

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

0-2013-0010



Главный редактор тома  
*И.Е. Фролов*

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

## Состояние слоя атлантических вод в Северном Ледовитом океане в 2007–2009 гг.

Л.А. Тимохов<sup>1</sup>, И.М. Ашик<sup>1</sup>, А.Л. Гарманов<sup>1</sup>, И.А. Дмитренко<sup>2</sup>,  
В.В. Иванов<sup>1</sup>, С.А. Кириллов<sup>1</sup>, Н.В. Лебедев<sup>1</sup>, И.В. Поляков<sup>3</sup>,  
В.Т. Соколов<sup>1</sup>

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

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

*3 – Международной Арктический научный центр, Фербанкс, США*

### Аннотация

Океанографические исследования в период МПГ 2007/2008 позволили получить новые данные о пространственной изменчивости гидрологических характеристик. Установлена детальная картина неоднородности струи теплых атлантических вод в котловине Нансена, получены оценки пространственных масштабов неоднородностей в поле температур, изменения глубины залегания верхней границы атлантических вод (АВ) поперек и вдоль потока АВ. В Американо-Северном суббассейне температурное поле АВ менее изменчиво в пространстве. В период МПГ 2007/2008 в Арктическом бассейне продолжалось расширение ареала более теплых атлантических вод. Расчеты показали, что в 2007 г. в отдельных районах величины аномалий достигали 1,5 °С, что составляет около 70 % значений максимальных температур периода 1950–1959 гг. При этом верхняя граница атлантических вод поднялась к поверхности на 40–120 м по сравнению с климатическим положением. Толщина слоя атлантических вод в котловине Нансена, прилегающей к проливу Фрама и в Канадской котловине, уменьшилась на 50–100 м, а в котловинах Амундсена и Менделеева толщина слоя увеличилась на 50–100 м. Теплосодержание слоя атлантических вод на большей части Арктического бассейна было больше среднего климатического за исключением небольшой зоны к северу от ЗФИ, где наблюдалась отрицательная аномалия толщины слоя. В 2008 г., как средняя в слое температура атлантических вод, так и максимальная температура была всюду выше средней климатической. В то же время, состояние области затока и распространения основной струи атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых значительно изменилась по сравнению с 2007 г. Средняя и максимальная температура атлантических вод понизилась на 0,25–0,5 °С, уменьшилось общее теплосодержание и уменьшилась толщина атлантических вод. По оценкам параметров АВ в 2008–2009 гг. можно говорить о тенденции возврата состояния АВ к среднему климатическому состоянию.

### Введение

Роль атлантических вод в Северном Ледовитом океане велика. Потоки соли и тепла атлантических вод во многом определяют термохалинную структуру Арктического бассейна (АБ) и арктических морей. Впервые мысль о влиянии атлантических вод на режим арктических морей была высказана Хелланд-Хансеном

и Нансеном (*Helland-Hansen, Nansen, 1909*). Благодаря теплу атлантических вод Баренцево море лишь частично покрывается льдом в зимний период; воды атлантического происхождения влияют на образование и таяние льда в морях Карском и Лаптевых (*Тимофеев 1962, Янес 1970*), что явилось основанием для учета расходов атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив и пролив Фрама в методах прогноза ледовитости морей западного сектора Арктики и толщины льда в море Лаптевых (*Янес, 1970; Николаева, Шестериков, 1970*). В межгодовых колебаниях солености отчетливо выделяются связи между притоком атлантических вод и соленостью вод Карского моря (*Тимофеев, 1961; Анпель, Гудкович, 1984*). Установлена статистическая связь между величинами переноса атлантических вод через разрез Баренцбург–кромка льда с меридиональным типом атмосферной циркуляции по Вангенгейму (в декабре-мае) при сдвиге в один год с коэффициентом корреляции 0,53 (*Панов, Шнайхер, 1963*) и между величинами переноса атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив с меридиональным типом атмосферной циркуляции со сдвигом в три года с коэффициентом корреляции 0,63 (*Шнайхер, Янес, 1966*).

Таким образом, изменчивость притока и вентиляции теплых и соленых атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн, являются важным фактором, влияющим на тепловую, соленостный и ледовый режимы Арктического бассейна и арктических морей, а также гидрометеорологический режим северной полярной области в целом. Эти изменения тесно связаны с интенсивностью центра циклонической атмосферной циркуляции, расположенного в непосредственной близости к Евразийскому суббассейну: интенсификация этого центра ведет к смене климатического режима Арктики с господствующего антициклонического на циклонический режим. Поэтому исследование вопросов, связанных с проникновением, распространением и трансформацией атлантической воды в Арктическом бассейне, является ключевой задачей для понимания изменчивости состояния ледяного покрова, термохалинной структуры и циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана и совершенствования моделей климата Арктики.

Впервые воды с положительной температурой, находящиеся под холодным верхним слоем, были обнаружены в Арктическом бассейне в период дрейфа «Фрама» 1893–1996 гг., и Ф. Нансен предположил, что эти воды являются водами атлантического происхождения (*Nansen, 1902*). П.П. Шишов высказал гипотезу, что атлантические воды идут не только на восток, но широко распространяются и в центральной части Арктического бассейна и, очевидно, заполняют его целиком (*Шишов, 1938*). Дальнейшие исследования подтвердили эти гипотезы. На рис. 1 приведена карта максимальных температур (°C) атлантических вод, построенная по данным наблюдений за период 1948–1970 гг. (*Никифоров, Шнайхер, 1980*). Воды атлантического происхождения поступают в бассейн через пролив Фрама, совершают в нем циклонический круговорот и возвращаются в трансформированном виде в Гренландское море через пролив Фрама и частично покидают бассейн через проливы Канадского архипелага. Температура в ядре атлантических вод меняется от 3–4 °C в районе Шпицбергена до 0,4–0,6 °C в Канадской котловине.

Первая схема циркуляции была предложена Тимофеевым (*Тимофеев, 1960*). На основе картирования характеристик атлантических вод он построил хронологическую схему распространения атлантических вод. В соответствии с его оценкой теплые воды атлантического происхождения преодолевают путь от пролива между Шпицбергеном и Гренландией до моря Бофорта за 6 лет. Коучман и Барнес в 1963 г. опубликовали карту циркуляции атлантических вод, которая несколько отличается от карты Тимофеева в море Бофорта и над Чукотским поднятием (*Coachman, Barnes, 1963*).

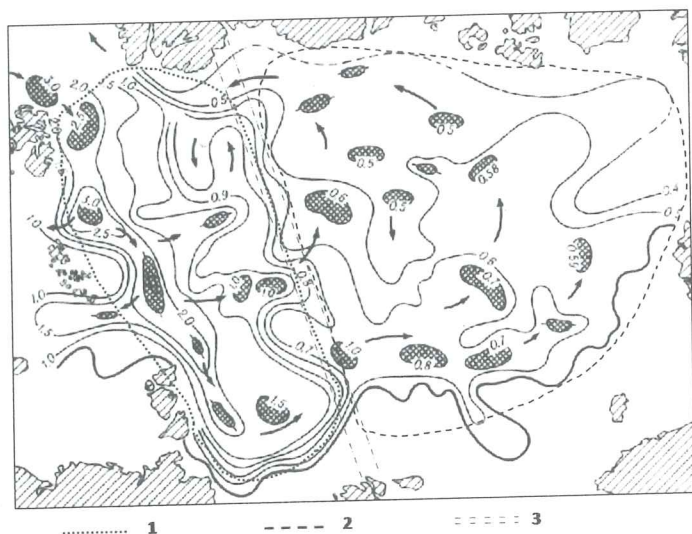


Рис. 1. Карта максимальных температур ( $^{\circ}\text{C}$ ) атлантических вод и схема их циркуляции по данным о пространственном распределении максимальных температур по Никифорову, Шпайхеру (1980). Условные обозначения: 1 – Евразийский суббассейн, 2 – Американийский суббассейн, 3 – хребт Ломоносова

Никитин, обработав данные глубоководных гидрологических наблюдений за период с 1948 по 1956 гг., построил карты геострофических течений для различных слоев океана (Никитин, 1969). Его схема течений в слое 300–500 м, которая отражает схему циркуляции атлантических вод, совпадает в целом для приатлантической части Арктического бассейна со схемой Тимофеева и значительно расходится для притихоокеанской. Отметим, что схема течений в слое атлантических вод Никитина довольно близка к схеме циркуляции атлантических вод Коучман и Барнес.

На рис. 1 из монографии (Никифоров, Шпайхер, 1980) приведена схема циркуляции атлантических вод, построенная по распределению их максимальных температур на основании данных наблюдений до 1973 г. Помещенные на карте значения максимальных температур атлантических вод (АВ) могут служить определенным репером при оценке состояния атлантических вод в период МПП 2007/2008. Как видно из рис. 1, основная струя АВ распространяется от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых. При этом, по мере адвекции и трансформации АВ, температура воды в ядре атлантических вод изменяется от 3–4  $^{\circ}\text{C}$  в проливе Фрама до 1,5  $^{\circ}\text{C}$  в море Лаптевых.

В море Лаптевых поток АВ расщепляется на две ветки. Одна поворачивает на север и распространяется вдоль хребта Ломоносова. Вторая ветвь пересекает хребт Ломоносова и продолжает перемещаться на восток вдоль материкового склона к Канадской котловине, где максимальная температура АВ понижается до 0,4  $^{\circ}\text{C}$ . Трансформированные АВ циркулируют вдоль материкового склона островов Канадского архипелага и Гренландии и возвращаются в Гренландское море через пролив Фрама. Заметим, что схема циркуляции усложняется рядом возвратных ветвей, положение и интенсивность которых меняются от года к году. Детали циркуляции АВ, так же как их межгодовая изменчивость, являются до сих пор предметом дискуссии.

Механизмы трансформации атлантической воды, распространяющейся вдоль континентальных склонов Евразийского бассейна на горизонтах от 200 до 600–800 м, остаются также не выясненными. Относительная замкнутость бассейнов океана приводит к большим различиям между теплозапасом Евразийского и Амеразийского суббассейнов. Согласно наблюдениям (Блинов и Попков, 1986), атлантическая вода при продвижении от Земли Франца-Иосифа до Новосибирских островов теряет до 60 % своего тепла. Часть этого тепла рассеивается вверх, обеспечивая таяние льда, которое может существенно изменять компоненты пресноводного баланса Евразийского суббассейна. Этот вывод, однако, противоречит данным Руделса (1994), заключившего, что потери тепла атлантической водой в верхние слои океана, ко льду и в атмосферу пренебрежимо малы. Выводы Блинова и Попкова (1986) и Руделса (1994) основаны на немногочисленных наблюдениях, а прямые наблюдения потоков тепла были вообще невозможны. Ситуация осложняется сильной переслоенностью атлантической воды, состоящей из прослоек вод различного происхождения с теплым ядром у континентальных склонов (Руделс, 1994).

Перечисленные процессы, несомненно, являются климатообразующими для Арктики, и их понимание, основанное на данных прямых наблюдений, имеет фундаментальное значение. Именно поэтому данные наблюдений по программе МПП 2007/2008 представляют огромную ценность, поскольку помогают пролить свет на многие вопросы, связанные с поступлением атлантических вод в Арктический бассейн и изменением их состояния. Заметим, что основным видом данных о состоянии АВ являются температура и соленость. Наблюдения за скоростью течений выполнялись лишь на отдельных притопленных буйковых станциях (ПБС) на материковом склоне и в районе Северного полюса. По имеющимся данным наблюдений за течениями трудно составить полную схему циркуляции. Поэтому наше исследование состояния АВ будет основано на анализе данных наблюдений температуры и солености.

## 1. Еще один шаг к потеплению Арктики

В период 1989–1993 гг. произошло увеличение температуры атлантических вод в Евразийском суббассейне (Quadfasel et al., 1991; Алексеев и др., 1998), продолжавшееся до конца прошлого столетия, а в Амеразийском суббассейне потепление 90-х годов отмечалось и в начале XXI-го века (Shimada et al., 2004). Вторжение более теплых атлантических вод было столь продолжительным, а повышение их температуры в Арктическом бассейне столь значительным, что на фоне всех исторических данных это выглядело большой положительной аномалией. В конце 1990-х годов наметилась определенная стабилизация поступления атлантических вод в Арктику, и в начале XXI века казалось, что природная среда исчерпала свой аномальный импульс, и климатическая система Арктики вот-вот начнет возвращаться к прежнему состоянию.

Однако, начиная с 2003–2004 г., температура атлантических вод в Евразийском суббассейне начала повышаться до величин, ранее никогда здесь не наблюдавшихся. Например, максимальная температура атлантических вод 4,2 °С, которая была измерена к востоку от Шпицбергена в 2004 г., никогда ранее не наблюдалась за весь исторический период наблюдений, включая предпоследнее потепление 90-х годов прошлого столетия. Экстремальное потепление глубинных атлантических вод выглядело как новый шаг к потеплению Арктики (Polyakov et al., 2005).

Первые признаки новой волны тепла атлантических вод были отмечены в проливе Фрама в 2003 г. (*Schauer et al., 2004*), а в Евразийском суббассейне были зарегистрированы в конце января 2004 г. на дрейфующей станции СП–32 на  $84,43^\circ$  с. ш. и  $19,1^\circ$  в. д. при подходе к проливу Фрама, вдоль хребта Гаккеля. Здесь была зарегистрирована максимальная температура атлантических вод  $+1,98^\circ\text{C}$ , что значительно выше ранее наблюдавшихся значений (см. рис. 1). Летняя морская экспедиция НАБОС/АВЛАП–2004 на разрезе по  $126^\circ$  в. д. установила, что температура атлантических вод в этом районе значительно выросла по сравнению с летом 2003 г. На этом разрезе была установлена притоленная буйковая станция (ПБС), которая работала с сентября 2003 по сентябрь 2004 г. Эволюция вертикального распределения температуры по данным профилографа ММР этой ПБС приведена на рис. 2, на вставке сверху в правом углу. Из рисунка видно, что резкое изменение температуры во всем слое АВ произошло в течение 1–2 суток и приходилось оно на 11 февраля 2004 г. Наблюдения в других частях Северного Ледовитого океана показали, что причиной потепления явилось интенсивное поступление теплых и соленых вод через пролив Фрама. Наблюдения на буйковых станциях на разрезе от мыса Свиной в Норвежском море (нижняя вставка справа на рис. 2, (*Orvik et al., 2001*)) и в проливе Фрама (вставка слева на рис. 2, (*Schauer et al., 2004*)) показали, что пик температуры, который наблюдался на разрезе Свиной в 1997–1998 гг. через примерно 1,5 года наблюдался в проливе Фрама и, примерно, через 4,5–5 лет достиг моря Лаптевых (*Polyakov et al., 2005*). Оценки скорости распространения аномалии дали такие величины: для сегмента м. Свиной – пролив Фрама около 3,8 см/с и для сегмента пролив Фрама – море Лаптевых около 1,5 см/с (*Polyakov et al., 2005*). Повышение температуры воды, наблюдавшееся на разрезе м. Свиной в 2003 г., в проливе Фрама было зарегистрировано в 2004 г., и были все основания ожидать, что эта аномалия достигнет моря Лаптевых в 2007–2008 гг.

Последующие экспедиции НАБОС/АВЛАП в 2005–2007 гг. позволили выполнить мониторинг изменения теплового состояния атлантических вод в море Лаптевых (рис. 3) и получить оценки происшедших изменений. Стремительное увеличение температуры АВ наглядно демонстрируются на примере температурных разрезов в море Лаптевых в летний период с 2003 по 2007 гг. Из рис. 3 видно, что теплозапас АВ в центральной части моря Лаптевых увеличивался с 2004 по 2007 гг. В то же время, на коротком разрезе вдоль хребта Ломоносова отчетливо видим уменьшение теплозапаса АВ от 2006 к 2007 г. Возможно, это связано с усилением в 2007 г. струи АВ, которая ответвляется от главной струи в море Лаптевых и распространяется вдоль западного склона хребта Ломоносова.

Вертикальные профили как температуры, так и солености в слое атлантических вод не являются плавными кривыми. Во многих районах Арктического бассейна, особенно в зонах фронтальных разделов, наблюдаются различные формы вертикальных профилей, из которых чаще встречаются ступенчатые и зигзагообразные. Более подробно вопрос об интрузионном расслоении атлантических вод представлен в работе С.А. Кириллова (настоящий сборник). Здесь обратим внимание на пространственную неоднородность температуры АВ, которая обнаруживается на вертикальных температурных разрезах. На разрезах, приведенных на рис. 3, видно, что поле температур АВ неоднородно и структура неоднородностей меняется от года к году. В Евразийском суббассейне наблюдаются сгущения, разрежения и изгиб изолиний температуры АВ вдоль пути их распространения. Строение слоя АВ напоминает облачную структуру. Природа этих неоднородностей многоплановая. Из наблюдений в проливе Фрама известно, что в изменениях температуры атлантических вод в проливе Фрама присутствуют большие сезонные

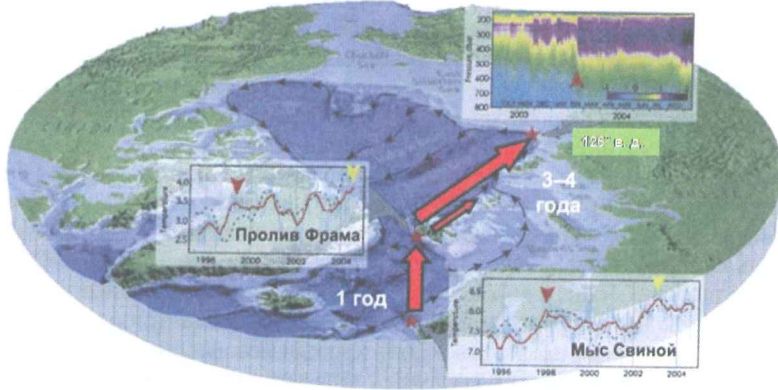


Рис. 2. Графики межгодовых изменений температуры атлантических вод на разрезе мыс Свиной с конца 1995 г. до 2005 г., в проливе Фрама с конца 1997 г. до 2005 г. и в северной части моря Лаптевых по данным притопленных буйковых станций с сентября 2003 г. по сентябрь 2004 г. (Polyakov et al., 2004)

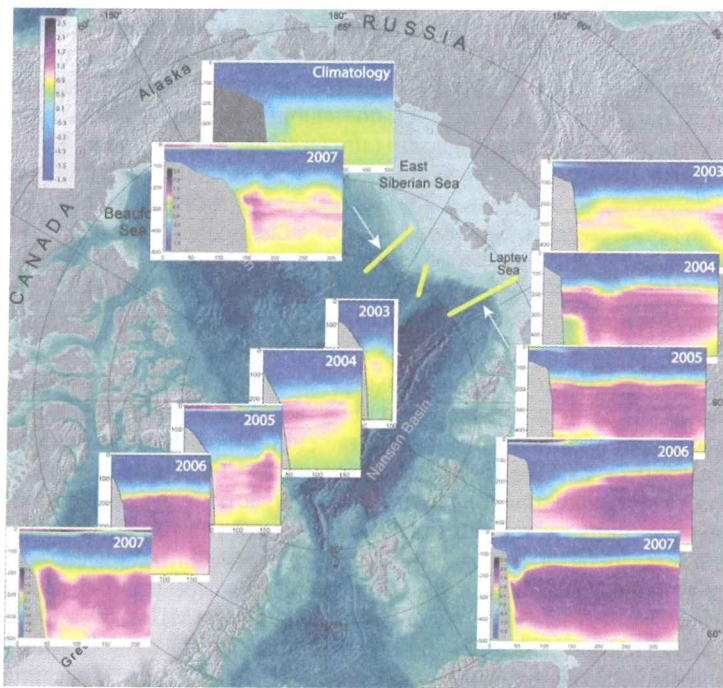


Рис. 3. Разрезы (на карте они помечены желтым цветом) температуры воды в центральной части моря Лаптевых (правая колонка вставок), в районе хребта Ломоносова (центральная колонка вставок) и в восточной части Восточно-Сибирского моря (левая колонка вставок) по данным летних экспедиций АВЛАП/НАБОС. Изменение цвета от желтого к темно-красному и темному соответствует изменению температуры от 0,8 до 2,5 °C (Polyakov et al., 2010)

и межгодовые флуктуации. Волны тепла АВ поступают в Арктический бассейн и распространяются вдоль материкового склона. По мере их адвекции процессы трансформации видоизменяют, частично или полностью разрушают начальные экстремумы, а, возможно, и порождают новые. Но большие начальные импульсы сохраняются продолжительное время и переносятся на большие расстояния.

Выше уже рассматривался пример получения оценки распространения АВ по фазам наступления пиков температуры от разреза мыс Свиной к проливу Фрама и до центральной части моря Лаптевых. В работе (Dmitrenko et al., 2008) был выполнен анализ разреза, который был сделан в 2005 г. экспедицией НАБОС/АВЛАП-2005 вдоль склона шельфа моря Лаптевых и экспедицией Арктика-2005 вдоль хребта Ломоносова. Теплая аномалия, которая была зафиксирована в проливе Фрама в марте 1999 г., в феврале 2004 г. зарегистрирована в море Лаптевых и в августе 2005 г. проявилась на разрезе вдоль хребта Ломоносова. Средняя скорость распространения атлантических вод вдоль западного склона хребта Ломоносова была оценена в пределах 2,3–2,5 см/с.

Таким образом, к началу периода МПГ 2007/2008 в Евразийском суббассейне инструментально установлено значительное увеличение температуры атлантических вод, вызванное новым импульсом поступления атлантических вод в 1999 г. через пролив Фрама в Арктический бассейн. Из анализа температурных разрезов было получено, что аномалии температуры сохраняются в струе атлантических вод продолжительное время и распространяются на большие расстояния, а изменчивость температуры АВ вдоль материкового склона и хребта Ломоносова имеет перемежающий характер. В Амеразийской части Арктического бассейна продолжалось повышение температуры атлантических вод, вследствие распространения волны потепления 90-х годов из Евразийского в Амеразийский суббассейн.

## 2. Структура слоя атлантических вод в 2007–2008 гг. по результатам океанографических разрезов

Благодаря концентрации национальных и международных усилий в период МПГ было выполнено большое количество экспедиционных исследований. Океанографические разрезы большой протяженности, выполнявшиеся научно-исследовательскими судами, на дрейфующих станциях Северный Полюс (СП) и дрейфующих буях ИТР, позволили получить новые данные о пространственной изменчивости гидрологических характеристик. Обобщение океанографических наблюдений отечественных и зарубежных экспедиций позволило получить новые сведения о состоянии СЛО и оценить изменения в СЛО в период экстремальных перемен в морской части Арктики, что является одной из главных удач МПГ 2007/2008. Обратим внимание еще на один важный результат натуральных исследований. Впервые в летний период была выполнена полномасштабная съемка Арктического бассейна и арктических морей (рис. 4) и получена качественно новая информация о трехмерной термохалинной структуре Северного Ледовитого океана.

Напомним, что в зимний период 1973–1978 гг. выполнялись океанографические съемки Арктического бассейна и морей сибирского шельфа в узлах сетки 200×200 км, которые впервые дали систематический материал для описания пространственного распределения океанографических характеристик. Вместе с тем, недостатком этих данных являлось то, что измерения проводились на стандарт-



ных горизонтах. Так, в слое атлантических вод вертикальное разрешение составляло от 50 до 250 м, что существенно сказывалось на точности определения границ слоев, вертикальной мезомасштабной структуры и других параметров. Данные наблюдений в период МПГ 2007/2008 гг. отличаются от съемок предыдущих лет не только большим географическим охватом, но качественно новой системой регистрации измерений и высоким вертикальным разрешением, благодаря внедрению STD зондов. Таким образом, ключевым результатом натурных исследований по программе МПГ явилось то, что была получена качественно новая информация о состоянии Арктического бассейна и прилегающих морей, которая позволила составить обширный и подробный портрет трехмерной термохалинной структуры атлантических вод в летний период. Благодаря большому пространственному охвату при качественно новом вертикальном разрешении океанографических параметров, океанографические съемки МПГ приобрели статус базового материала, относительно которого будут оцениваться как прошлые, так и будущие состояния СЛО.

Каковы были масштабы изменения состояния атлантических вод в начале МПГ 2007/2008, продемонстрируем на таком примере. К северу от мыса Арктического экспедицией на НЭС «Академик Федоров» 11 августа 2007 г. в слое АВ от 126 до 165 м регистрировалась температура от  $+3,00\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $+3,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что в два раза больше средней климатической величины для этого района. При этом верхняя граница атлантических вод поднялась к поверхности океана в этом районе на 50–100 м по сравнению с климатическим положением.

Рассмотрим особенности распределения температуры воды на двух разрезах, выполненных летом 2007 г., которые пересекли Евразийский суббассейн и часть Американо-Северного. Расстояние между станциями было от 70 до 100 км, поэтому все особенности распределения температуры имеют горизонтальное разрешение более 70–100 км.

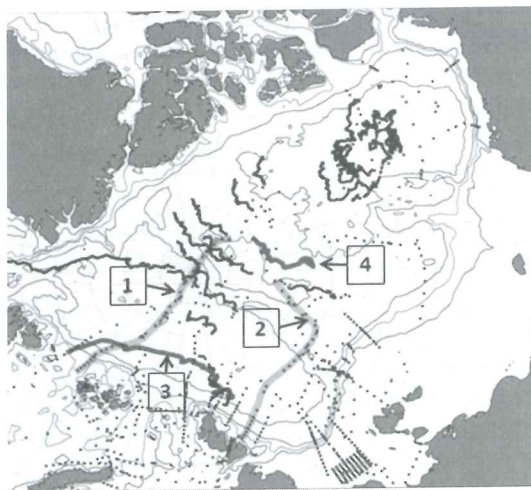


Рис. 4. Схема океанографических станций (черные точки) летних экспедиций 2007 г. и траектории буев ИТР в 2007 г. (черные кривые). Обозначения: 1 – гидрологический разрез №1 от Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) через континентальный склон, котловину Нансена, хребт Гаккеля, котловину Амундсена, географическую точку Северного Полюса, хребт Ломоносова к котловине Макарова (август 2007 г.); 2 – гидрологический разрез №2 от мыса Песчаный (о. Большевик архипелага о-вов Северная Земля) через континентальный склон, котловину Нансена, хребт Гаккеля, котловину Амундсена, хребт Ломоносова к котловине Подводников (август 2007 г.); 3 – траектория дрейфа СП–35 в котловине Нансена (Евразийский суббассейн) от островов Северная Земля (21.09.2007) до архипелага Шпицберген (15.07.2008); 4 – часть траектории дрейфа СП–36, которая перемещалась вдоль хребта Менделеева к хребту Альфа (4 октября 2008 г. – 10 января 2009 г.)

Наблюдения на первом разрезе (рис. 4 и 5) от континентального склона до хребта Гаккеля отчетливо выделили ядро струи атлантических вод, распространяющейся вдоль склона на восток. Поперечный размер области струи с температурой выше  $2,0^{\circ}\text{C}$  составлял около 500–600 км и глубина ее залегания была от 100 до 500 м. При этом, максимальная температура быстро убывала по направлению к материковому склону и медленно по направлению к Северному полюсу.

На втором разрезе (рис. 4 и 6) от островов Северная Земля до депрессии в районе хребта Гаккеля поперечный размер ядра теплых атлантических вод с температурой выше  $1,4^{\circ}\text{C}$  составлял около 350 км и глубина залегания этого ядра была от 120 до 520 м. Максимальные температуры АВ здесь также быстро убывали по направлению к шельфу и медленно уменьшались по направлению к хребту Ломоносова. Как видим, от разреза №1 до разреза №2 атлантические воды теряют значительную часть своего тепла, и ядро струи заглубляется по мере распространения на восток. Аномалии температуры на первом разрезе во многих местах превосходили  $+1,6^{\circ}\text{C}$ , а на разрезе №2 аномалии АВ были положительные, но меньше по величине.

К западу от хребта Ломоносова на обоих разрезах выделяются области повышенных температур АВ. Эти ядра являются следом струи атлантических вод, которая отделяется от основной струи в море Лаптевых и поворачивает на север вдоль хребта Ломоносова. Это является косвенным указанием на то, что летом 2007 г., как и ранее летом 2005 г., ветвь АВ вдоль хребта Ломоносова была хорошо развита. На южном разрезе зона температуры АВ более  $1,4^{\circ}\text{C}$  имеет горизонтальный размер около 180 км и по глубине располагается от 200 до 400 м. На разрезе №1, который пересек хребет Ломоносова значительно севернее, около Северного полюса, горизонтальный размер ядра с температурой  $1,2^{\circ}\text{C}$ , был равен также около 180 км, а расположение этого ядра по глубине было между 200 и 420 м. Как видим, потери тепла атлантических вод вдоль хребта Ломоносова во много раз меньше потерь теплозапаса АВ при распространении их вдоль Евразийского материкового склона.

Зона небольшого увеличения температуры на разрезе №1 к востоку от хребта Гаккеля может интерпретироваться как существование слабой возвратной струи АВ, которая образована ответвлением от основной струи и направлена в сторону пролива Фрама.

Более детальная картина неоднородности струи теплых атлантических вод в котловине Нансена была получена на дрейфующей станции СП–35 (21.09.2007–15.07.2008), дрейф которой в бассейне Нансена (Евразийский суббассейн) приведен на рис. 4. Расстояние между океанографическими станциями составляло от 20 до 70 км. Температурный разрез вдоль траектории дрейфа станции на рис. 7 демонстрирует большую неоднородность температуры слоя атлантических вод в этом районе. Интерпретация данных затруднена извилистостью дрейфа СП–35, особенно на первом этапе. Поэтому нами были проанализированы относительно линейные отрезки траектории дрейфа, на которых расстояние между океанографическими станциями было меньше 40 км. На первом отрезке (15.02–25.03.2008) станция перемещалась в западном направлении на периферии струи атлантических вод при подходе СП–35 к хребту Гаккеля (область А на рис. 7). Второй отрезок траектории (15.04–14.05.2008) станции проходил ближе к оси котловины Нансена, навстречу потоку атлантических вод (область Б на рис. 7). Третий отрезок траектории дрейфа проходил поперек потока атлантических вод от середины котловины до материкового склона, к северу от острова Белый у Архипелага Шпицберген (область В на рис. 7).

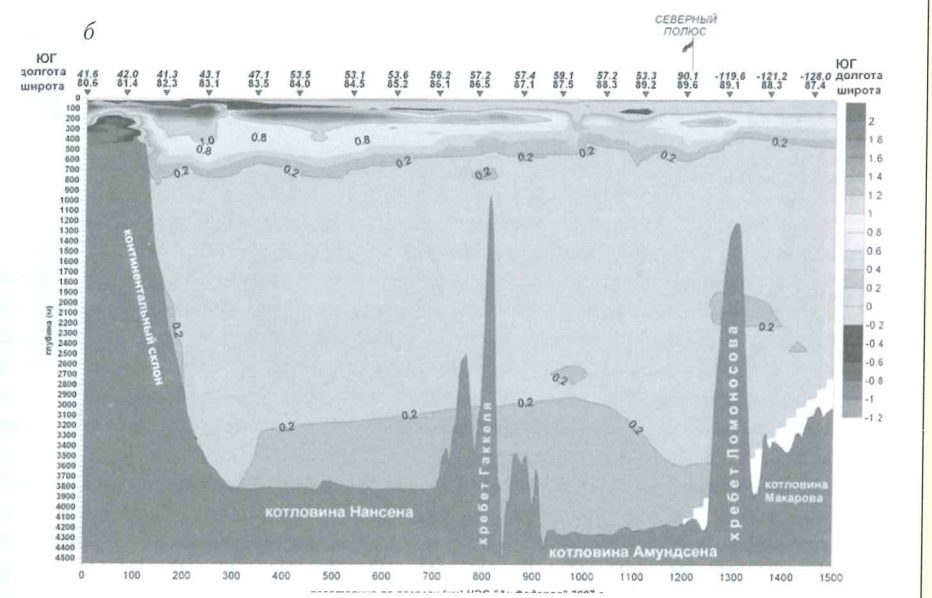
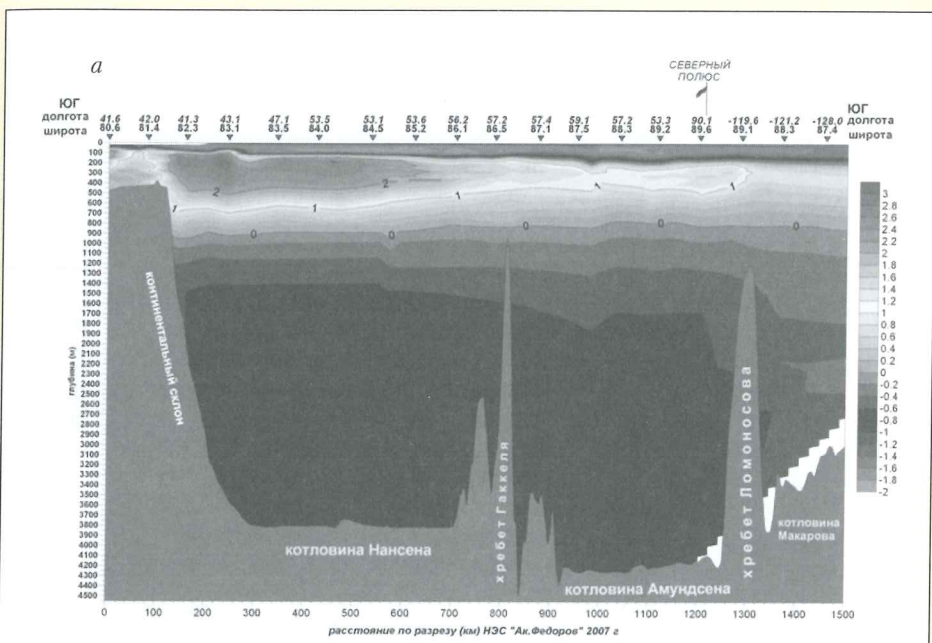


Рис. 5. Температурные разрезы №1 (а) от Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) через континентальный склон, котловину Нансена, хребет Гаккеля, котловину Амундсена, географическую точку Северного Полюса, хребет Ломоносова к котловине Макарова и распределение аномалий температуры воды (б) в 2007 г. по отношению к 1950–1993 гг.

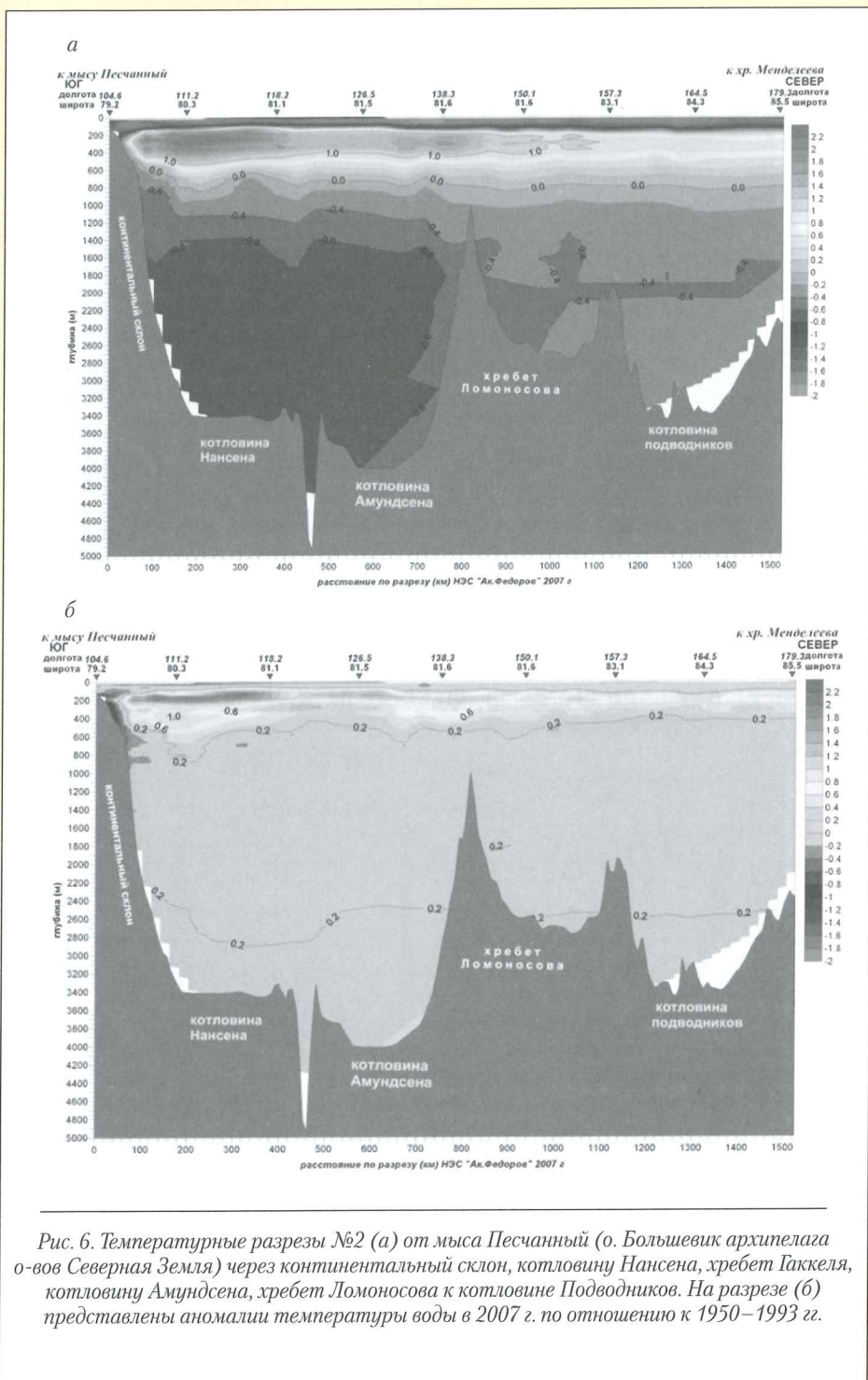


Рис. 6. Температурные разрезы №2 (а) от мыса Песчаный (о. Большевик архипелага о-вов Северная Земля) через континентальный склон, котловину Нансена, хребет Гаккеля, котловину Амундсена, хребет Ломоносова к котловине Подводников. На разрезе (б) представлены аномалии температуры воды в 2007 г. по отношению к 1950–1993 гг.

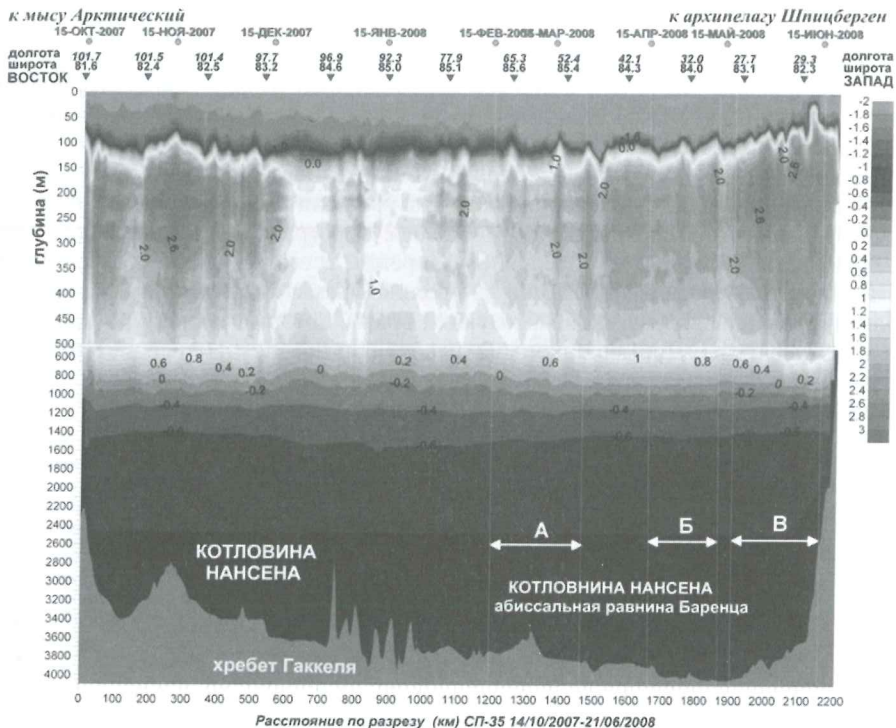


Рис. 7. Вертикальный разрез температуры воды вдоль траектории дрейфа станции СП-35

По данным наблюдений был определен пройденный путь, средняя скорость дрейфа и направление ее по отношению к оси потока атлантических вод, средняя скорость которых была принята 1,5 см/с. Эти расчеты позволили пересчитать лагранжевы масштабы горизонтальной неоднородности в эйлеровы. На отрезке А на периферии потока атлантических вод вблизи хребта Гаккеля верхняя граница атлантических вод располагалась на глубине 100–130 м, нижняя – 750–870 м и ядро АВ находилось на глубине 200–250 м. Пространственный масштаб температурных неоднородностей получился в пределах 60–95 км, а разность температур в центре неоднородности и на ее периферии составляла 0,4–0,6 °С. Около оси котловины Нансена (отрезок Б) верхняя граница атлантических вод располагалась на глубине 90–130 м, нижняя – на глубине 870 м, и ядро атлантических вод находилось на глубине около 250 м. Пространственный масштаб температурных неоднородностей получился равным около 100–140 км и изменения температуры в неоднородности были в пределах 0,2–0,4 °С. На отрезке В при пересечении дрейфующей станцией потока атлантических вод их верхняя граница располагалась на глубине 60–110 м (один всплеск до 30 м), нижняя – на глубине 870 м и ядро атлантических вод находилось на глубине 150–200 м. Масштабы температурных неоднородностей заключались в пределах 70–90 км, различие температуры между центром и периферией такой облачной структуры достигало 0,5–0,6 °С. Верхняя граница атлантических вод, как это видно из рис. 7, весьма изменчива и на рас-

смотренном отрезке траектории пределы ее изменения были 60–130 м. Нижняя граница АВ не столь изменчива, и пределы ее залегания были 750–870 м.

В Амеразийском суббассейне температура в слое атлантических вод менее турбулирована. На рис. 8 приведен вертикальный разрез температуры воды вдоль траектории дрейфа станции СП–36, которая перемещалась вдоль хребта Менделеева к хребту Альфа.

Таким образом, полученные в период МПГ океанографические разрезы документально подтвердили неоднородную структуру поля температуры АВ в котловине Нансена и в струе вдоль хребта Ломоносова. Пространственная неоднородность максимальных температур обусловлены, прежде всего, сезонной и межгодовой изменчивостью поступления АВ через пролив Фрама. Но в потоке АВ, особенно вблизи фронтальных разделов, образуются вихри, которые также турбулируют поле температуры. Пример такого вихревого образования вблизи материкового склона моря Лаптевых описан в работе (Dmitrenko et al. 2008). В Амеразийском суббассейне температурное поле АВ менее изменчиво в пространстве.

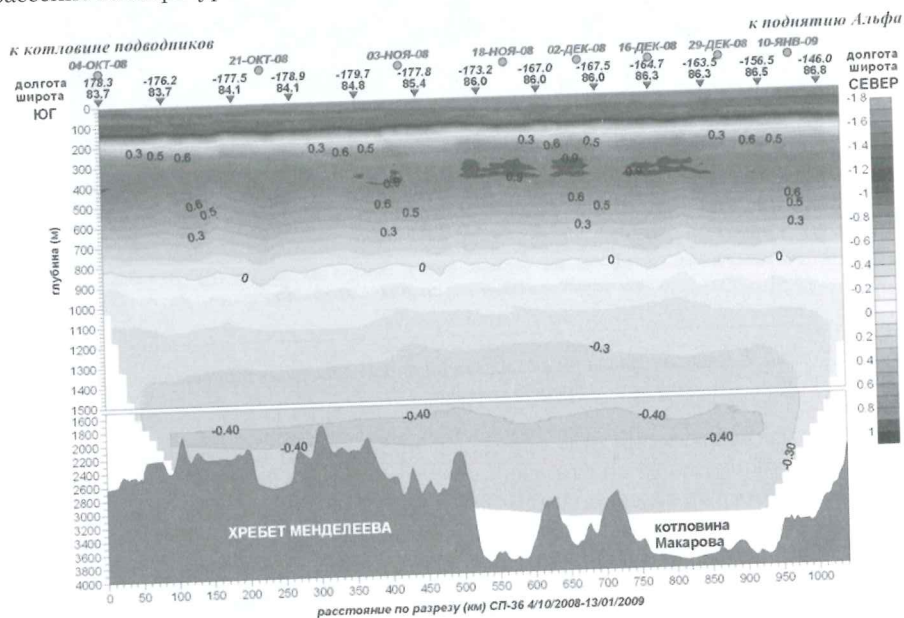


Рис. 8. Вертикальный разрез температуры воды вдоль траектории дрейфа станции СП–36 (7.09.2008–19.01.2009)

### 3. Оценки состояния полей характеристик атлантических вод в период МПГ

Для анализа пространственного распределения характеристик АВ были определены максимальные температуры, глубина залегания максимальной температуры, глубина верхней и нижней границ атлантических вод (поверхности, на которых потенциальная температура равна нулю градусов Цельсия), а также рассчитаны толщина слоя, средняя солесность и средняя потенциальная температура слоя АВ и тепло-

запас. Расчеты производились по базе данных, включающей все океанографические наблюдения в период МПГ и 2009 г. В качестве оценок состояния АВ в 2007–2009 гг. использовались величины аномалий, которые рассчитывались как разность между полями характеристик 2007–2009 гг. и средними многолетними полями таковых для периода 1950–1993 гг. или средними за десятилетия прошлого столетия.

Сравнение карт распределения максимальных температур АВ в 2007 г. (рис. 9) с картой на рис. 1, которая построена по данным наблюдений 1948–1970 гг., показывает следующее. В котловине Нансена форма области, оконтуренной изолинией  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , подобна области на рис. 1, но оконтуренной изолинией  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В южной части области изотерма  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  уходит петлей в пролив Эрика Эриксона (минимальная глубина 250–300 м) и желоб Франц-Виктория (глубина в среднем 400 м) между Шпицбергом и ЗФИ, а также делает петлю к югу в северной части Карского моря в желобе Святой Анны (минимальная глубина 600 м) и желобе Воронина (минимальная глубина около 300 м). Это является косвенным указанием на существование в 2007 г. отделения от основной струи АВ ветвей, уходящих к югу по указанным проливам и желобам, как это отмечалось и в период 1948–1970 гг. Можно выделить два района, где область, ограниченная изолинией  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , расширяется в сторону хребта Гаккеля, что указывает на возможные отделения ветвей АВ от основной струи. Первое расширение области на северо-запад находится к северу от восточной части Шпицбергена в месте нахождения ущелья Литке, которое может быть следствием более развитой возвратной ветви АВ к северу от поднятия Ермака, в отличие от 1948–1970 гг. Второе расширение в сторону хребта Гаккеля северной части области, ограниченной изолинией  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , наблюдалось в 2007 г. к северу от ЗФИ, также как отмечается и на климатической карте 1948–1970 гг. Здесь, вероятно, отделяется от основной струи АВ возвратная ветвь, которая также обозначена на рис. 1. Изотермы  $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  в 2007 г. располагались вдоль хребта Ломоносова подобно тому, как проходили изотермы  $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  в 1948–1970 гг.

В Амеразийском суббассейне изотермы  $0,75$  и  $0,87\text{ }^{\circ}\text{C}$  в 2007 г. по конфигурации близки к конфигурациям изотерм  $0,5$  и  $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  на рис. 1. Отличием 2007 г. является появление зоны относительно низких температур ядра атлантических вод над поднятием Альфа.

Таким образом, сравнительный анализ карты максимальных температур АВ 2007 г. с таковыми на рис. 1 приводит к следующим выводам. Конфигурация изотерм в 2007 г. в основных чертах подобна таковым за период 1948–1970 гг. И это не удивительно, так как распространение атлантических вод в значительной степени сопряжено с рельефом дна. Но в 2007 г. величины максимальных температур были значительно больше таковых, приведенных на рис. 1. Появление зоны относительно низких температур ядра атлантических вод над поднятием Альфа требует специального исследования.

Для оценки аномалий в качестве эталона нами выбран летний период 1950–1993 гг. Аномалии максимальных температур атлантических вод, которые приведены на верхней карте в правой колонке на рис. 9, были всюду положительными, как в АВ, так и в арктических морях. Наибольшие положительные аномалии максимальных температур АВ наблюдались в широком поясе от пролива Фрама до хребта Гаккеля. Величины аномалий достигали  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , и в отдельных местах в районе материкового склона Евразии и желобе Святой Анны величины температуры атлантической воды достигли своего максимума за весь исторический период наблюдений. В Амеразийском суббассейне также наблюдались большие положительные аномалии максимальных температур АВ. А в Канадской котловине максимальная потенциальная температура почти в два раза была выше средней многолетней!

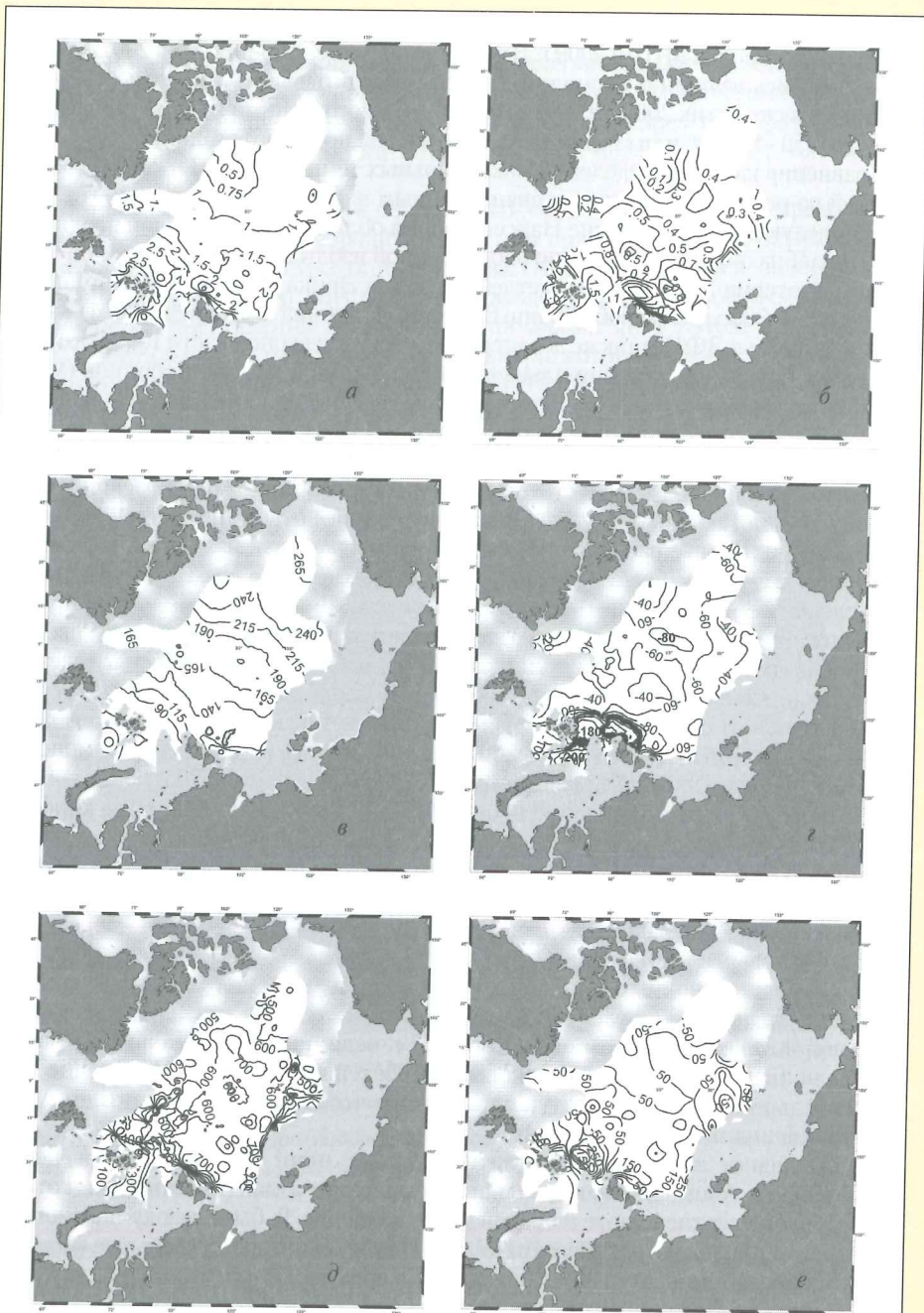


Рис. 9. Распределения максимальной температуры (а), глубины залегания верхней границы (в), толщины слоя (д) АВ и их аномалий (б, г и е) летом 2007 г. по отношению к ряду 1950–1993 гг.



Аномалии солёности АВ (карты не приводятся) в период МПГ были небольшие и по знаку отрицательные, т.е. солёность атлантических вод была на десятки-сотые промилле меньше средней климатической величины.

Поля глубины залегания верхней границы и толщины слоя атлантических вод также отличались от прошлых лет. Верхняя граница АВ летом 2007 г. оказалась ближе к поверхности. Как видно из карт распределения глубины залегания АВ и их аномалий на рис. 9 (в и г), почти всюду в АВ и прилегающих морях летом 2007 г. верхняя граница поднялась на 40–100 м. Наибольшее поднятие верхней границы АВ, до 120 м, наблюдалось к северу от островов Северной Земли. При этом одновременно отмечалось уменьшение толщины слоя АВ в основной струе от пролива Фрама до островов Северной Земли, а также в Канадской котловине (рис. 9, д, з). В Евразийском суббассейне от моря Лаптевых до Северного полюса и котловины Макарова отмечалось увеличение толщины слоя АВ.

В последующие годы 2008 и 2009 происходили следующие изменения. В 2008 г. средняя в слое температура атлантических вод и максимальная температура были всюду выше средней климатической. В то же время, состояние области затока и распространения основной струи атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых значительно изменилось по сравнению с 2007 г. Средняя и максимальная температура атлантических вод понизилась на 0,25–0,50 °С, уменьшилось общее теплосодержание, и уменьшилась толщина атлантических вод. Но в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод по сравнению с 2007 г.

Отметим изменения в топографии верхней и нижней границ атлантических вод. На большей части акватории Арктического бассейна как в 2007 г., так и в 2008 г., верхняя граница АВ была выше средней климатической на 40–100 м. Но в 2008 г. в области к северу от Шпицбергена произошло заглубление верхней границы, которая опустилась на 10–50 м глубже среднего климатического положения. В этой же части Арктического бассейна произошло поднятие нижней границы АВ по сравнению с 2007 г., причем величина поднятия нижней границы составила около 100 м. В северной части моря Лаптевых, напротив, в 2008 г. произошло еще большее опускание нижней границы АВ. Летом 2009 г. температура воды в ядре атлантических вод превышала климатические значения в Евразийском суббассейне на 0,5–1,25 °С (рис. 10). По сравнению с 2007 г., аномалии максимальных температур в котловине Нансена уменьшились на 0,2–0,5 °С, а в районе хребта Ломоносова, примыкающем к сибирскому шельфу, аномалии увеличились на 0,25 °С. В Амеразийском суббассейне наблюдались устойчивые положительные аномалии температуры воды АВ, достигающие +0,3..+0,5 °С и не отличались от таковых 2007 г. В целом в 2009 г. максимальные температуры АВ стали меньше, чем в 2007 г. По результатам измерений в Евразийском суббассейне величина смещения верхней границы АВ составила 50–150 метров в сторону поверхности океана.

## Заключение

1. Новая волна потепления атлантических вод в Арктическом бассейне началась в 2003–2004 гг. Температура атлантических вод в Евразийском суббассейне повысилась до величин, которые никогда ранее не наблюдались за весь исторический период наблюдений, включая предпоследнее потепление 90-х годов прошлого столетия. Экстремальное потепление атлантических вод выглядело как новый шаг к потеплению Арктики.

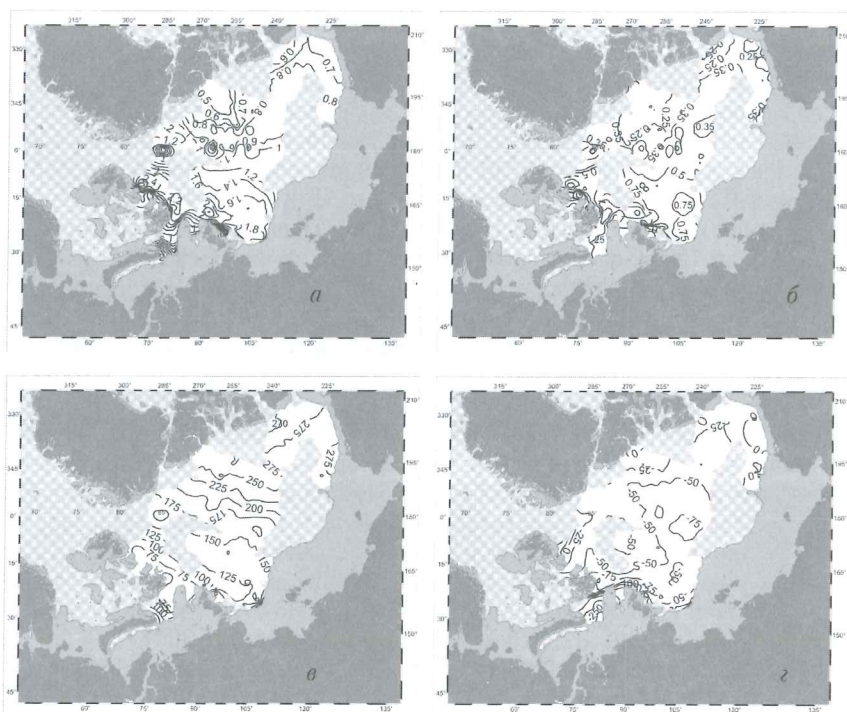


Рис. 10. Распределения максимальной температуры (а), глубины залегания верхней границы (в) АВ и их аномалий (б и г) летом 2009 г. по отношению к ряду 1950–1993 гг.

2. Океанографические разрезы большой протяженности, выполнявшиеся в период МПГ 2007/2008 научно-исследовательскими судами, на дрейфующих станциях Северный Полюс (СП) и дрейфующих буях ИТР, позволили получить новые данные о пространственной изменчивости гидрологических характеристик. Установлена детальная картина неоднородности струи теплых атлантических вод в котловине Нансена, получены оценки пространственных масштабов неоднородностей в поле температур, изменения глубины залегания верхней границы АВ поперек и вдоль потока АВ. В Амеразийском суббассейне температурное поле АВ менее изменчиво в пространстве.

3. В период МПГ 2007/2008 в Арктическом бассейне продолжалось расширение ареала более теплых атлантических вод. Расчеты показали, что в 2007 г. в отдельных районах величины аномалий достигали  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , что составляет около 70 % значений максимальных температур периода 1950–1959 гг. При этом верхняя граница атлантических вод поднялась к поверхности на 40–120 м по сравнению с климатическим положением. Толщина слоя атлантических вод в котловине Нансена, прилегающей к проливу Фрама, и в Канадской котловине уменьшилась на 50–100 м, а в котловинах Амундсена и Менделеева толщина слоя увеличилась на 50–100 м. Теплозапас слоя атлантических вод на большей части Арктического бассейна был больше среднего климатического за исключением небольшой зоны к северу от ЗФИ, где наблюдалась отрицательная аномалия толщины слоя.

4. В 2008 г., как средняя в слое температура атлантических вод, так и максимальная температура была всюду выше средней климатической. В то же время

состояние области залива и распространения основной струи атлантических вод вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых значительно изменилось по сравнению с 2007 г. Средняя и максимальная температура атлантических вод понизилась на 0,25–0,5 °С, уменьшилось общее теплосодержание и уменьшилась толщина атлантических вод. Но в котловине Амундсена в 2008 г. наблюдалось небольшое увеличение температуры атлантических вод по сравнению с 2007 г. В 2009 г. аномалии температуры АВ уменьшились по сравнению с 2007 г.

5. По всем параметрам состояние АВ в 2007 г. следует отнести к экстремальным. По оценкам параметров АВ в 2008–2009 гг. можно говорить о тенденции возврата состояния АВ к среднему климатическому состоянию.

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

Аптель И.Л., Гудкович З.М. Исследование возможных изменений средней солености верхнего слоя Карского моря, вызванных устойчивыми аномалиями речного стока // Проблемы Арктики и Антарктики, 1984, Вып. 58, С. 5–14.

Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология, 1998, №7, С. 69–78.

Блинов Н.И., Потков С.Н. О теплообмене атлантических вод в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ, 1986, Т. 408, С. 90–98.

Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 269 с.

Николаева А.Я., Шестериков Н.П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Тр. ААНИИ, 1970, Т. 292, С. 143–217.

Тимофеев В. Т. Водные массы Арктического бассейна. — Л.: Гидрометеиздат, 1960, 190 с.

Тимофеев В.Т. Влияние глубинных атлантических вод на гидрологический режим Карского моря // Проблемы Севера, 1961, Вып.4, С. 46–55.

Тимофеев В.Т. Влияние глубинных атлантических вод на образование и таяние льда в морях Карском и Лаптевых // Океанология, 1962, Т. 8, Вып.2, С.27–32.

Панов В.В., Шнайхер А.О. Роль атлантических вод в формировании гидрометеорологического режима арктических морей // Тр. ААНИИ, 1963, Т. 264, С. 10–14.

Ширишов П.П. Океанологические наблюдения // Докл. АН СССР, Т. XIX, №8, 1938, С. 569–580.

Шнайхер А.О., Янес А.В. К вопросу о взаимосвязи океана и макросиноптических процессов // Тр. ААНИИ, 1966, Т. 269, С. 5–12.

Янес А.В. О сущности использования характеристик атлантических вод как прогностического фактора // Тр. ААНИИ, 1970, Т. 292, С. 128–138.

Coachman L.K., Barnes S.A. The movement of Atlantic water in the Arctic Ocean. // Arctic, 1963, Vol. 16, No 1, P. 9–16.

Dmitrenko I., Polyakov I. V., Kirillov S. A., Timokhov L. A., Frolov I. E., Sokolov V. T., Simmons H. L., Ivanov V. V. and D. Walsh. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins // Journal of Geophysical Research, Vol. 113, c05023, doi:10.1029/2007JC004158, 2008

Helland-Hansen B., Nansen F. The Norwegian Sea. Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904 // Rep. on Norwegian Fisheries and Marine Investigations, 1909, Vol. 2, No. 2, P. 1–390.

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., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfor, 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.

Quadfasel, D. A., Sy A., Wells D., and A. Tunik. Warming in the Arctic // *Nature*, 1991 350, P.385

Rudels B., Jones E. P., Anderson L. G., Kattner G., On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, O. M. Johannessen, R. D. Muench, and J. E. Overland [eds.], American Geophysical Union, 1994, Geophysical Monograph 85, P. 33–46.

Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S., and Rohardt G. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements // *J. Geophys. Res.*, 2004, 109, C06026, doi:10.1029/2003JC001823.

Shimada K., McLaughlin F., Carmack E., Proshutinsky A., Nishino S., and M. Itoh. Penetration of the 1990's warm temperature anomaly of Atlantic water in the Canada Basin // *Gephys. Res. Letts.*, 2004, 31, L20301, doi: 10.1029/2004GL020860.

## The state of atlantic water layer in the Arctic Ocean in 2007–2009

L.A. Timokhov<sup>1</sup>, I.M. Ashik<sup>1</sup>, A.L. Garmanov<sup>1</sup>, I.A. Dmitrenko<sup>2</sup>,  
V.V. Ivanov<sup>1</sup>, S.A. Kirillov<sup>1</sup>, I.V. Polyakov<sup>3</sup>, V.T. Sokolov<sup>1</sup>

---

1 – Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt Petersburg, Russia  
2 – Leibniz-Institut fuer Meereswissenschaften, IFM-GEOMAR, Germany  
3 – International Arctic Research Center (IARC), USA

### Abstract

Oceanographic studies during IPY 2007/2009 provided new information on spatial variability of hydrographic parameters. Detailed pattern of irregularities in the Atlantic Water (AW) layer was documented in the Nansen Basin. Spatial scales of temperature distribution and the depth of the upper boundary of AW were estimated. In the Canadian Basin spatial variations of temperature were less pronounced. During the IPY 2007/2008 the area occupied by AW has increased. According to our estimations the positive temperature anomaly in some regions was as high as 1,5 °C, which is about 70 % of temperature maximum in 1950–1959. The upper boundary of AW (zero degree isotherm) rose by 40–120 m over the mean climatic position. The thickness of the AW layer increased by 50–100 m around the Mendeleyev Ridge and in the Amundsen Basin. At the same time, in the Canada Basin and in the western Fram Strait the AW thickness decreased by similar value. Heat content of the AW layer around the major part of the Arctic Ocean exceeded mean climatic value, except for the compact area north of Franz Joseph Land, where small negative anomaly was observed. Throughout 2008 mean temperature and maximum temperature in the AW layer were higher than mean climatic values. At the same time, the state of AW layer in the inflow region, east of Fram Strait along the continental margin to the Laptev Sea, substantially changed in comparison with 2007. Mean and maximum temperature of AW dropped by 0.25/0.5 °C. Heat content and the thickness of AW layer have also decreased. Basing on the obtained results, we conclude that during 2008/2009 there was a general reverse trend in AW parameters towards mean climatic values.