$, правая шкала) (Polyakov et al., 2004)

В настоящей статье исследуются долгопериодные изменения температуры и солёности отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов на базе, прежде всего, ежегодных океанографических съёмок Арктического бассейна в 1950–1993 гг. Во второй части анализу подвергаются поля максимальных температур и глубины залегания верхней границы АВ, посредством метода разложения полей по эмпирическим ортогональным функциям. Исследование позволяет составить в комплексе картину изменений состояния атлантических вод за последние 50 лет и установить место 2007–2008 гг. в цепочке исторических изменений.

1. Данные и методы анализа

Для анализа крупномасштабных межгодовых изменений характеристик АВ и определения места состояний АВ 2007–2009 гг. в цепочке состояний с 1950 г. была подготовлена рабочая база данных по температуре и солёности для зимнего периода (март–май) за 1950–1993 гг. на стандартных горизонтах, на которых в экспедициях того времени производились измерения. Основную массу данных составили измерения температуры и солёности океанографических съёмок Арктического бассейна и прилегающих морей, которые ААНИИ выполнял в марте–мае, на сетке с шагом около 200 км.

На первом этапе область Арктического бассейна и прилегающих морей была разбита нами сеткой на ячейки 200×200 км. Все данные наблюдений были помещены в ячейки 200×200 км. На следующем этапе в ячейки, в которых отсутствовали данные наблюдений, были помещены данные реконструкции полей температуры и солёности, полученные спектральным методом объективного анализа (*Покровский, Тимохов, 2002*). После этого был выполнен контроль качества, и экспертным путем произведена коррекция реконструированных данных. В результате описанных процедур была получена так называемая гибридная база, содержащая значения температуры и солёности на стандартных горизонтах в узлах регулярной сетки 200×200 км за период с 1950 по 1993 гг. для зимнего сезона с медианой на апрель. Этот массив данных был дополнен данными наблюдений на дрейфующих буях ИТР и дрейфующих станциях «Северный Полюс» в 2007–2009 гг. (*Фролов и др., 2009*) в зимний период, а также частично и в летний сезон. При этом, значения температуры и солёности были выбраны также на стандартных горизонтах в узлах регулярной сетки для того, чтобы соблюсти сопоставимость с историческими данными. К сожалению, после 1993 г. до начала МПГ 2007/2008 гг. число океанографических наблюдений в Арктическом бассейне зимой значительно сократилось, что вызвало большие трудности в реконструкции полей температуры и солёности для этого периода. Поэтому временная серия гридированных полей температуры и солёности для зимы, которая была использована в настоящем исследовании, имеет разрыв с 1994 по 2006 гг.

По данным гибридной базы были произведены расчеты средних значений потенциальной температуры (в дальнейшем не будем подчеркивать, что была использована потенциальная температура) и солёности в слое АВ для каждого года отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов. Полученные временные ряды составили основу анализа межгодовых изменений температуры и солёности в Евразийском и Амеразийском суббассейнах.

В качестве функций, описывающих состояние слоя атлантических вод, нами выбраны максимальная температура и глубина верхней границы атлантических вод. Для построения полей максимальной температуры и верхней границы атлан-

тических вод использовались значения температуры и солености из гибридной базы данных. В качестве показателя границ слоя атлантических вод использовалась глубина залегания температуры воды, равной 0 °С. Для выделения наиболее часто повторяющихся особенностей (мод) в распределении $T_{\text{макс}}$ и ВГ и анализа изменчивости полей характеристик, нами было выполнено разложение полей характеристик по эмпирическим ортогональным функциям. Метод разложения по ЭОФ был использован из пакета программ МатЛаб (MatLab). В результате расчетов были получены эмпирические ортогональные функции для $T_{\text{макс}}$ и ВГ атлантических вод, а также временные ряды 1950–1993, 2007–2009 гг. главных компонентов, которые впредь, для краткости, будем называть коэффициентами разложения полей характеристик по ЭОФ.

2. Долгопериодные изменения температуры и солености в Евразийском и Амеразийском суббассейнах

Исследуем особенности крупномасштабных колебаний температуры и солености в глубоководной части морской Арктики. В ней выделяют Евразийский и Амеразийский суббассейны, которые разделены хребтом Ломоносова. Эти две субструктуры Арктического бассейна имеют различный рельеф дна, различные граничные условия взаимодействия с Атлантическим и Тихим океанами, различные потоки пресных вод с материков, а также различный климатический режим атмосферных параметров. Поэтому, в первом приближении, межгодовая динамика состояния Арктического бассейна может рассматриваться как изменчивость состояний Евразийского и Амеразийского суббассейнов. В качестве показателей состояния суббассейнов используем такие интегральные характеристики, как температура и соленость слоя атлантических вод, осредненные по акваториям Евразийского и Амеразийского суббассейнов.

На рис. 2 приведены графики межгодовой изменчивости средних температуры и солености для этих двух частей Арктического бассейна. Прежде всего, обращает на себя внимание значительное отличие теплового состояния Евразийского суббассейна от такового Амеразийского суббассейна;

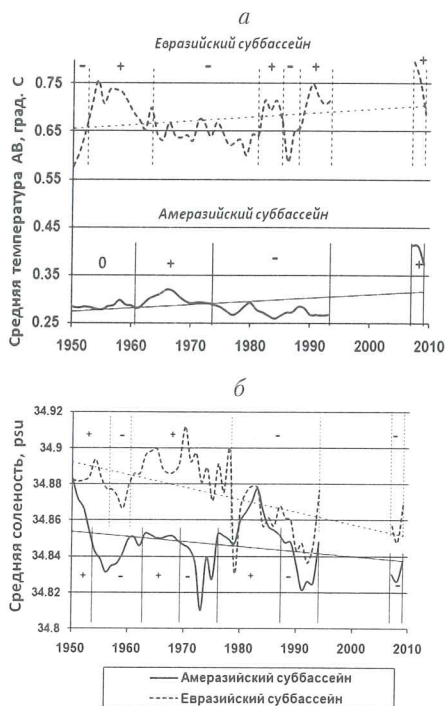


Рис. 2. Межгодовые изменения средней потенциальной температуры (а) и солености (б) атлантических вод и их линейные тренды в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Вертикальные линии отделяют периоды положительных и отрицательных аномалий температуры и солености

средняя температура АВ Евразийского суббассейна в два с половиной раза выше, чем в Амеразийском. Амплитуда межгодовых изменений средней температуры АВ также больше в Евразийской части АВ.

В Евразийском суббассейне средняя соленость больше, чем в Амеразийском, но амплитуды межгодовой изменчивости солености сравнимы. Как видим из рис. 2, величины солености в 2007–2009 гг. не выходили за пределы ранее наблюдавшихся значений. И по этому параметру состояние АВ в период МПГ не является уникальным.

Тепловое же состояние АВ Арктического бассейна в период МПГ 2007/2008 было аномальным. В обоих суббассейнах значения температуры в 2007 г. достигли исторического максимума. При этом тепловое состояние АВ в Амеразийском суббассейне значительно вышло за пределы исторических границ. Средняя температура АВ в 2007–2009 гг. почти на треть превосходила климатическую норму для этого региона. А амплитуда изменения средней температуры АВ от 1993 к 2007 г. была в десять раз (!) больше среднеквадратического отклонения для периода 1950–1993 гг. И по этому параметру тепловая экспансия атлантических вод Арктического бассейна в 2007–2008 гг. является экстремальной за весь исторический период инструментальных наблюдений. Подчеркнем, что благодаря исследованиям МПГ 2007/2008 представилась возможность осуществить мониторинг столь экстремального явления – большого и быстрого потепления атлантических вод в морской части Арктики.

Графики межгодовых изменений характеристик АВ на рис. 2 демонстрируют довольно частые и большие флуктуации как температуры, так и солености. Анализ пульсаций обращает внимание на любопытный факт. Статистика пиков минимальных и максимальных значений солености (см. рис. 2) показывает, что вслед за пиками максимальных значений на кривой солености для Евразийского суббассейна через 1–2 года в Амеразийском суббассейне отмечаются пики с минимальными значениями и наоборот. Можно предположить, что такая асинхронность с небольшим сдвигом по времени связана с изменениями режима атмосферной циркуляции, которая через баротропную компоненту океана по-разному влияет на состояние АВ в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Как нам представляется, этот феномен в какой-то мере сопряжен и с несопадением климатических стадий аномалий солености в суббассейнах. В этой связи представляется важным исследовать особенности географического распределения характеристик АВ и их межгодовую изменчивость.

На графиках рис. 2 вертикальными линиями отделены периоды, когда характеристики были больше нормы (среднего многолетнего значения для 1950–1993 гг.) и меньше нормы. Однолетние выбросы не учитывались при определении продолжительности периода. Как видим из рис. 2, а, стадия потепления АВ 1953–1963 гг. в Евразийском суббассейне проявилась в Амеразийском суббассейне на 9 лет позже и продолжалась она в этом районе на год больше. Стадия похолодания АВ, отмечавшаяся в Евразийском суббассейне в 1964–1981 гг., началась в Амеразийском суббассейне на 10 лет позже, и продолжительность ее была на 2 года больше. Стадии увеличения (1950–1957), (1960–1978) и уменьшения солености (1958–1959), (1979–1993) в Евразийском суббассейне отмечались в Амеразийском суббассейне на 8–16 лет позже и продолжительность стадий не совпадала.

Учитывая, что изменения АВ в Амеразийском суббассейне являются, прежде всего, следствием поступления АВ из Евразийского суббассейна, то приведенная оценка запаздывания сигнала вполне реалистична. Что касается причин различия продолжительности стадий увеличения и уменьшения солености в суббассейнах,

то причинами, на наш взгляд, могут быть различия схем циркуляции и механизмов трансформации АВ в Евразийском и Амеразийском регионах, но этот результат еще требует специального анализа.

Обратим внимание на то, что знаки аномалий температуры и солености ведут себя по-разному. В Евразийском суббассейне знаки аномалий чаще были противоположными, т.е. одновременно с повышением температуры АВ отмечалось уменьшение средней солености. Но в начале 50-х годов прошлого столетия и в период МПГ знаки аномалий совпадали: повышение температуры АВ было сопряжено с увеличением средней солености в Евразийском суббассейне. В Амеразийском суббассейне знаки аномалий температуры и солености чаще совпадали. Но в период 1976–1987 гг. понижение температуры АВ было сопряжено с увеличением солености, а в период МПГ повышение температуры АВ наблюдалось одновременно с уменьшением солености АВ в Амеразийском суббассейне. Установить причины таких отношений между изменениями температуры и солености пока не представляется возможным, прежде всего потому, что средние для слоя атлантических вод температура и соленость, в целом, для суббассейнов являются довольно грубыми показателями состояния АВ. Кроме адвективного переноса, изменения характеристик зависят от множества внутренних процессов трансформации АВ в суббассейнах и внешних факторов. Поэтому эта проблема еще требует тщательного анализа и своего решения.

Из вида кривых на рис. 2 и чередования стадий положительных и отрицательных аномалий можно предположить наличие цикличностей 20–35 лет в межгодовых изменениях температуры и солености АВ. Временные ряды демонстрируют также наличие линейных трендов одинакового знака в обоих суббассейнах: положительного для температуры и отрицательного для солености. Климатическое уменьшение солености АВ, т.е. отрицательный линейный тренд, в Евразийском суббассейне несколько больше, чем в Амеразийском. Вместе с тем, мы не исключаем, что линейный тренд является частью цикличности с периодом больше продолжительности анализируемого ряда, что не позволяет нам однозначно интерпретировать причину длительных тенденций в изменении солености АВ в Арктическом бассейне, так же как и средней температуры.

3. Состояние атлантических вод в период МПГ в цепочке исторических изменений за последние 50 лет

Для исследования межгодовых изменений атлантических вод были выбраны максимальная температура и глубина верхней границы АВ, и анализ структуры полей $T_{\text{макс}}$ и ВГ выполнялся с помощью аппарата разложения полей по эмпирическим ортогональным функциям.

По данным анализа полей максимальной температуры АВ значения первых трех эмпирических ортогональных функций ЭОФ/Т-1, ЭОФ/Т-2, ЭОФ/Т-3 изменялись в пределах от $-0,291$ до $+0,206$; от $-0,116$ до $+0,617$; от $-0,320$ до $+0,283$ соответственно, а коэффициенты разложения T_1 , T_2 , T_3 варьировали в пределах от $-1,39$ до $+2,81$ °С; от $-1,31$ до $+1,50$ °С; от $-1,63$ до $+1,08$ °С соответственно. На рис. 3 приведены карта средней многолетней $T_{\text{макс}}$ атлантических вод и эмпирические ортогональные функции ЭОФ/Т-1, ЭОФ/Т-2, ЭОФ/Т-3, которые описывают соответственно 25, 22 и 11 % дисперсии межгодовой изменчивости.

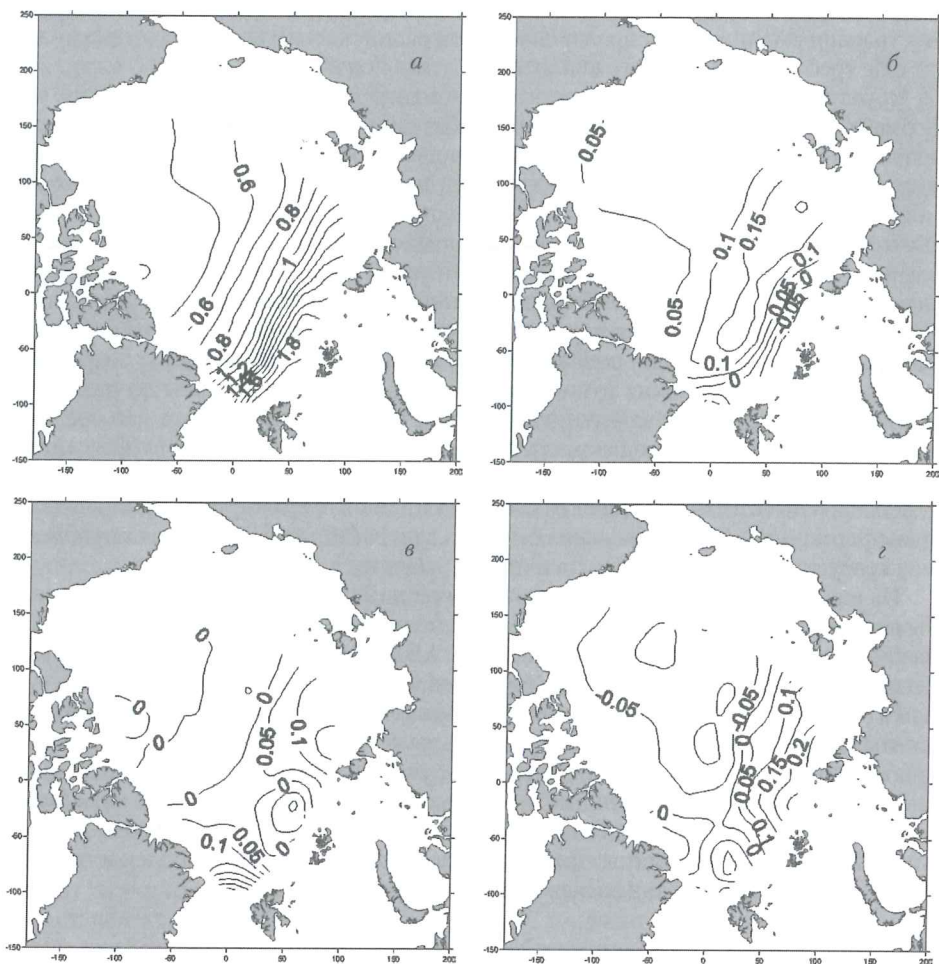


Рис. 3. Среднее климатическое поле T_{\max} АВ (а) и первые три эмпирические ортогональные функции: б) – ЭОФ/ T -1, в) – ЭОФ/ T -2, г) – ЭОФ/ T -3

Первые ЭОФ/ T имеют вполне определенный физический смысл, отображая наиболее часто повторяющиеся особенности пространственного распределения максимальной температуры АВ в отклонениях от среднего климатического поля. Первая мода ЭОФ/ T -1 воспроизводит состояние одновременного повышения или понижения T_{\max} в обоих суббассейнах, за исключением узкой зоны вдоль материкового склона от Шпицбергена до Северной Земли, где в это время наблюдается оппозиция аномалий T_{\max} . При этом самые большие вариации T_{\max} располагаются вдоль хребта Ломоносова, в котловине Амундсена Евразийского суббассейна и в северной части моря Лаптевых. В годы с положительным коэффициентом разложения T_{\max} положительная аномалия АВ, которая простирается от восточной части моря Лаптевых в сторону Гренландии, является показателем того, что интенсивность струи АВ вдоль западного склона хребта Ломоносова большая. Обратная ситуация наблюдается в годы с отрицательным коэффициентом

том разложения. Чтобы проиллюстрировать изменения структуры поля $T_{\text{макс}}$ для положительных и отрицательных T_1 , нами были построены два поля, полученных суммированием среднего поля и произведения ЭОФ/Т-1 на самый большой положительный и отрицательный коэффициент разложения. На рис. 4 приведены карты $T_{\text{макс}}$ температуры при различных экстремальных значениях коэффициентов разложения при условии, что остальные коэффициенты равны нулю. Из рис. 4, а видно, что первая ЭОФ/Т-1 при больших положительных значениях T_1 имитируют состояние, подобное 2007 г., когда вдоль континентального склона от

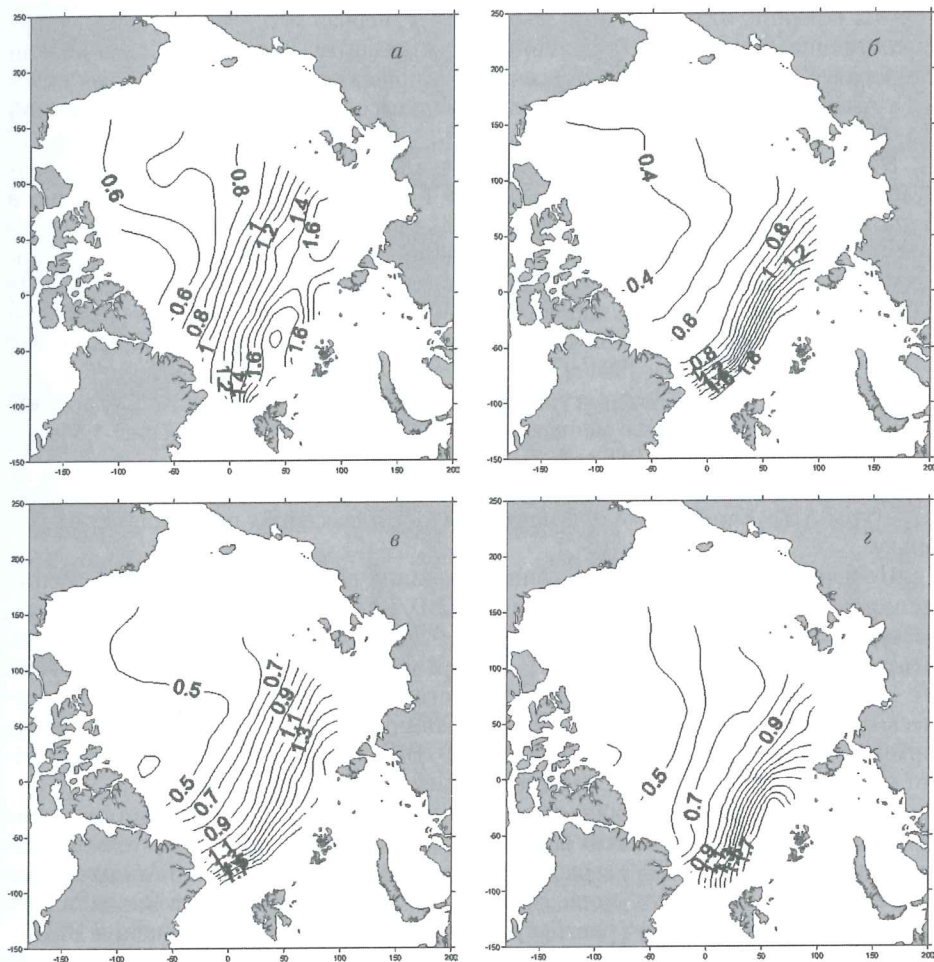


Рис. 4. Распределение $T_{\text{макс}}$ АВ для четырех случаев: верхнее левое поле (а) составляет сумма среднего поля и произведения ЭОФ/Т-1 на максимальный коэффициент T_1 (аналог 2007 и 2008 гг.); верхнее правое поле (б) составляет сумма среднего поля и произведения ЭОФ/Т-1 на наибольшее отрицательное значение коэффициента T_1 (аналог 1977 г.); нижнее левое поле (в) равно сумме среднего поля и произведения ЭОФ/Т-2 на максимальный положительный коэффициент T_2 (аналог 1990 г.); нижнее правое поле (г) равно сумме среднего поля и произведения ЭОФ/Т-2 на наибольшее отрицательное значение коэффициента T_2 (аналог 1968 г.)

пролива Фрама до моря Лаптевых наблюдались высокие значения температуры, а распределение максимальных температур в бассейне Нансена имело пятнистую структуру. Одновременно с этим в Амеразийском суббассейне в 2007 г. отмечались наиболее высокие температуры АВ для этого бассейна. Если сравнить схему-аналог (рис. 4, а) с картой распределения максимальных температур атлантических вод в 2007 г. (см. *Тимохов и др.*, в настоящем сборнике) то видим, что схема-аналог достаточно хорошо воспроизводит особенности поля максимальных температур АВ 2007 года, несмотря на то, что второй коэффициент разложения в 2007 г. отличался от нуля и был равен $T_2 = +0,77$.

При больших отрицательных значениях T_1 первая мода ЭОФ/Т-1 имитирует состояние, близкое к 1977 г., когда струя атлантических вод с более низкой температурой АВ в бассейне Нансена была прижата к континентальному склону, а Амеразийский суббассейн заполнен водами с низкой температурой, равной $0,4-0,5$ °С и менее.

Вторая мода ЭОФ/Т-2 воспроизводит наиболее часто повторяющиеся ситуации, когда повышение или понижение $T_{\text{макс}}$ происходит преимущественно в Евразийском суббассейне. На рис. 4, в и 4, з приведены поля $T_{\text{макс}}$, полученные суммированием среднего поля и произведения ЭОФ/Т-2 на самый большой положительный и отрицательный T_2 . В годы с положительным коэффициентом T_2 в Евразийском суббассейне наблюдается более высокая $T_{\text{макс}}$, а в Амеразийском суббассейне отмечается небольшое повышение температуры АВ (рис. 4, в), как это наблюдалось в 1990 и 1991 гг. В годы с отрицательными значениями T_2 в бассейне Нансена наблюдаются сгущения изотерм, а в Амеразийском суббассейне температуры АВ несколько меньше или близки к климатической (рис. 4, з), как это наблюдалось в 1965, 1968 гг.

Третья мода ЭОФ/Т-3 имитирует тепловое состояние, когда аномалии температуры АВ в Евразийском и Амеразийском суббассейнах противоположны по знаку.

По данным анализа полей глубины залегания верхней границы АВ значения эмпирических ортогональных функций ЭОФ/ВГ-1, ЭОФ/ВГ-2, ЭОФ/ВГ-3 меняются в пределах от $-0,029$ до $+0,173$; от $-0,262$ до $+0,127$; от $-0,212$ до $+0,301$ соответственно, а коэффициенты Γ_1 , Γ_2 , Γ_3 варьируют в пределах от -381 до $+177$ м; от -162 до $+88$ м; от -95 до $+100$ м соответственно. На рис. 5 приведено климатическое поле глубины залегания верхней границы АВ и первые три эмпирические ортогональные функции ЭОФ/ВГ-1, ЭОФ/ВГ-2, ЭОФ/ВГ-3, которые описывают соответственно 41, 11 и 7 % дисперсии межгодовой изменчивости.

Первая мода ЭОФ/Т-1 является доминирующей и воспроизводит опускание (положительный коэффициент разложения Γ_1) или поднятие (отрицательный коэффициент разложения Γ_1) верхней границы АВ на всей акватории Арктического бассейна, за исключением моря Бофорта, на акватории которого аномалия ВГ противоположна по знаку (рис. 5, б). Наибольшая амплитуда изменений ВГ, моделируемая ЭОФ/Т-1, располагается в центральной части АВ, вдоль западной части хребта Ломоносова (Евразийский суббассейн) и в котловине Макарова (Амеразийский суббассейн). Проиллюстрируем структуру полей ВГ для экстремальных значений коэффициентов разложения. Распределение ВГ на рис. 6, а соответствует сумме среднего поля (рис. 5, а) и произведения ЭОФ/Т-1 на максимальное положительное значение коэффициента разложения Γ_1 при равенстве нулю остальных коэффициентов разложения. Схема воспроизводит ситуацию, когда прогиб верхней границы АВ максимален, что соответствует большим глубинам залегания верхней границы АВ в Амеразийском суббассейне, до 310–320 м,

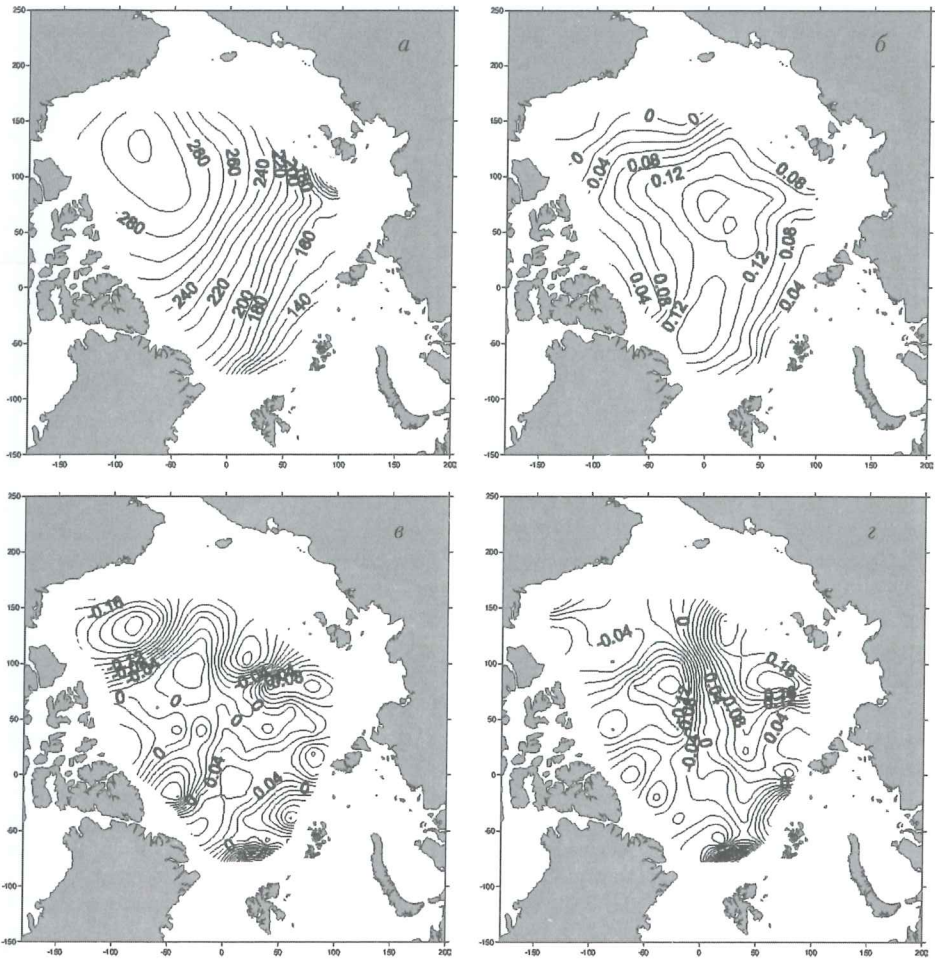


Рис. 5. Среднее климатическое поле глубины залегания верхней границы АВ (а) и первые три эмпирические ортогональные функции ЭОФ/ВГ-1(б), ЭОФ/ВГ-2 (в), ЭОФ/ВГ-3 (г)

и центр вогнутости чаши располагается в северной части Канадской котловины, а над континентальным склоном, к северу от ЗФИ, верхняя граница заглублена до 130 м. Подобное состояние ВГ наблюдалось в 1950 и 1979 гг.

При наибольшем отрицательном коэффициенте Γ_1 (и равенстве нулю остальных коэффициентов) структура поля ВГ такова (рис. 6, б). Всюду в Арктическом бассейне верхняя граница АВ располагается ближе к поверхности океана, область наибольшего прогиба ВГ смещена к югу, в море Бофорта, и наибольшая глубина залегания АВ составляет около 300 м. Подобное состояние ВГ АВ наблюдалось в 2007 и 2008 гг.

Поле глубин залегания верхней границы АВ для ЭОФ/ВГ-2 при максимальных положительных значения Γ_2 на рис. 6, в (аналог лет 1962, 1967 гг.) по конфигурации близко к полю на верхней левой карте рис. 6, а, но прогиб в северной части Канадской котловины на 20–30 м меньше, и градиент поля по направлению к

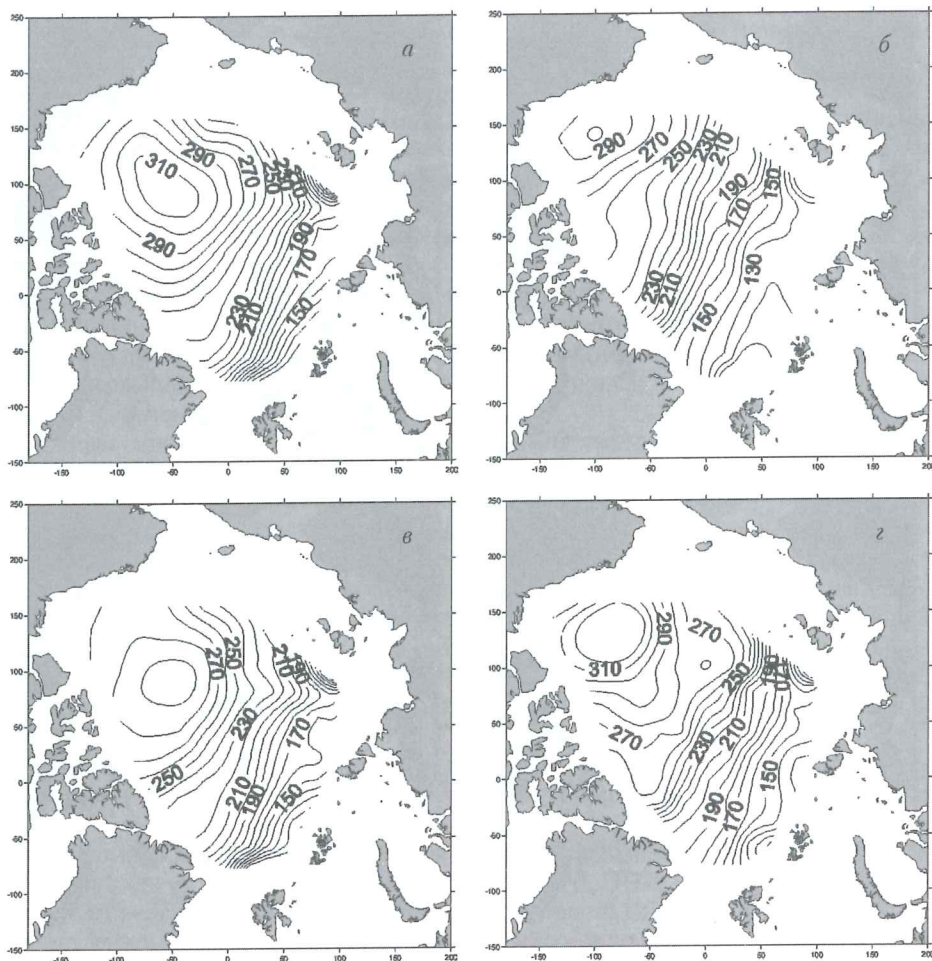


Рис. 6. Карты глубины залегания верхней границы АВ для четырех случаев: а) – верхнее левое поле составляет сумму среднего поля и произведения ЭОФ/ВГ-1 на максимальный коэффициент Γ_1 ; б) – верхнее правое поле составляет сумму среднего поля и произведения ЭОФ/ВГ-1 на наибольшее отрицательное значение коэффициента Γ_1 ; в) – нижнее левое поле равно сумме среднего поля и произведения ЭОФ/ВГ-2 на максимальный коэффициент Γ_2 ; г) – нижнее правое поле равно сумме среднего поля и произведения ЭОФ/ВГ-2 на наибольшее отрицательное значение коэффициента Γ_2 .

мюрю Бофорта в 2–3 раза меньше. К северу от ЗФИ верхняя граница приподнята до 110 м. На правой нижней карте, на рис. 6, в, приведено поле, соответствующее большому отрицательному значению Γ_2 (аналог лет 1990–1993). Максимальный прогиб верхней границы АВ смещен в южную часть Канадской котловины и верхняя граница АВ достигает глубин 315–320 м. К северу от ЗФИ верхняя граница АВ несколько глубже, чем в предыдущей ситуации.

Таким образом, каждая из мод (эмпирическая ортогональная функция) отображает наиболее часто повторяющиеся особенности географического распределения максимальной температуры и глубины залегания АВ. Изменения полей ха-

рактических АВ от года к году сопровождаются не только увеличением или уменьшением средних значений глубины залегания и максимальной температуры АВ в Арктическом бассейне. Происходит изменение структуры поля, которое состоит в том, что в разных областях АВ значения характеристик изменяются по-разному. Межгодовые изменения состояния АВ, по сути, отображаются деформациями полей характеристик, и с большим приближением моделируются эмпирическими ортогональными функциями и главными компонентами (коэффициентами разложения полей по ЭОФ). При таком подходе коэффициенты разложения приобретают смысл характеристик, которые отражают состояние АВ в определенный год. Исследуем временную структуру главных компонентов T_1 , T_2 , T_3 , G_1 , G_2 и G_3 .

Межгодовая изменчивость коэффициентов разложения T_1 , T_2 , T_3 и G_1 , G_2 , G_3 представлена на рис. 7 и 8.

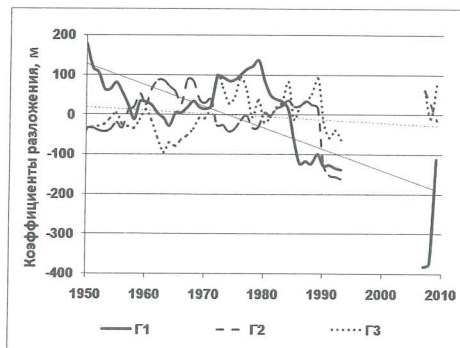
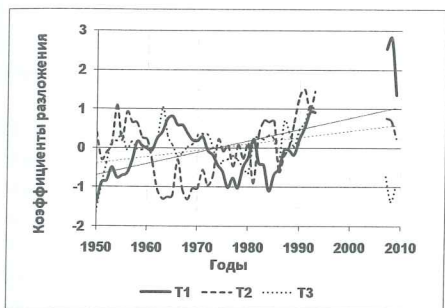


Рис. 7(слева). Коэффициенты разложения T_1 , T_2 и T_3 ($^{\circ}\text{C}$) максимальной температуры атлантических вод по эмпирическим ортогональным функциям ЭОФ/ T -1, ЭОФ/ T -2 и ЭОФ/ T -3 соответственно

Рис. 8(справа). Коэффициенты разложения G_1 , G_2 и G_3 глубины залегания верхней границы АВ по эмпирическим ортогональным функциям ЭОФ/ $ВГ$ -1, ЭОФ/ $ВГ$ -2 и ЭОФ/ $ВГ$ -3 соответственно

В межгодовой изменчивости коэффициентов разложения выделяются линейные тренды и цикличности различной продолжительности. Увеличение главной компоненты T_1 сопряжено с уменьшением главной компоненты G_1 означающее, что общее увеличение температуры АВ в Арктическом бассейне (смотри структуру ЭОФ/ T -1 на рис. 3, б) сопровождается общим поднятием верхней границы АВ (смотри структуру ЭОФ/ $ВГ$ -1 на рис. 5, б).

Коэффициенты разложения T_1 в 2007 и 2008 гг. были экстремально положительными, что позволяет заключить, что температурное поле на рис. 4, а ранее не наблюдалось в Арктическом бассейне. В 2009 г. индекс T_1 значительно уменьшился, что, как и для глубины залегания верхней границы, может свидетельствовать о тенденции возвращения структуры поля максимальных температур АВ к среднему климатическому. В целом изменчивость T_1 демонстрирует положительный линейный тренд и определенную цикличность 30–50 лет. Главная компонента T_1 была отрицательной в период похолодания АВ в начале 50-х и в 70-80-х годах прошлого столетия, когда преобладал антициклонический режим атмосферной циркуляции и поле глубины залегания верхней границы АВ было подобно карте на рис. 6, а, когда чаша прогиба верхней границы занимает весь Американо-Азиатский суб-

бассейн, а центр находится в северной части Канадской котловины с положением границы на глубинах до 310–320 м, как, например, в 1978–1979 гг. Положительные значения коэффициента разложения T_1 были получены для периода небольшого потепления АВ в 60-х и значительного потепления в 90-х годах, когда преобладал циклонический режим атмосферной циркуляции, но в эти периоды значительный вес вносила главная компонента T_2 . Экстремально большие положительные значения коэффициента разложения T_2 отмечались в период значительного потепления 1954 г. и 90-х годов прошлого столетия. Линейный тренд в изменениях T_2 менее выражен, а в характере межгодовых изменений можно предположить наличие цикличностей около 40 и 10 лет.

Из анализа временного хода главных компонент разложения глубины залегания верхней границы Γ_1 , Γ_2 на рис. 8 следует, что 2007 и 2008 года были экстремальными по индексу Γ_1 (верхнее правое поле (б) на рис. 6). Такие особенности топографии верхней границы АВ никогда ранее не наблюдались за весь исторический период наблюдений. В этот период индексы Γ_1 и Γ_2 в сумме отразили ситуацию, когда площадь чаши прогиба верхней границы АВ была меньше и центр ее занимал южное положение, а верхняя граница была несколько приподнята.

Обращает на себя внимание значительное уменьшение главной компоненты Γ_1 в 2009 г., что может рассматриваться как возвращение состояния верхней границы АВ к среднему климатическому. Коэффициент разложения Γ_2 был аномально отрицательным в 1991–1993 гг., именно в этот период отмечалось значительное потепление атлантических вод 90-х годов прошлого столетия (нижнее правое поле (г) на рис. 6). В изменениях главной компоненты Γ_1 присутствует линейный отрицательный тренд, который слабо выражен в изменениях Γ_2 . В структуре межгодовых флуктуаций индексов можно отметить присутствие циклов продолжительностью 20–30 лет, но этот вывод нуждается в дополнительном анализе.

Исследуем структуру полей $T_{\text{макс}}$ в периоды наибольших и наименьших температур АВ. На основании графика на рис. 2, а максимумы температуры АВ в Евразийском суббассейне приходились на следующие годы: 1954 (0,756 °С), 1990 (0,749 °С), 2007 (0,796 °С). Для этих же лет главные компоненты T_1 ; T_2 ; T_3 были равны соответственно [-0,75; +1,09; +0,18], [+0,24; +1,33; +0,48], [+2,54; +0,77; -0,72]. Как видим, значения трех главных компонент для трех фаз потепления не совпадают ни по величине, ни по знаку. Принимая во внимание виды функций ЭОФ/Т-1, ЭОФ/Т-2, ЭОФ/Т-3 на рис. 3, б–3, г и приведенные значения коэффициентов разложения для лет с максимальными средними температурами, делаем вывод, что структура полей $T_{\text{макс}}$ в периоды наибольших температур АВ в Евразийском суббассейне различается. В этом отношении значительное потепление в период МПГ 2007/2008 принципиально отличается по своей структуре от потепления 50-х, но также отличается и от потепления 90-х годов прошлого столетия.

Минимумы температуры АВ в Евразийском суббассейне приходились на годы 1950 (0,557 °С), 1979 (0,600 °С), 1986 (0,587 °С). Главные компоненты T_1 ; T_2 ; T_3 в эти годы были равны соответственно [-1,39; +0,41; -1,63], [-0,49; -0,26; -0,50], [-0,52; -0,58; -0,33]. Как видим три главные компоненты в 1979 г. и 1986 г. совпадали по знаку и были близки по величинам, что дает возможность предположить, что структура полей $T_{\text{макс}}$ в 1979 г. и 1986 г. была подобной. Но похолодание 1950 г. принципиально отличалось от похолодания 70-х – 80-х годов прошлого столетия.

Таким образом, фазы потепления или похолодания атлантических вод в АВ сопровождалась не только повышением или понижением температуры воды, но и изменением структуры полей глубины залегания и максимальных температур

АВ. Использование разложения полей характеристик по эмпирическим ортогональным функциям позволило расширить анализ пространственной и временной изменчивости состояния слоя атлантических вод, углубить понимание особенностей формирования полей характеристик атлантических вод в Арктическом бассейне и выявить новые закономерности механизма климатической изменчивости состояния атлантических вод в различных районах СЛО.

Заключение

1. Из анализа межгодовой изменчивости средней для слоя атлантических вод потенциальной температуры и солености в Евразийском и Амеразийском суббассейнах были получены следующие результаты:

– в климатической изменчивости выделяются линейные тренды – положительного знака для температуры и отрицательного знака для солености в обоих суббассейнах;

– фазы потепления и фазы похолодания Евразийского суббассейна через 9–10 лет наступали в Амеразийском и продолжительность фаз была близкой. Фаза увеличения и уменьшения солености в Амеразийском суббассейне отмечались на 8–16 лет позже по отношению к Евразийскому суббассейну и продолжительность фаз не совпадала;

– в период МПГ в Евразийском суббассейне знаки аномалий температуры и солености совпадали: повышение температуры АВ сопровождалось увеличением средней солености;

– в период МПГ в Амеразийском суббассейне знаки аномалий температуры и солености не совпадали: повышение температуры АВ наблюдалось одновременно с уменьшением солености.

2. Исследование межгодовой динамики полей верхней границы и максимальной температуры атлантических вод по первым двум модам разложений по ЭОФ показало следующее. Полученные для 2007 и 2008 гг. экстремальные значения коэффициентов разложения T_1 полей максимальных температур и коэффициентов G_1 разложения полей верхней границы АВ показывают, что такие особенности топографии верхней границы АВ и поля максимальных температур никогда ранее не наблюдались за весь исторический период наблюдений. Обращает на себя внимание значительное уменьшение индекса T_1 и G_1 в 2009 г., что может рассматриваться как возвращение состояния АВ к прежним состояниям.

3. Установлено, что фазы потепления или похолодания атлантических вод в АВ сопровождалась не только повышением или понижением температуры воды, но и изменением структуры полей глубины залегания и максимальных температур АВ. И в этом отношении значительное потепление в период МПГ 2007/2008 принципиально отличается по своей структуре от потепления 50-х, но также отличается и от потепления 90-х годов прошлого столетия.

Статья подготовлена с использованием данных, полученных на основе приборной базы НЭС «Академик Федоров», усовершенствованной в рамках темы «Развитие приборной базы и проведение исследований в полярных областях Мирового океана с использованием уникальной установки научно-экспедиционное судно «Академик Федоров» (УСУ НЭС «Академик Федоров»)».

Литература

- Ашик И.М., Кириллов С.А., Макитас А.П., Смирнов В.Н., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Основные результаты морских исследований Арктики в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010, №1 (84), С. 100–115.
- Булатов Л.В., Лукин В.В., Никифоров Е.Г. Многолетние изменения теплосодержания глубинных атлантических вод Арктического бассейна // Тр. ААНИИ, 1979, Т. 361, С. 6–13.
- Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск, Изд-во ПИНРО, 2009, 138 с.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 269 с.
- Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солености Северного Ледовитого океана // Океанология, 2002, Т. 42, №6
- Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960, 101 с.
- Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук, 2009, Т. 429, №5, С. 688–690.
- McLaughlin F.A., Carmack E.C., Macdonald R.W., J.K.B. Bishop. Physical and geochemical properties across the Atlantic/Pacific water mass front in the southern Canadian Basin. // J. Geophys. Res., 1996, 101, No. CC1, P. 1187–1197
- Nansen F. The oceanography of the North Polar Basin. The Norw. North Polar Exped. 1893-1896// Sci. Res., 1902, V (IX), 427 p.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F. Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years // J. Climate, 2004, P. 4485–4497.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett., 32, L17605, doi:10.1029/2005GL0237402005. P. 1–4
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon Sh., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M. and J. Toole. Arctic Ocean warming reduces polar ice cap // J. Phys. Oceanogr., 2010, DOI: 10.1175/2010JPO4339.1, accepted.
- Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S. and G. Rohardt. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements // J. Geophys. Res., 2004, 109, C06026, doi:10.1029/2003JC001823.
- Swift J.H., Aagaard K., Timokhov L., Nikiforov Ev. G. Long-Term Variability of Arctic Ocean Waters: Evidence from a Reanalysis of the EWG Data Set // J. Geophys. Research, 2005, Vol. 110, C03012, doi: 10.1029/2004JC002312,

Large-scale and interannual variability of the Atlantic water in the Arctic Ocean

L.A. Timokhov¹, I.V. Polyakov², I.A. Dmitrenko³,
S.A. Kirillov¹, N.V. Lebedev¹, E.A. Chernyavskaya¹

1 – Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt Petersburg, Russia

2 – International Arctic Research Center (IARC), USA

3 – Leibniz-Institut fuer Meereswissenschaften, IFM-GEOMAR, Germany

Abstract

The long-term variability of the intermediate Atlantic Water (AW) layer in the Arctic Ocean is analyzed. We reveal a positive temperature and negative salinity linear trends for the entire Arctic Ocean. Warming and cooling tendencies in the Canada Basin lags those for the Eurasian Basin by 9–10 years with similar duration for the warming and cooling periods for both basins. In contrast, salinity tendency in the Canada basin lags those in the Eurasian Basin by 8–16 years salinity, and duration of saltier and fresher anomalies is different. The interannual variability for the depths of AW upper boundary and AW core temperature is studied using two first modes of the Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition. For 2007 and 2008, the coefficients of EOF decomposition exhibit unique patterns that have been never observed over the entire period of instrumental observations. For 2009, our analysis reveals the AW recovery to already observed patterns. Our examination also shows that the AW warming and cooling is also accompanied by changes in depths of the AW upper boundary and the AW core that provides evidence for the different volume and properties of the AW during warmer and cooler phases. In this respect, the AW warming in 1950s, 1990s differs from those in during the International Polar Year 2007/2008.