

# Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.465.62/63

## Климатические последствия экспансии пресных вод в Гренландское море и Северную Атлантику

© 2012 г. А.В. Попов<sup>1</sup>, А.В. Рубчеля<sup>2</sup><sup>1</sup>Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет

a\_popov@aari.ru

Статья принята к печати 13 января 2012 г.

Атлантика, Гренландское море, климат, ледовитость, полынья, Северный Ледовитый океан, солёносная аномалия, тренды. Arctic Ocean, Atlantic, climate, Greenland Sea, ice coverage, polynya, salinity anomaly, trends.

Во второй половине XX в. в Северной Атлантике отмечено три значимых аномалии распреснения поверхностных вод. В иностранной литературе они получили собственное имя – Великая солёносная аномалия (BCA) [32–34, 37, 38]. Выделяют BCA-1970-х, BCA-1980-х и BCA-1990-х годов. Р. Диксон [38] описал это явление как одно из наиболее резко и продолжительно влияющих на изменения климата океана в XX в. По мнению авторов настоящей статьи, генезис BCA-1970-х связан с ледопродуктивностью арктических заприпайных полыней. В этой статье даётся феноменологическая модель формирования климатических изменений в зоне полярных и умеренных широт Северного полушария, обусловленных периодическими выбросами в Северную Атлантику аномально больших объёмов распреснённых вод из Северного Ледовитого океана. Делается вывод, что в настоящий момент уже сформировалась BCA-2010-х и началось её распространение в Северной Атлантике. Впервые аномалия описывается не постфактум, а в момент зарождения. Таким образом, мы стоим на пороге достаточно длительного периода похолодания.

### Введение

В последнее время в научном мире ведётся острая дискуссия о направленности и причинах наблюдаемых климатических изменений. Одни учёные доказывают, что потепление климата последних лет представляет собой почти однонаправленный процесс роста средней приземной температуры, причина которого – увеличение содержания в атмосфере парниковых газов, связанное с антропогенным воздействием. Другие отстаивают тезис, что в природе не может быть однонаправленных процессов. Климатическая система путём различных обратных связей стремится к равновесному состоянию, поэтому изменение климата – не что иное, как суперпозиция квазициклических колебаний самых разных периодов [1–4, 7–10, 13–15, 18–20, 47, 51]. В этом случае длительные однонаправленные тренды, по видимому, отражают одну из ветвей долгопериодного цикла. В работах [3, 4, 47, 51] показано, что в изменениях средней приземной температуры Северной полярной области хорошо выражено низкочастотное колебание естественного происхождения с периодом 60–70 лет, формируемое потеплениями 1930–40-х и 1990–2000-х годов и понижением температуры в

1970-е годы. Полностью отрицать влияние антропогенного фактора в потеплении климата последних лет конечно нельзя. Судя по всему, за счёт увеличения CO<sub>2</sub> наблюдается более активное повышение температуры после 1970 г. Возможное усиление роста температуры за счёт антропогенного фактора оценено в работе [3].

Сторонники антропогенной теории потепления придерживаются постулата о неуклонном увеличении глобальной температуры и о практически полном исчезновении арктических льдов уже к 2050-м годам [33, 38, 41, 52–54]. Натурные данные, на первый взгляд, подтверждают столь экстремальный прогноз: растёт средняя за год глобальная температура; увеличивается среднегодовая температура в области севернее 60° с.ш. [11, 12]; в 2011 г. отмечен второй по рангу исторический минимум морского льда в Центральной Арктике [11]. Однако анализ натурных данных показывает, что во временных многолетних рядах важнейших климатообразующих параметров в последние годы наметилась смена направленности изменений.

Как мы покажем далее, с 2003–2005 гг. (и с 2008–2010 гг.) начались значимые изменения термохалин-

ного состояния поверхностных и глубинных вод в Гренландском море и Северной Атлантике. В атмосфере также отмечается начало некоторых изменений. Временные ряды осреднённой за сезон приземной температуры, построенные по данным ре-анализа NCEP за 1948–2009 гг. (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis/surface>), демонстрируют падение средней за декабрь–март температуры в широтной зоне 60–69,5° с.ш. с 2005 г. В зоне умеренных широт (46,7–58,1° с.ш.) также отмечается тенденция падения средней за осень и за год температуры с 2005 г., а в зимний период падение температуры отмечено с 2003 г. В декабре–феврале 2009–2011 гг. на обширных территориях азиатской территории России и в Северной Европе отмечались отрицательные аномалии приземной температуры от –1 до –10 °С [11, 12]. Таким образом, в последние годы в ряде районов Евразийского континента наметилась отчётливая тенденция похолодания, особенно в зимний период.

Начались значимые изменения площади распространения морских льдов. В отдельных морях сибирского шельфа в тёплый период (июль–сентябрь) отмечается рост площади морского льда по сравнению с 2007 г. Так, в Восточно-Сибирском море прирост площади льда за тёплый период в 2011 г. составил 242 тыс. км<sup>2</sup> (максимум в августе – 342 тыс. км<sup>2</sup>). По данным [16], в августе–октябре 2011 г. приращение медианных значений ледовитости для сектора 95° в.д. – 170° з.д. относительно того же времени равнялось 500,5, 592,3 и 546,8 тыс. км<sup>2</sup> соответственно.

Отметим, что последние 2–3 года идёт интенсивное накопление пресной воды в круговороте моря Бофорта: аномалия солёности поверхностных вод здесь достигает 3–4‰ относительно многолетней нормы, а сам круговорот имеет тенденцию к усилению [12, 13]. По-видимому, это должно способствовать увеличению площади льда в данном регионе и постепенному росту здесь доли многолетних льдов. Отмеченные тенденции изменения климатически значимых параметров требуют своего объяснения. Согласно нашей точки зрения, эти процессы можно объяснить, если принять в качестве основы тезис о цикличности климатических изменений, которые зависят от влияния спорадических выбросов пресноводных аномалий из Северного Ледовитого океана на процессы взаимодействия атмосферы и океана в Северной Атлантике, а также последующего обратного влияния на процессы в Арктике и Евразии.

### Исходные данные

Научные работы, посвящённые изучению многолетней изменчивости климатической системы, должны базироваться на анализе большого объёма натуральных данных. В настоящей работе использованы материалы

по морскому льду, сведения о состоянии приземной атмосферы и поверхностного слоя океана, различные макроциркуляционные индексы. Кроме того, рассмотрены натурные данные и результаты их анализа, накопленные в научных и оперативных подразделениях Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). В последние годы значимым источником таких данных стали общедоступные сайты различных институтов и международных исследовательских программ [17, 30, 46].

**Данные по морскому льду.** В ААНИИ создан уникальный архив данных о ледовых условиях в морях Северного Ледовитого океана. Основу архива составляют карты ледовой обстановки. Для 1936–1978 гг. использовались материалы ежемесячных ледовых разведок. После запуска искусственных спутников Земли карты начали составлять на основе дешифрации спутниковых снимков. В результате были получены многолетние ряды средних за декаду (10 дней) и месяца данных о площадях льда в морях Северного Ледовитого океана с 1936 г. по настоящее время. Основываясь на этих же картах, сотрудник ААНИИ И.Д. Карелин создал уникальный архив данных о средних за декаду линейных размерах и площадях всех запирающих полыней морей сибирского шельфа. Сведения о площадях полыней представлены двумя наборами данных. Первый получен И.Д. Карелиным на основании обработки карт ежемесячных ледовых разведок за 1936–1978 гг.; второй набор представляет собой временной ряд ежедекадных значений ширины, протяжённости и площади запирающих полыней с 1979 по 2011 г. Последние данные получены уже путём обработки ежедекадных ледовых карт, построенных на базе спутниковых снимков. Точность их соответствует требованиям для исследований глобального, синоптического и регионального масштабов. При средней ширине полыней 20–60 км относительная ошибка измерений не превышает 5–15%. Объединение двух массивов данных в один временной ряд правомочно, так как при выполнении ледовых разведок в зимние месяцы запирающим полыням уделялось особое внимание, а их ежемесячное картирование отличалось большой точностью.

В отдельных случаях привлекались данные о ежедневных значениях площадей льда со сплочённостью 50–80% на основе массива ежедневных распределений общей сплочённости по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду. Они были подготовлены сотрудником ААНИИ В.М. Смоляницким. Для получения оценок ледовитости на основе данных спутниковых систем пассивного микроволнового зондирования SSMR–SSM/I–SSMIS в Мировом центре данных по морскому льду (МЦД МЛ) ААНИИ используются архивные [36, 43] и квазиоперативные [45, 46] (с задерж-

кой 1–2 дня) ежедневные матрицы (поля распределения) оценок общей сплочённости Северной полярной области (севернее 45° с.ш.) по алгоритму NASATEAM за период с 26 октября 1978 г. по настоящее время, копируемые с сервера National Snow and Ice Data Center.

Результаты расчётов ледовитости Северной полярной области и отдельных регионов доступны также на сервере МЦД МЛ ААНИИ (<http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/>). Оценка квантилей распределения общей сплочённости 5% и 50% (медиана) выполнена на основе совмещённого месячного массива ледовых карт проекта Всемирной метеорологической организации «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за 1945–2004 гг. (содержит данные ААНИИ за 1945–1992 гг., Национального ледового центра США за 1972–2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968–1998 гг.). Среднемесячные значения общей сплочённости для 2007–2011 гг. рассчитаны на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплочённости по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду [46]. Исходная информация доступна на сервере Международного центра данных по морскому льду по следующим адресам: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (карты ААНИИ); <http://wdc.aari.ru/datasets/d0031> (карты Канадской ледовой службы); <http://wdc.aari.ru/datasets/d0032> (карты Национального ледового центра США).

**Данные о термохалинных параметрах водных масс в Гренландском море и Северной Атлантике.** Многолетние ряды средней за холодный (ноябрь–май) и тёплый (июнь–октябрь) сезоны солёности вод Гренландского моря за 1950–2000 гг. получены в рамках российско-норвежского сотрудничества. Кроме того, использованы многолетние ряды термохалинных характеристик с 1950 г. по настоящее время, полученные на основе выборки данных из Международной базы данных WOD09. Для анализа привлекались материалы по следующим районам Гренландского моря и Северной Атлантики: районам проливов Фрама, Датского и Фареро-Шетландского; районам в окрестностях южной части Гренландии, о. Ньюфаундленд, полигона «Купол»; на акватории моря Лабрадор. Получены выборки данных в окрестностях «Кораблей погоды» А–D, I и M. Ряды за период 1950–2011 гг. получены А.Д. Федоровой под руководством авторов на основании выборки из Международной базы данных WOD09 с привлечением оперативных материалов по дрейфующим буям ITP и ARGO. Данные для буёв ITP доступны на сайте Океанографического института в Вудсхоле, США (Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA USA <http://www.whoi.edu/itp>), а для буёв ARGO – на сайте <http://www.coriolis.eu.org>. Выполнены отбраковка

дублей, экспертная оценка «выбросов» и статистический анализ рядов.

**Данные о температуре воздуха.** Для анализа изменений температуры в регионе морей сибирского шельфа обрабатывались материалы из архива данных отдела долгосрочных прогнозов (ОДМП) ААНИИ. Пространственное положение средних за месяц аномалий температуры воздуха получено в Центре ледовой и гидрометеорологической информации (ЦЛГМИ) «Север» путём обработки срочных карт приземной температуры на Северном полушарии. Результаты анализа карт аномалий приземной температуры воздуха за последние годы приводятся в ежеквартальных и ежегодных обзорах [12, 13]. Ряды осреднённых по широтным кругам данных и их аномалий с 1948 по 2009 г. построены авторами на основании сеточного архива NCEP (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/ncep.reanalysis/surface>).

**Данные о климатических индексах.** Данные о климатических индексах Вангенгейма–Гирса, отражающих макроциркуляционные процессы, также получены нами в ОДМП ААНИИ; в последние годы они публикуются в ежеквартальных и ежегодных обзорах [12, 13]. По классификации Вангенгейма–Гирса, для Атлантико-Евразийского сектора полушария выделяют три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды – W (западная) форма циркуляции; два меридиональных процесса с волнами большой амплитуды – С (меридиональная) и E (восточная) формы циркуляции [6–8]. Информация об изменениях зимнего (среднего за декабрь–март) индекса Северо-Атлантического колебания (NAO) получена нами на сайте <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/nao.stat.winter.html>.

#### **Механизм и движущие силы автоколебаний в климатической системе**

Наиболее мощный генератор отрицательных обратных связей в климатической системе Северной полярной области – морской лёд и пресноводный сток из Северного Ледовитого океана в Атлантику. Известно, что сохранение морских льдов в океане обеспечивается наличием в нём чрезвычайно устойчивого поверхностного распресснённого слоя воды, который формируется под влиянием летнего таяния льдов, атмосферных осадков, речного стока, а также обмена льда и воды через североатлантические проливы. Существование мощного, устойчиво стратифицированного слоя поверхностных вод всегда будет способствовать формированию льда при отрицательных температурах воздуха. При этом, чем более распресснён поверхностный слой, тем меньшее выхолаживание требуется для начала ледообразования, тем южнее может опуститься граница распространения морских

льдов в Северной Атлантике [11, 12]. Влияние периодических «выбросов» пресноводных аномалий из Северного Ледовитого океана чрезвычайно велико, поэтому изучение этого процесса – важнейшая задача современной климатологии.

За последние 50 лет в Северной Атлантике отмечены пять значимых аномалий распределения поверхностных вод. В иностранной литературе трём из них присвоено собственное имя – Великая соленосная аномалия (ВСА) [32–34, 37, 38]. По нашему мнению, такому названию отвечает только ВСА-1970-х, или, что более точно, ВСА-1960-70-х. Две другие аномалии назовём просто «соленосная аномалия» (СА). Таким образом, выделяются ВСА-1960-70-х, СА-1980-х и СА-1990-х годов. ВСА-1960-70-х впервые отмечена к северу от Исландии весной 1962 г. Как показано в работах Р. Диксона и др. [37, 38], ядро ВСА-1960-70-х прослеживалось в пределах субарктического круговорота в течение более десяти лет – с 1965 по 1976 г. На завершающем этапе циркуляция аномалии ВСА-1960-70-х отмечалась с 1973 по 1980 г. Диксон описал это явление как одно из наиболее резко и продолжительно влияющих на изменения климата океана в XX в. [38]. Отмечается, что появлению аномалии способствовало увеличение площади льдов Восточно-Гренландского ледового пояса, и делается вывод, что сигнал распределения пришёл из Арктического бассейна через пролив Фрама.

В работах И. Белкина и соавторов [32–34] сделан анализ продвижения СА-1980-х и СА-1990-х. Ядро СА-1980-х циркулировало в области субполярного круговорота с 1982 по 1988 г. Пресноводная аномалия последовательно выявлена в областях Западного Гренландского (1982 г.) и Лабрадорского течений (1983 г.), вблизи зоны разломов Чарли–Гиббса (1984–1985 гг.) и, наконец, у южного побережья Исландии (1985–1988 гг.) [32]. Анализируя продвижение СА-1980-х, И. Белкин с соавторами [34] делает вывод, что данная аномалия сформировалась в результате чрезвычайно холодной зимы 1982/83 г. в пределах района море Баффина – море Лабрадор с незначительным притоком пресной воды из Арктического бассейна через проливы Канадского архипелага. СА-1990-х наблюдалась в Северной Атлантике с 1989 по 1993–1995 гг. В работе [34] показано, что новая пресноводная аномалия сформировалась в суровую зиму 1990/91 г. также в районе море Баффина – море Лабрадор. Основываясь на том, что в данном районе сформировались две эти аномалии, авторы статей [32, 34, 35] делают вывод о ключевой роли района море Баффина – море Лабрадор в их генезисе.

Однако исследования авторов настоящей статьи [21–29] показывают, что генезис СА-1980-х и СА-1990-х имеет, по крайней мере, ещё две причины – вынос распреснённых вод и льдов из Арктического

бассейна через пролив Фрама и рециркуляция предшествующей соленосной аномалии в пределах субарктического круговорота и Северо-Европейского бассейна. Для иллюстрации арктического происхождения соленосных аномалий обратимся к рис. 1, на котором приведена схема зарождения и распространения климатически значимых аномалий солёности в соответствии с авторской гипотезой. Ещё в 2007 г. одним из авторов этой статьи – А.В. Поповым была сформулирована гипотеза о формировании дальних обратных связей в климатической системе полярной и умеренной зон Северного полушария. Приведём суть гипотезы.

Увеличенные/уменьшенные относительно нормы полыньи продуцируют увеличенные/уменьшенные объёмы молодых льдов. Эти льды аккумулируют пресную воду материкового стока [23–26]. В результате перемещения новых льдов в пределах Северного Ледовитого океана, наряду с многократными циклами ледообразования/таяния, формируются области аномального распределения поверхностных вод [25–28]. В силу особенностей динамики поверхностных вод океана аномалии, образованные в отдельных полыньях, объединяются в обширные области аномального распределения. Через время, названное нами «временем добегания», пресноводная аномалия достигает Гренландского моря и Северной Атлантики и далее, через ледовитость Гренландского моря и площади ледового пояса в Северо-Западной Атлантике, влияет на изменения атмосферной циркуляции в холодный период года. Изменение макроциркуляционных процессов вызывает угнетение полыней в зимний сезон, что приводит к увеличению площади льдов в летний период [21] и понижению приземной температуры в холодный период года в регионах соответствующих морей.

### Полученные результаты и их обсуждение

На рис. 1, а показаны пути распространения соленосных аномалий от момента зарождения в полыньях морей сибирского шельфа до районов активного воздействия на атмосферу в зонах климатических океанических фронтов в Северной Атлантике, а также рециркуляция этих аномалий в субарктическом круговороте и Северо-Европейском бассейне (пунктирные линии). Наиболее активно атмосфера и океан взаимодействуют в зонах океанических фронтов: в Датском проливе, где встречаются холодные распреснённые воды Восточно-Гренландского течения и воды тёплого течения Ирмингера; в районе о. Ньюфаундленд, где встречаются тёплые высокосолёные воды Гольфстрима и холодные распреснённые воды Лабрадорского течения. Значимое обострение фронтов происходит при адвекции в эти районы аномально холодных и распреснённых вод. Отметим, что в район



о. Ньюфаундленд поступление аномалий возможно не только через Гренландское море, но и через проливы Канадского Арктического архипелага. Поэтому при анализе экспансии пресных вод в солёносные аномалии 2010-х годов необходимо учитывать, что в последние два года происходит интенсивное накопление пресных вод в области антициклонического круговорота в море Бофорта [11, 12].

Как видно на рис. 1, а, «время добегания» аномалий до пролива Фрама от полыней Карского моря составляет 2–4 года, моря Лаптевых – 4–5 лет, Восточно-Сибирского и Чукотского морей – 5–7 лет. Наши оценки несколько отличаются от оценок, полученных Н.А. Волковым и З.М. Гудковичем в 1967 г., – 1–2, 2–3 и 3–4 года соответственно [4]. Отличия обусловлены колебаниями интенсивности основных течений в Арктическом бассейне: в последние десятилетия трансарктический дрейф ослаблен по сравнению с 1960–70-ми годами. Кроме того, удлинился путь движения аномалий вследствие смещения оси трансарктического дрейфа в сторону Канады и Гренландии.

На рис. 1, б приведён график изменения во времени аномалий суммарных за февраль–май площадей заприпайных полыней моря Лаптевых. Выделены периоды, когда, по нашему мнению, в результате аккумуляции пресной воды речного стока морскими льдами, образованными в экстремально больших полынях, зарождались климатически значимые аномалии. Эти периоды даны в таблице на врезке рис. 1, б. Аналогичный график изменения во времени аномалий суммарных за апрель–май площадей заприпайных полыней Карского моря и периоды приведены на врезке рис. 1, в.

Как показали наши более ранние исследования [21–29], на формирование ВСА-1960–70-х сильнее всего повлияли процессы ледообразования в заприпайных полынях моря Лаптевых в 1959–1964 гг. Исследование многолетних рядов данных о площадях полыней (методика получения этих рядов описана выше) позволило установить периоды их аномального развития. Так, в феврале и марте 1959 г. площадь северо-восточной Таймырской полыни превысила норму в 4,2 раза, площади остальных полыней были больше нормы более чем вдвое. Суммарная площадь всех заприпайных полыней моря Лаптевых в марте 1962 г. была выше нормы в 5,3 раза, а апреле 1961 г. – в 4,6 раза. Наличие открытой воды и низкие температуры (по данным ОДМП ААНИИ аномалия температуры воздуха составила  $-2^{\circ}\text{C}$ ) привели к формированию значительных объёмов льда, который аккумулировал пресную воду материкового стока и постоянно выносился на подветренную сторону полыни. В результате в этих полынях сформировалась значимая аномалия солёности поверхностных вод.

Анализируя аномалии солёности, необходимо помнить, что существуют два вида аномалий: положительная аномалия солёности формируется в результате осолонения вод при ледообразовании и перемещается далее в промежуточных и придонных слоях; пресноводная аномалия образуется за счёт аккумуляции пресной воды речного стока и выноса морскими льдами. Перенос аномалии в Гренландское море вызвал и появление первых признаков Великой солёносной аномалии в районе Датского пролива в 1962 г., и выход ядра ВСА-1960–70-х в Гренландское море и Северную Атлантику в 1965–1968 гг. На формирование ядра ВСА-1960–70-х значительно повлияли процессы ледообразования в Обь-Енисейской заприпайной полынье, площадь которой в мае 1961 г. превысила норму в 7 раз. Как видно из рис. 1, в, СА-1980-х и СА-1990-х годов генетически также связаны с экстремально развитыми полынями морей Карского и Лаптевых. На формирование СА-1990-х могли повлиять полыни Восточно-Сибирского моря. В холодный сезон 1989/90 г. площадь восточной Новосибирской полыни превысила норму в 11 раз. В последние 10–15 лет полыни морей сибирского шельфа стали особенно велики. За это время можно выделить два периода экстремального развития полыней. Первый из них, в море Лаптевых, начался в 1994 г. и закончился в 2004 г.; в Карском море этот период продолжался с 1995 по 2005 г. Во время второго периода (начало 2005 г.) в море Лаптевых отмечены самые большие за всю историю наблюдений площади полыней. Суммарная площадь Анабаро-Ленской полыни в мае 2007 г. составила 181,1 тыс. км<sup>2</sup>, что в 5 раз превысило климатическую норму. В Карском море этот период начался в 2006 г. Здесь экстремально развитые полыни отмечены в холодные сезоны 2006/07 и 2010/11 гг. Согласно авторской концепции, период экстремального развития полыней в море Лаптевых уже закончился, а в Карском море он продлится ещё несколько лет.

Как показано в наших работах [24, 26], ледопродуктивность квазипостоянных полыней при их значительном развитии может быть намного больше ледопродуктивности всего моря, рассчитанной без учёта выноса льда при спокойном нарастании до равновесной толщины. В.Ф. Захаров называл полыни «фабриками льда» [13]. Оценки объёмов льда, образованных в полынях морей сибирского шельфа, и объёмов пресной воды, которые аккумулируются в этих льдах, позволяют утверждать, что в заприпайных полынях формируются климатически значимые аномалии солёности. Генезис, эволюция и динамика этих аномалий формируют дальние обратные связи в климатической системе [24–28]. Выход распреснённых поверхностных вод и льдов в Гренландское море увеличивает

Восточно-Гренландский ледовый пояс и смещает на юг полярный фронт в атмосфере, что, в конечном счете, сдвигает максимум треков атлантических циклонов в область средних широт.

Пространственно-временные разрезы солёности и температуры в северной части Восточно-Гренландского течения в зимний период приведены на рис. 1, *г, д*. Они построены по осреднённым результатам наблюдений в холодный период года (октябрь–май). Источник данных приведён ранее. Как видно из рис. 1, *а*, через пролив Фрама в потоке Восточно-Гренландского течения прошли все известные до сих пор солёносные аномалии: ВСА-1960-70-х, СА-1980-х и СА-1990-х [32–34, 37, 38]. На этом же рисунке можно увидеть ещё два периода, когда через пролив Фрама прошла аномально пресная поверхностная водная масса: первый начался в 1999 г., имел ярко выраженное ядро в 2001–2003 гг. и завершился в 2008 г.; второй начался в 2009 г., и, вероятно, его ядро проследует через пролив Фрама в 2010–2014 гг. Такое предположение базируется на гипотезе авторов о зарождении солёносных аномалий в экстремально развитых заприпайных полыньях и переносе этих аномалий в Гренландское море и Северную Атлантику [23–28]. Максимального развития полыньи Карского моря достигли в холодные сезоны с 2006 по 2008 и в 2010 гг. В море Лаптевых максимальные за весь период исследования площади полыней отмечены в холодные сезоны с 2007 по 2010 г. Пока аномалии 2000–2010-х гг. ещё не отражены в научной литературе.

Как видно из рис. 1, *г* и анализа временных рядов солёности в западной части пролива Фрама, ядро аномалии ВСА-1960-70-х прошло через пролив Фрама в 1965 г. Солёность в ядре на горизонте 50 м составила 32,19 psu при фоновых значениях 34,3–34,67 psu. В 1981 г. ядро распреснённых вод наблюдалось также на горизонте 50 м, солёность в нём составила 31,84 psu при фоновых значениях 34,53 psu. Ядро СА-1990-х располагалось на горизонте 50 м; солёность в ядре равнялась 32,11 psu при фоновых значениях 34,76 psu. Аномалии 2000-х и 2010-х годов отличались от предшествующих тем, что их ядро находилось на поверхности. Солёность в ядре аномалии 2000-х годов составляла 32,27 psu при фоновых 34,19 psu. Аномалия 2010-х годов уже при самом зарождении (2010 г.) имела крайне низкую солёность – 29,91 psu, причём эта аномалия прослеживается до глубины 200 м, где солёность равна 34,05 psu. В целом, фоновые значения солёности поверхностных вод за период исследований существенно уменьшились.

Мы описали прохождение солёносных аномалий в северной части Восточно-Гренландского течения. Как видно из рис. 1, *д*, солёносным аномалиям соответствуют отрицательные термические аномалии.

В ядрах аномалий температура очень низкая: от –1,7 до –1,83 °С. Кроме отрицательных аномалий температуры, на рис. 1, *д* отмечаются положительные аномалии. За период исследований воды с положительными температурами дважды достигали подповерхностного слоя (1974–1977 гг.) и даже выходили на поверхность (1998–2000 гг.). Появление воды с положительными температурами в зимний период в западной части пролива Фрама может быть связано только с рециркуляцией атлантических вод в Гренландском море. При этом распространение таких вод, по-видимому, стимулирует распреснение поверхностных вод в данном районе и усиливает солёносную пресноводную аномалию. Совпадение солёносных (халинных) и термических аномалий позволяет нам говорить о термохалинных аномалиях.

На рис. 1, *е* в первой графе таблицы отражено время прохождения соответствующих термохалинных аномалий через Датский пролив – даны годы, когда были зафиксированы первые проявления той или иной аномалии; во второй графе – годы прохождения в том или ином районе ядра аномалий; в третьей графе – годы завершающего этапа аномалии. ВСА-1960-70-х, СА-1980-х, СА-1990-х [32–34, 37, 38] и СА-2000-х годов (данное исследование) уже прошли пролив, а для аномалии 2010-х отмечается только начальный этап. Время прохождения ядра и окончания аномалии 2010-х оценено, исходя из расчётов, выполненных в соответствии с гипотезой, изложенной ранее [24–28, 49, 50]. На рис. 1, *ж* приведена таблица, в которой показано время прохождения всех этапов соответствующих термохалинных аномалий в районе шельфа о. Ньюфаундленд.

Чтобы показать, что СА-1980-х и СА-1990-х частично сформировались вследствие рециркуляции предшествующей аномалии, при анализе распространения солёносных аномалий мы рассмотрели продвижение не только ядра, но и начальных, и завершающих проявлений аномалий. На рис. 1, *е–з* представлены данные о времени циркуляции солёносных аномалий от Датского пролива и далее в пределах субполярного круговорота. Как видно из таблиц этого рисунка, приход ядра в 1976 г. и завершающих проявлений ВСА-1960-70-х в 1980 г. в потоке течения Ирмингера совпадает с первым проявлением и началом переноса ядра СА-1980-х. Окончание циркуляции в пределах субполярного круговорота СА-1980-х совпадает с первыми проявлениями СА-1990-х. Учитывая начальные и завершающие проявления, солёносные аномалии находятся в Северной Атлантике значительно большее время, чем приведено в работах [32–34, 37, 38]. Как видно из таблиц (см. рис. 1, *е–з*), рециркуляция аномалий в пределах субполярного круговорота занимает от 5 до 7 лет. Время достижения аномалиями, образованными

ми в полыньях Карского моря, зон активного циклогенеза составляет от 3 до 5 лет для первой зоны (Датский пролив) и от 5 до 9 лет для второй зоны (фронт Гольфстрима в районе о. Ньюфаундленд).

Для аномалий, сформированных в полыньях моря Лаптевых, это время составляет от 4 до 5 лет для первой из них и от 7 до 9 лет для второй. Оценки времени достижения зон активного циклогенеза весьма важны, так как именно в период прохождения термохалинной аномалией этих зон проявляется эффект обратной связи – возникшие в атмосфере возмущения начинают очень быстро влиять на заприпайные полыньи. Начинается их деградация. Спектральный анализ временных рядов данных о площадях полыней морей Лаптевых и Карского позволил выявить значимые максимумы спектральной функции на периодах 5–7 лет для моря Лаптевых и 2,5–7 лет для Карского моря.

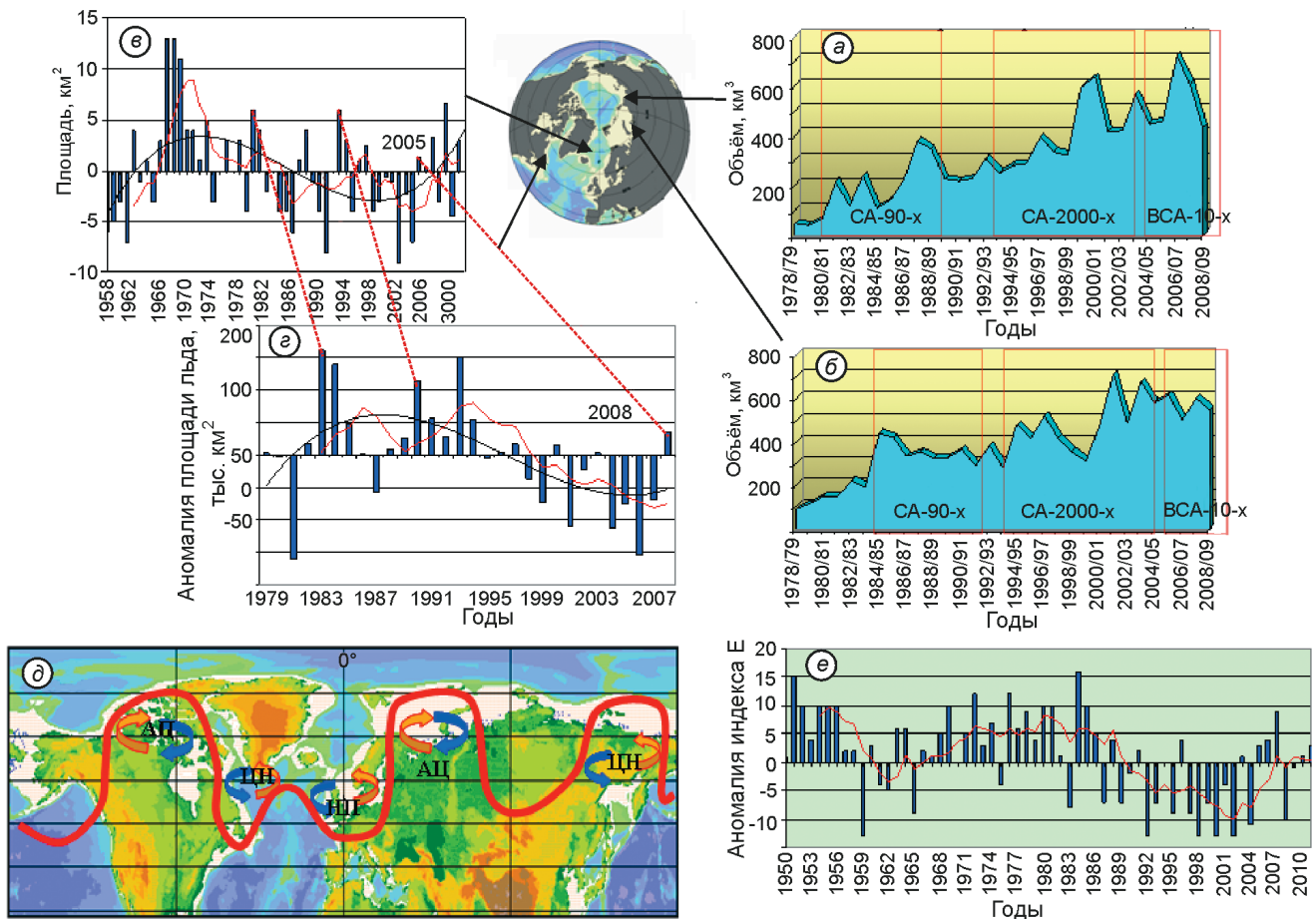
Рассмотрим, каким образом экспансия пресных вод на акваторию Гренландского моря и Северной Атлантики влияет на значимые изменения климата. В работах [24, 28, 50] приведены результаты кросс-корреляционного анализа, согласно которому распреснение поверхностных вод в Восточно-Гренландском и Ян-Майенском течениях наступает через 2–4 года после увеличения ледопродуктивности заприпайных полыней Карского моря. Коэффициент корреляции рядов интегральных аномалий составляет  $-0,77 \div -0,94$ . На рис. 2, а, б приведены графики изменения во времени суммарных объёмов льда, образованного за холодный сезон (ноябрь–май) в полыньях морей Лаптевых и Карском. Методика получения оценок изложена в работах [23, 25].

При сравнении рис. 1, б–д и рис. 2 а–в видно, что увеличение площади полыней отражается на росте объёма льда, образованного в них, и далее приводит к понижению солёности и температуры поверхностных вод Восточно-Гренландского течения. В свою очередь, уменьшение солёности поверхностных вод в Восточно-Гренландском течении увеличивает ледовитость Восточно-Гренландского ледового пояса. Коэффициент корреляции между изменением солёности поверхностных вод в Восточно-Гренландском течении и изменением ледовитости Гренландского моря колеблется от  $-0,65$  до  $-0,87$ . На рис. 2, в дана диаграмма межгодовой изменчивости аномалий средней за октябрь ледовитости Гренландского моря. Хорошо видно, что первые проявления аномалии наблюдались в 1962 г., а ядро ВСА-1960-70-х прошло Гренландское море в 1966–1973 гг. Здесь также видны проявления СА-1980-х – увеличение ледовитости с 1976 по 1981 г. и СА-1990-х – рост ледовитости с 1993 по 1997 г. Следует отметить первые проявления выхода новой аномалии – ВСА-2010-х. Они наиболее заметны по увеличению площади льда в

Гренландском море в холодные сезоны ряда последних лет. Данные исследования [16] показывают, что в январе и феврале 2011 г. приращение медианных значений ледовитости морей для сектора  $45^\circ$  з.д. –  $95^\circ$  в.д. относительно нормы за 2001–2011 гг. составило 166,9 и 91,1 тыс. км<sup>2</sup> соответственно. Отметим, что пока ледовитость Гренландского моря существенно ниже, чем в 1960-70-е годы. Очевидно, это связано с повышенным температурным фоном. Однако, по нашему мнению, развитие атмосферных процессов, обусловленное экспансией пресных вод в Северную Атлантику, будет происходить таким образом, что температура воздуха в данном регионе будет постепенно понижаться.

В Датском проливе, в области гидрологического фронта взаимодействия арктических поверхностных и атлантических вод, расположена первая область активного взаимодействия атмосферы и океана. Попадая в этот район, термохалинная аномалия способствует резкому увеличению площади морских льдов. Взаимосвязь изменений солёности поверхностных вод в Восточно-Гренландском течении и изменений ледовитости Гренландского моря характеризуется коэффициентами корреляции от  $-0,65$  до  $-0,87$ . При этом, как показано в [13, 39], льды Восточно-Гренландского ледового пояса в области, расположенной южнее  $75^\circ$  с.ш., на 40% состоят из льдов выноса и на 60% – из местных льдов. В зоне контакта морских льдов и атлантических вод течения Ирмингера формируется область резкого температурного контраста подстилающей поверхности, а в прикромочной зоне значительно возрастает турбулентный поток тепла из океана в атмосферу, поэтому здесь образуется зона активного циклогенеза [40, 42]. Таким образом, в районе Датского пролива и несколько южнее него происходит первое значимое влияние термохалинных аномалий на атмосферные процессы.

Продвижение термохалинной аномалии в пределах субполярного круговорота подтверждается при анализе данных о поверхностной температуре и солёности на различных участках круговорота. В табл. 1, 2 даны сроки наступления и значения аномалий температуры и солёности в районе «Кораблей погоды» А и В. Как видно из табл. 1, проявление СА-2000-х и ВСА-2010-х выразилось в значительном понижении температуры и солёности в районе, расположенном к югу от Датского пролива. В последней графе этих двух таблиц показана максимальная амплитуда изменений параметров в ряду за 1960–2011 гг. Видно, что они достигают более 50% амплитуды. Интересен тот факт, что температура и солёность в глубинных слоях растут, что связано с прекращением образования донных вод в Гренландском море и море Лабрадор в результате блоки-



**Рис. 2.** Графики изменения во времени суммарных объёмов льда, образованного за холодный сезон (ноябрь–май) в полыньях морей Лаптевых (а) и Карском (б); диаграммы аномалий ледовитости Гренландского моря (в) и аномалий площади льда моря Лабрадор (г); схема положения высотной фронтальной зоны (536 гПа) при процессах восточной меридиональной формы макроциркуляции E (д) и график изменения аномалии индекса макроциркуляции E (е)  
**Fig. 2.** Graphs of summary ice volumes produced in cold season (November–May) in flaw polynyas of Laptev Sea (a) and Kara Sea (б); diagrams of anomalies of ice cover variability in Greenland Sea (в) and Labrador Sea (г); scheme of altitude frontal area (536 hPa) during east meridian form of macrocirculation E (д) and graph of variability of anomaly of index E (е)

ровки глубокой конвекции распределением поверхностного слоя [20, 48]. Одно только это говорит о климатическом значении начавшихся изменений. В табл. 2 видны изменения температуры и солёности, соответствующие аномалиям СА-2000-х и ВСА-2010-х. Изменения термохалинных параметров, отмечавшиеся при прохождении ВСА-1960-70-х, вполне сравнимы с отклонениями солёности и температуры (особенно), возникшими в результате СА-2000-х и ВСА-2010-х. Как и в районе «Корабля погоды» А, отмечается оппозиция направленности изменений на поверхности и в глубинных слоях.

По мере продвижения аномалии вдоль восточного и западного побережий Гренландии, вдоль п-ва Лабрадор и шельфа о. Ньюфаундленд увеличиваются площади льда. На рис. 2, г приведена диаграмма межгодовой изменчивости аномалий сред-

них за март площадей морского льда в районе п-ва Лабрадор за период спутниковых наблюдений с 1978 по 2008 г. Источники данных о площади льда в Гренландском море и море Лабрадор приведены в разделе «Исходные данные». На врезках рис. 1, е, ж, на рис. 2, в, г и в табл. 1, 2 легко увидеть, что площадь морского льда в районе побережья п-ва Лабрадор возрастает через 3–5 лет после увеличения ледовитости в Восточно-Гренландском ледовом поясе. Максимальные коэффициенты корреляции, характеризующие взаимосвязь этих рядов, варьируют от 0,50 при сдвиге в 3 года до 0,69 при сдвиге в 4 года. Взаимосвязь указанных рядов нарушается из-за поступления распределённых вод в район п-ва Лабрадор через проливы Канадского архипелага. Важно отметить, что первые проявления ВСА-2010-х, выразившиеся в увеличении ледовитости

Таблица 1. Сроки наступления (числитель) и значения аномалий температуры в рсу и солёности в °С (знаменатель) в районе «Корабля погоды» А ( $\varphi = 62$  с.ш.,  $\lambda = 33$  в.д.)

Горизонт, м	Начало	Экстремум	Разница	Амплитуда
<i>Лето – солёность</i>				
0	2005/35,05	2010/34,86	-0,19	0,38
500	2005/35,05	2008/34,95	0,10	0,17
<i>Лето – температура</i>				
0	2003/10,43	2008/7,32	-3,11	5,67
100	2004/7,34	2009/5,83	-1,51	3,23
500	2005/5,97	2009/4,63	-1,34	2,31
1000	2006/4,06	2007/3,77	-0,29	0,82
2000	1997/3,00	2010/3,58	0,58	0,58
<i>Зима – солёность</i>				
0	2003/34,97	2004/34,87	-0,10	0,28
0	2010/35,07	2011/34,94	-0,13	0,28
<i>Зима – температура</i>				
0	2004/7,28	2006/5,49	-1,79	2,97
0	2008/7,64	2009/5,43	-2,21	2,97
2000	2002/3,13	2009/3,42	0,29	0,42

Гренландского моря в 2005, 2007 и 2010 гг., нашли отражение в увеличении площади льда в районе п-ва Лабрадор в 2008 и 2011 гг. [16], а в проливе Девиса – в конце 2011 г. Согласно данным [16], в ноябре 2011 г. площадь льда в проливе Девиса возросла на 18,6 тыс. км<sup>2</sup> (на 21,6%) относительно средней за 2001–2011 гг. и на 170,3 тыс. км<sup>2</sup> (66,3%) относительно 2010 г.; в декабре 2011 г. увеличение составило 38,8 и 164,2 тыс. км<sup>2</sup> соответственно.

В районе о. Ньюфаундленд расположен один из самых значимых океанических фронтов, так как именно здесь встречаются тёплые высокосолёные воды Гольфстрима и холодные распреснённые поверхностные арктические воды. Здесь, как и в районе Датского пролива, происходит интенсивное взаимодействие атмосферы и океана, в результате которого формируется зона активного циклогенеза [18, 40, 42]. В декабре 2009 – январе 2010 гг. по ежедневным данным SSMR-SSM/I [16] отмечено резкое увеличение площади морского льда в районе о. Ньюфаундленд. Такой рост мы связываем с выходом в данный район солёной аномалии. Субполярный гидрологический фронт максимально обостряется в холодный сезон, когда тёплые воды Гольфстрима оказываются в непосредственной близости от ледового пояса Ньюфаундленда. Появление льда в зоне контакта значительно усиливает гидрологический фронт. Резкое изменение площади ледового пояса, который простирается на юг существенно дальше своего нормального положения, должно значительно повлиять на изменения в циркуляции атмосферы. В работе [1] доказыва-

Таблица 2. Сроки наступления (числитель) и значения аномалий солёности в рсу и температуры в °С (знаменатель) в районе «Корабля погоды» В ( $\varphi = 56,3$  с.ш.,  $\lambda = 51$  в.д.)

Горизонт, м	Начало	Экстремум	Разница	Амплитуда
<i>Лето – солёность</i>				
0	1961/34,70	1971/33,92	-0,78	0,88
100	1967/34,83	1971/34,51	-0,32	0,33
1000	1971/34,91	1974/34,83	-0,07	0,09
2000	1961/34,86	1970/34,95	0,09	0,12
0	2005/34,58	2008/34,26	-0,32	0,88
2000	1996/34,83	2008/34,90	0,07	0,12
<i>Лето – температура</i>				
0	1966/8,08	1972/5,34	-2,74	5,19
100	1965/4,22	1970/2,96	-1,26	1,73
1000	1971/3,77	1974/3,19	-0,58	0,91
2000	1954/3,19	1972/3,57	0,38	0,74
0	2006/10,11	2009/7,83	-2,28	5,19
2000	1996/2,82	2010/3,39	0,57	0,74
<i>Зима – солёность</i>				
0	1967/34,77	1971/34,34	-0,43	0,46
0	2008/34,78	2011/34,63	-0,15	0,46
<i>Зима – температура</i>				
0	1967/4,10	1971/2,64	-1,46	2,75
0	1999/3,64	2001/2,54	-1,10	2,75
0	2005/5,29	2008/3,41	-1,88	2,75
100	1967/3,79	1971/2,34	-1,45	2,65
100	1999/3,37	2001/2,63	-0,74	2,65
100	2003/4,99	2010/3,29	-1,70	2,65
1000	1962/3,45	1971/3,69	0,24	0,86
1000	1995/2,83	2011/3,63	0,80	0,86
2000	1962/3,33	1975/3,59	0,26	0,33
2000	2003/3,10	2011/3,42	0,32	0,33

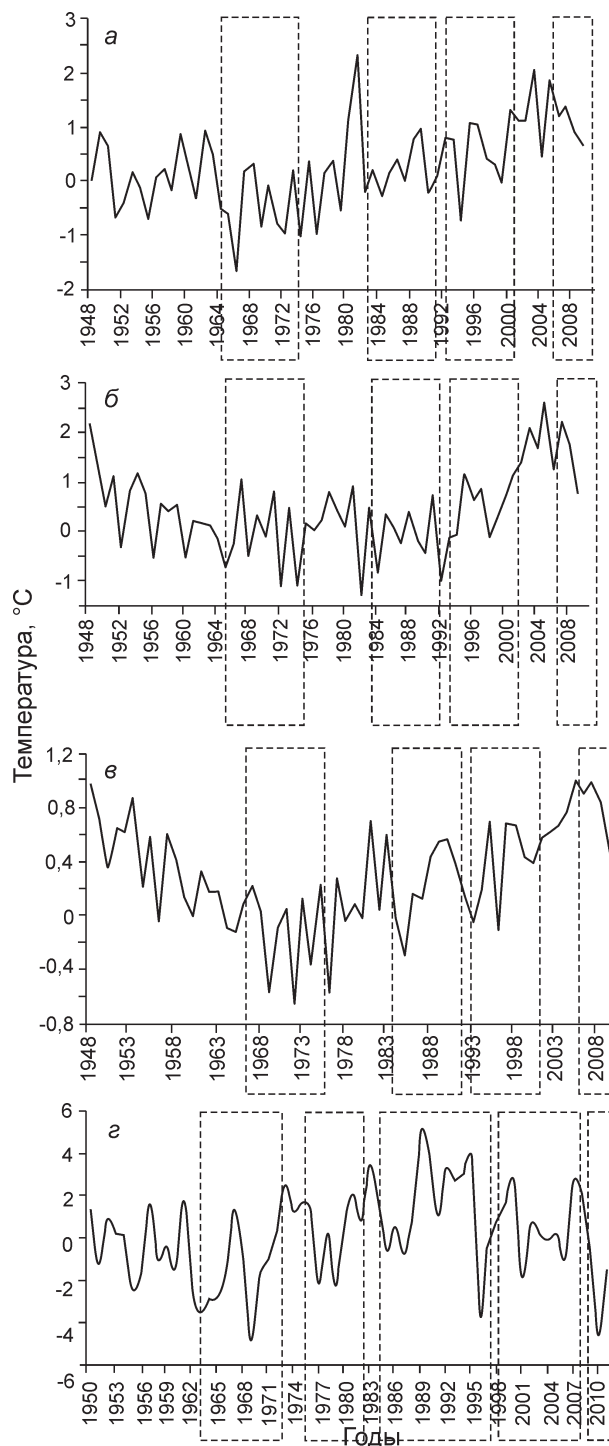
ется, что формирование аномально жаркого лета и аномально холодной зимы в Европе и в Западной Сибири зависит от начальных возмущений в атмосфере, связанных с появлением значимых аномалий температуры в умеренных широтах в северной части Атлантического океана в переходные сезоны.

Продолжительная экспансия распреснённых холодных арктических поверхностных вод в Северную Атлантику сопровождается значительной перестройкой атмосферной циркуляции. Распространение аномалии сопровождается обострением океанических и атмосферных фронтов, а также углублением исландской депрессии, что увеличивает повторяемость процессов восточной формы меридиональной макроциркуляции Е. В практике прогнозов, традиционно принятой в ААНИИ, широко используется теория Вангенгейма–Гирса о макросиноптических процес-

сах. Как показал А.А. Гирс [5–7], процессы восточной формы макроциркуляции **Е** характеризуются максимальным развитием исландского минимума, наличием стационарных волн большой амплитуды в толще тропосферы и меридиональным расположением областей аномалий температуры и давления (см. рис. 2, *д*). Над Европой развивается стационарный антициклон, который блокирует западно-восточное смещение циклонов и обуславливает интенсивное выхолаживание. Наши исследования позволили установить значимую связь изменений площади полыней и индекса восточной формы макроциркуляции **Е**.

Высокие коэффициенты корреляции получены как для синхронной связи, так и для опережающего влияния полыней. Так, взаимосвязь временного ряда данных о площади Обь-Енисейской полыни в марте и индекса **Е** (в апреле) характеризуется коэффициентом корреляции  $-0,72$  при опережающем влиянии полыни на четыре года. На рис. 2, *е* приводится диаграмма изменений во времени аномалий среднего за январь–апрель индекса Вангенгейма–Гирса **Е**. Видно, что всем периодам прохождения солёносных аномалий в Северной Атлантике соответствуют повышенные значения индекса **Е**. Наибольшей повторяемости процессы восточной формы меридиональной циркуляции достигли при прохождении в Северной Атлантике ядра ВСА-1960-70-х в 1968–1979 гг. и СА-1980-х в 1983–1987 гг. Первое проявление ВСА-2010-х, связанное с увеличением ледовитости Гренландского моря в 2005 г., отразилось в том, что впервые за последние годы индекс **Е** значительно превысил норму. Следующий значимый рост индекса **Е** отмечен в январе 2010 г. и феврале 2011 г.

Увеличение меридиональных переносов неизбежно ослабляет зональную циркуляцию, а следовательно, усиливает Сибирский и Арктический антициклоны, т.е. вызывает похолодание как в отдельных районах Арктики, так и в области северных и умеренных широт Евразии. Степень выхолаживания при преобладании процессов макроциркуляции **Е**-формы можно проиллюстрировать графиками изменения во времени аномалий осреднённой температуры (рис. 3, *а–в*). Хорошо видно, что в годы, когда в Северной Атлантике распространялась ВСА-1960-70-х и в атмосфере преобладали процессы восточной меридиональной циркуляции **Е**, в поле приземных температур отмечались наиболее значимые отрицательные аномалии осреднённой за декабрь–март температуры воздуха в диапазоне  $60–69,5^\circ$  с.ш. (см. рис. 2, *е*, рис. 3, *а*). Прохождение СА-1980-х и СА-1990-х отразилось в росте индекса **Е** в феврале и падении осреднённой за декабрь–март температуры воздуха в диапазоне  $60–69,5^\circ$  с.ш. В терминах аномалий температуры это падение составило  $1,6^\circ\text{C}$  для 1981–1985 гг. и  $1,5^\circ\text{C}$  для 1990–1996 гг. В последние несколько лет



**Рис. 3.** Аномалии осреднённой за декабрь–март температуры в диапазоне  $60–69,5^\circ$  с.ш. (*а*), аномалии осреднённой за октябрь–ноябрь температуры в диапазоне  $60–69,5^\circ$  с.ш. (*б*), аномалии осреднённой за год температуры в диапазоне  $46,7–58,1^\circ$  с.ш. (*в*), график осреднённых за декабрь–март индексов САК (*г*)

**Fig. 3.** Anomalies of temperature (averaged from December to May) between  $60–69.5^\circ$  N (*a*); anomalies of temperature (averaged from October to November) between  $60–69.5^\circ$  N (*б*); diagram of anomalies of averaged temperature between  $46.7–58.1^\circ$  N (*в*); diagram of averaged (December–May) index NAO (*г*)

на фоне роста индекса *E* в зоне арктических и умеренных широт наметилась тенденция снижения температуры, по величине сравнимая с уменьшением температуры, которое отмечалось при прохождении аномалий ВСА-1960-70-х, СА-1980-х и СА-1990-х. Снизилась и средняя за декабрь–март температура в зоне 60–69,5 с.ш. (см. рис. 3, *a*): с 2005 г. аномалия температуры уменьшилась на 1,3 °С. Осреднённые за октябрь–ноябрь данные показали ещё более значительное снижение температуры – аномалия уменьшилась с 2,6 °С в 2005 г. до 0,8 °С в 2009 г. (см. рис. 3, *b*). В зоне умеренных широт (46,7–58,1° с.ш.) также отмечается тенденция падения температуры: весной, летом, осенью и в среднем за год температура уменьшается с 2005 г. (см. рис. 3, *в*); в зимний же период падение температуры установлено с 2003 г.

Итак, наметившиеся в последние годы изменения осреднённых по широтным зонам температур по величине сравнимы с падением температур, наблюдавшимся в периоды похолодания. Однако отметим, что распространение аномалии ВСА-2010-х находится на начальном этапе и её проявления наметились лишь слегка. Если сравнивать текущие изменения температуры с её уменьшением в 1960-е годы, то можно сказать, что мы находимся на уровне 1963–1964 гг. (см. рис. 3, *a–в*) и падение температуры будет продолжаться ещё несколько лет. Кроме того, начальные условия изменения температуры в 1960-е годы и в настоящее время существенно отличаются. Как видно из рис. 3, *a–в*, перед началом «похолодания» 1960-х годов аномалии осреднённых по широтным зонам температур были выше (теплее) в среднем на 1 °С, чем в настоящее время.

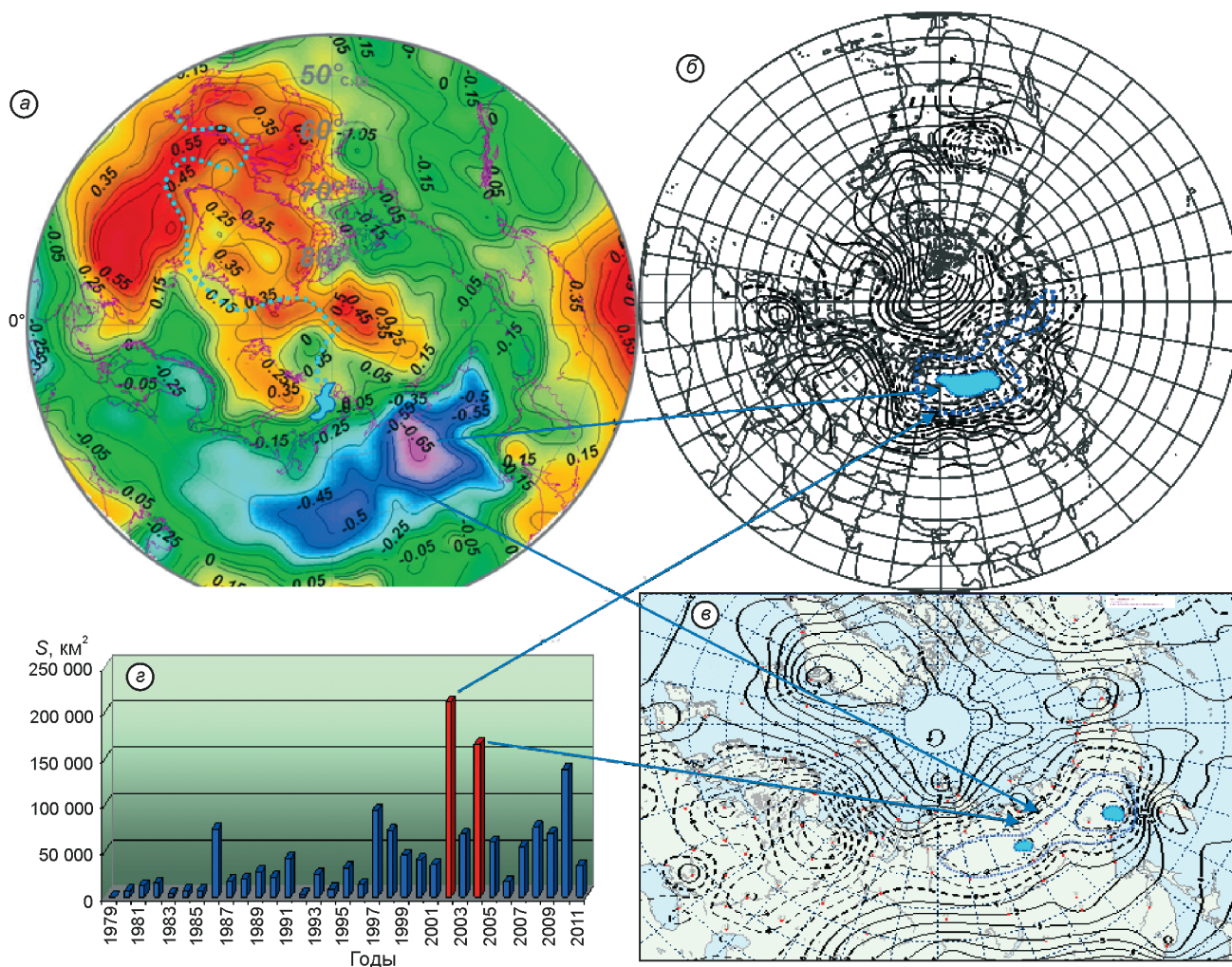
Если проанализировать изменения среднегодовой температуры в отдельных регионах, то можно заметить, что в ряде районов (Атлантический, Северо-Европейский и Западно-Сибирский) в последние 3–4 года аномалии температуры устойчиво снижаются [12]. Как будет показано далее (рис. 4, *b, в*) [11], в отдельные зимние месяцы 2009–2011 гг. на обширных территориях Западной и Восточной Сибири, в районе Ямала, в Северной Европе отмечались отрицательные аномалии приземной температуры от –1 до –10 °С. Таким образом, в последние несколько лет в ряде районов Евразийского континента наметилась отчётливая тенденция похолодания, особенно в зимний период. По мере выхода и распространения в Северной Атлантике ядра ВСА-2010-х следует ожидать ещё более холодных и снежных зим.

Индексы Вангенгейма–Гирса хорошо описывают изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы в Северном полушарии. Однако применимость этих индексов для анализа макроциркуляционных процессов в атмосфере среди научного сообщества ограничена трудами российских исследователей.

В связи с этим рассмотрим, каким образом выход значимых соленосных аномалий проявляется в изменениях одного из самых распространённых климатических индексов – Северо-Атлантического колебания (САК). Индекс САК отражает разность давления между двумя климатическими центрами действия атмосферы – азорского антициклона и исландского минимума. Кроме того, САК связано с аномалиями температуры поверхности Атлантического океана. Хорошо известно, что большинство погодных катаклизмов в Европе во многом определяется именно САК [31, 44]. Оно в значительной степени определяет погоду в большинстве стран Европы в зимний сезон: интенсивность и траектории циклонов и штормов, аномалии осадков и приземной температуры воздуха. В работе [42] показано, что в годы с низкими значениями САК резко возрастает турбулентный поток тепла в районе пролива Девиса и моря Лабрадор. Понижение температуры поверхностных вод в Северной Атлантике, связанное с увеличением площади льдов в прибрежной зоне Гренландии, Лабрадора и Ньюфаундленда отмечено зимой 2009/10 г. Обострение гидрологического фронта в районах контакта холодных распреснённых вод Арктики и тёплых солёных вод Гольфстрима, температура вод которого (по информации Гидрометцентра РФ, <http://meteoinfo.ru/ocean>) в декабре 2009 г. была на 2 °С выше нормы, привело к резкому падению индекса САК (см. рис. 3, *д*). Анализируя временной ряд индекса САК (см. рис. 3, *д*), видно, что минимальные значения индекса были в 1969 г., что соответствует максимальным значениям ледовитости Гренландского моря (см. рис. 2, *в*). Наши исследования показывают, что увеличение ледовитости Гренландского моря вызывает уменьшение индекса САК при опережающем влиянии ледовитости.

В зависимости от месяца года коэффициент корреляции взаимосвязи рядов интегральных аномалий ледовитости и индекса САК изменяется от –0,37 до –0,91 для средних за год значений  $R = -0,85$ . Максимальные коэффициенты корреляции получены для «пограничных» месяцев: окончание весны – апрель–май (–0,84 ÷ –0,85) и начало лета – июнь (–0,91). Именно в эти месяцы ледовитость Гренландского моря в наибольшей степени зависит от солёности поверхностных вод, так как температурный фон в районе Датского пролива в это время таков, что ледообразование чаще всего не происходит и появление льда провоцируется лишь значимым уменьшением солёности, т.е. формируется значительная аномалия температуры поверхности океана. В работе [42] показано, что в годы с низким значением индекса САК в зимний период резко возрастает число глубоких циклонов в районе юго-восточной оконечности Гренландии.

Развитие *E*-формы макроциркуляции определяет угнетение заприпайных полыней. Коэффициент



**Рис. 4.** Карта распределения коэффициентов корреляции площадь Западной Североземельской полыньи – поле температуры за 1979–2009 гг. при сдвиге в 7 лет (а); карты распределения аномалий средних за февраль температур 2009 г. (б) и 2011 г. (в); график суммарных за февраль площадей Центральной Карской и Западной Североземельской полыньи (г)  
**Fig. 4.** Map of correlation coefficient of polynya area and temperature, 7 years shift (a); map of anomalies of mean temperature in February 2009 (b) and 2011 (c); graph of summary areas of Central Kara flaw polynya and West Severozemelskaya polynya (d)

корреляции между площадями полыней и Е-формой изменяется от  $-0,63$  до  $-0,78$ . Максимальные коэффициенты корреляции получены для моря Лаптевых и морей в восточном секторе Арктики. Как отмечается в работе [22], угнетение полыней в зимний период способствует увеличению площади льда в морях сибирского шельфа в летний период; максимальные коэффициенты корреляции изменяются от  $-0,70$  до  $-0,83$ . Проявление ВСА-1960-70-х в Арктике выразилось в том, что с 1964 по 1974 г. площадь морского льда в Карском море в летний период была больше многолетней нормы на 114–274 тыс. км<sup>2</sup>, в море Лаптевых увеличение площади льда в этот период достигало 22–299 тыс. км<sup>2</sup>. Суммарный рост площади льда по всем морям сибирского шельфа составил 101–489 тыс. км<sup>2</sup>.

Анализ данных о площадях морского льда позволил выявить наметившуюся тенденцию увеличения площади льда в последние годы. Так, приращение средней за июль–сентябрь площади льда в Восточно-Сибирском море после абсолютного минимума 2007 г. (площадь льда 198 тыс. км<sup>2</sup>) составило 226 тыс. км<sup>2</sup> к 2010 г. (424 тыс. км<sup>2</sup>) и 242 тыс. км<sup>2</sup> к 2011 г. (440 тыс. км<sup>2</sup>). В Чукотском море увеличение площади за аналогичный период было равно 47 и 21 тыс. км<sup>2</sup> соответственно. В целом, по всем морям сибирского шельфа суммарное увеличение площади льда в августе 2011 г. по сравнению с августом 2007 г. составило 149 тыс. км<sup>2</sup>. По данным [12, 13, 17], в августе–октябре 2011 г. приращение медианных значений ледовитости для сектора  $95^\circ$  в.д. –  $170^\circ$  з.д. относительно 2007 г. равнялось 500,5; 592,3; 546,8 тыс. км<sup>2</sup> соот-

ветственно. Увеличение площади льда в летний период вызывает понижение температуры воздуха в прибрежной зоне арктических морей. По данным ОДМП ААНИИ, с 1962 по 1974 г. отрицательные аномалии температуры воздуха на побережье Карского моря находились в пределах  $-0,3 \div -1,5$  °С. Осенью выхолаживание было ещё более значимым: в 1968 г. аномалия температуры воздуха составила  $-6,1$  °С.

В работе [42] показана отчётливая зависимость приземной температуры в целом ряде городов Европы от изменения индекса САК; коэффициент корреляции при этом варьирует от 0,44 до 0,88. Взаимосвязь изменений температуры в районе Гренландии и Канады и индекса САК характеризуется коэффициентом корреляции, достигающим  $-0,86$ .

Ранее мы рассмотрели феноменологическую цепочку процессов, в результате которых заприпайные полыньи участвуют в формировании дальних обратных связей в климатической системе. Для описания отложенного отклика атмосферы мы использовали индекс макроциркуляции **E** и индекс САК. В 2010–2011 гг. нами выполнена работа по исследованию влияния полыней на трансформацию термобарических полей в Северном полушарии. Чтобы определить влияние заприпайных полыней на трансформацию полей приземной температуры и давления, были рассчитаны коэффициенты корреляции взаимосвязи рядов площадей полыней и множества рядов температуры и давления (на сеточной области). Данные о приземной температуре и давлении за 1979–2009 гг. в области от 40 до 90° с.ш. с шагом 2,5° по широте и долготе получены на основе реанализа NCEP. Для исследования климатической изменчивости использован временной шаг 1 год при максимальном сдвиге по времени  $\pm 9$  лет. Расчёты выполнялись для рядов площадей полыней суммарных за месяц и за холодный сезон. По результатам расчётов построены карты распределения коэффициентов корреляции. При их анализе установлено появление областей значимых высоких коэффициентов корреляции в Северной Атлантике, Арктике, Центральной и Восточной Сибири при временных сдвигах от 4 до 7 лет. Одна из таких карт представлена на рис. 4, а. Видно, что области высоких отрицательных коэффициентов корреляции (до  $-0,73$ ) сосредоточены в Центральной и Восточной Сибири, а самые высокие положительные коэффициенты корреляции (до 0,6) – в Северной Атлантике. Временной сдвиг в 7 лет соответствует «времени добегаания» аномалии от места зарождения (в Западной Североземельской полынье) до о. Ньюфаундленд. На рис. 4, г показано распределение во времени суммарных за февраль площадей Центральной Карской и Западной Североземельской полыней. В 2002 и 2004 гг. площади этих полыней были значительно больше норм. В соответствии с авторской концепцией, под-

тверждённой рис. 4, а, в феврале 2009 и 2011 гг. в Центральной и Восточной Сибири должны наблюдаться крайне низкие температуры. На рис. 4, б, в даны карты распределения аномалий средних за февраль температур в 2009 и 2011 гг. [11, 12]. Рисунки подтверждают совпадение «времени добегаания» от момента экстремального развития полыней (2002 и 2004 гг.) до района активного воздействия аномалии на атмосферу (2009 и 2011 гг.), а также локализации экстремумов в поле коэффициентов корреляции и в поле аномалий температур. Аномалии в выделенных областях на рис. 4, б, в составляют  $-7$  °С и  $-4$  °С соответственно. Таким образом, подтверждается одно из основных положений авторской гипотезы – об опережающем на 5–9 лет влиянии заприпайных полыней на крупномасштабные атмосферные процессы.

### Выводы

На основе анализа натуральных данных получено подтверждение всем положениям изложенной выше рабочей гипотезы. Установлено, что в климатической системе Северной полярной области происходят автоколебания с периодом от 5 до 9 лет. В качестве генератора колебаний выступают арктические заприпайные полыньи, а в качестве рабочего тела – аномалии солёности и температуры, образующиеся в экстремально развитых полынях. Период автоколебаний определяется «временем добегаания» аномалии до районов активного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике и частично – временем рециркуляции аномалии в субполярном круговороте. Автоколебания происходят в виде следующей феноменологической цепочки: циклоническая деятельность в прибрежной Арктике способствует открытию полыней (высокое значение САК и низкое значение **E**, преобладание зональных переносов **W**) → экстремальное развитие полыней обуславливает образование аномальных объёмов новых льдов, аккумулирующих пресную воду материкового стока, → перенос аномалий в Гренландское море (до Датского пролива 3–5 лет) и Северную Атлантику (до о. Ньюфаундленд 5–9 лет) → изменение циркуляции атмосферы (рост индекса **E** и падение индекса САК) → деградация полыней. Развитые зимние полыньи способствуют уменьшению площади льда в летний период в морях сибирского шельфа и усиливают межширотный обмен в этих областях, а деградация полыней увеличивает ледовитость и понижает температуру в навигационный период.

К настоящему времени все условия формирования ВСА-2010-х выполнены и началось её распространение в Северной Атлантике. Впервые аномалия описывается не постфактум, а в момент зарождения. Таким образом, судя по полученным результатам, мы стоим на пороге достаточно длительного периода похолодания.

## Литература

1. *Алексеев Г.В.* Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 111 с.
2. *Алексеев Г.В., Священников П.Н.* Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и Северного полушария. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 159 с.
3. *Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А.* Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22–34.
4. *Волков Н.А., Гудкович З.М.* Основные результаты изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 27. С. 55–64.
5. *Гирс А.А.* Роль атмосферной циркуляции в формировании теплового режима Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 25. С. 5–22.
6. *Гирс А.А.* Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы // Исследования по проблеме океан–атмосфера: Тр. ЛГМИ. Вып. 32. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 145–168.
7. *Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
8. *Гудкович З.М., Ковалев Е.Г.* Колебания ледовитости российских арктических морей в XX веке и оценка ее возможных изменений в XXI веке // Материалы науч.-практич. совещания. СПб.: изд. ААНИИ, 2002. С. 36–45.
9. *Гудкович З.М., Ковалев Е.Г.* О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктиде // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 815–821.
10. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–13.
11. Ежегодный информационный бюллетень: Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2010 год / Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: изд. ААНИИ, 2011. 96 с.; pdf на сайте <http://www.aari.ru>
12. Ежеквартальные информационные бюллетени: Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане, I–IV кварталы 2008–2011 годов / Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: изд. ААНИИ, 2008–2011 гг.; pdf на сайте <http://www.aari.ru>
13. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
14. *Захаров В.Ф.* Пространственно-временная характеристика деятельного слоя океана в высоких широтах и его влияние на географическое распространение льда // Морской лед / Под ред. И.Е. Фролова и В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 186–191.
15. *Захаров В.Ф.* Изменение в распространении морских арктических льдов в XX веке // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. С. 75–86.
16. Информационные материалы по мониторингу морского ледяного покрова Арктики и Южного океана на основе данных ледового картирования и пассивного микроволнового зондирования SSMR-SSM/I-SSMIS, ФГБУ «ААНИИ» МЦД МЛ; <http://wdc.aari.ru/datasets/d0042/>
17. *Кондратьев К.Я.* Экодинамика и геополитика: Т. 1. Глобальные проблемы. СПб.: изд. СПбНЦ, 1999. 1036 с.
18. *Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е.* Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан–атмосфера и энергоактивные области мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 336 с.
19. *Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 268 с.
20. *Попов А.В.* Донные и глубинные воды Гренландского моря (феноменологическая модель образования и трансформации): Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Л.: Фонды ААНИИ, 1988. 186 с.
21. *Попов А.В.* Экстремальные ледовые условия в Арктических морях – анализ причин и возможности прогнозирования // МГИ. 2008. № 105. С. 41–50.
22. *Попов А.В.* О роли заприпайных полыней в формировании дальних обратных связей в климатической системе Северный Ледовитый океан – Северная Атлантика // Лёд и Снег. 2010. № 1. С. 81–92.
23. *Попов А.В.* Исследование мезомасштабных аномалий солености поверхностных вод в Северном Ледовитом океане по данным дрейфующих станций «Северный полюс-33, 34 и 36» и автономных дрейфующих буев ИТР-24, 26 и 27 // Тр. ААНИИ. 2011. № 451. В печати.
24. *Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В.* Роль зимних заприпайных полыней в формировании гидрометеорологических условий в морях Сибирского шельфа в летний период // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 65–73.
25. *Попов А.В., Рубченя А.В.* Ледопродуктивность заприпайных полыней морей Сибирского шельфа // Геогр. и геоэкол. аспекты развития природы и общества / Под ред. Н.В. Каледина, В.В. Дмитриева, Т.А. Алиева. СПб.: изд. СПбГУ, 2008. С. 237–256.
26. *Попов А.В., Карелин И.Д.* Роль арктических заприпайных полыней в генезисе новых льдов в морях сибирского шельфа и распреснении поверхностных вод СЛО // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 3 (83). С. 74–86.
27. *Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В.* Генезис, эволюция и динамика мезомасштабных аномалий солености поверхностных вод Северного Ледовитого океана // Лёд и Снег. 2011. № 2. С. 73–83.
28. *Рубченя А.В., Попов А.В.* Роль заприпайных полыней в формировании дальних связей в климатической системе // Тез. конф. «Моря высоких широт и морская криосфера», 25–27 октября 2007 г., Санкт-Петербург. СПб.: изд. ААНИИ. С. 69–71.
29. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю.* Североатлантическое колебание и климат. СПб.: изд. РГГМУ, 1998. 121 с.
30. *Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Nagurny A.P., Ivanov N.E.* Arctic sea ice data sets in the context of the climate change during the 20th century // Climate variability and extremes during the past 100 years. Series: Advances in Global Change Research. 2007. V. 33. P. 47–63.
31. *Anisimov O.A., Vaughan D.G., Callaghan T.V., Furqal C., Marchant H., Prowse T.D., Vilhjalsson H., Walsh J.E.* Polar regions (Arctic and Antarctic). Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and vulnerability // Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: M.L. Parry, O.F. Palutikof, P.J. van der Linden, C.E. Hanson. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. P. 653–685.

32. *Belkin I.M.* Propagation of the «Great Salinity Anomaly» of the 1990s around the northern North Atlantic // *Geophys. Research Letters*. 2004. V. 31. L08306, 4. doi:10.1029/2003GL019334
33. *Belkin I.M., Levitus S.* Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone // *Journ. of Geophys. Research*. 1996. № 101. P. 28317–28324.
34. *Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.-A.* «Great Salinity Anomalies» in the North Atlantic // *Progress in Oceanography*. 1998. № 41. P. 1–68.
35. *Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally J.* Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data, [1978.10.26–2007.12.31] // Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 1996, updated 2008.
36. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 996 p.
37. *Dickson R.R., Meinke J., Malmberg S.-A., Lee A.J.* The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic 1968–82 // *Progress in Oceanography*. 1988. № 20. P.103–151.
38. *Dickson R., Lazjer J., Meincke J., Rhines P., Swift J.* Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // *Progress in Oceanography*. 1996. V. 38. № 3. P. 241–295.
39. *Einarsson T.* Sea currents, ice drift and ice composition in the East Greenland current // *Sea ice*. Reykjavik: National Research Council of Iceland, 1972. P. 23–32.
40. *Guest P.S., Davidson K.L., Overland J.E., Frederikson P.A.* Atmosphere–Ocean interactions in the marginal ice zones of the Nordic Seas. *Coastal and Estuarine Studies* 49 // *Arctic oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves / Eds.: W.O. Smith, J.M. Grebmeier // Amer. Geophys. Union*. 1995. P. 51–96.
41. *Johannessen O.M., Shalina E.V., Miles M.W.* Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation // *Science*. 1999. V. 286. P. 1937–1939.
42. *Jung T., Hilmer M., Ruprecht E., Kleppek S., Gulev S.K., Zolina O.* Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. P. 3371–3382.
43. *Maslanik J., Stroeve J.* Updated daily. Near–Real–Time DMSP SSM/I–SSMIS Daily Polar Gridded Sea Ice Concentrations, [2008.03.26 – 2011.04.09]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. 1999. <http://nsidc.org>
44. *Meier W., Fetterer F., Knowles K., Savoie M., Brodzik M.J.* updated quarterly. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data, [2008.01.01–2008.03.25] // Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, 2006. <http://nsidc.org>
45. National Snow and Ice Data Center. 2003. Meteorological Data from the Russian Arctic, 1961–2000. V. Radionov, compiler. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media. <http://nsidc.org/data/g02141.html>
46. NSIDC. URL: [http://nsidc.org/data/seaice\\_index/index.html](http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html) (дата посещения 20.11.2011)
47. *Polyakov I., Johnson M.A.* Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophys. Research Letters*. 2000. V. 27. P. 4097–4100.
48. *Popov A.V.* Bottom water salinity change in the Greenland sea and short-term climate fluctuations // *Paper on the 78th ICES Meeting, Council Meeting Copenhagen, 1990*. C. 47.
49. *Popov A.* Influence of flaw polynyas on formation of ice cover anomalies of the Arctic Seas. // *Geophys. Research Abstracts*. 2008. V. 10. EGU2008-A-00000, EGU General Assembly
50. *Popov A., Rubchenia A.* Flaw polynyas as a source of long-distance connections in climate system // *Geophys. Research Abstracts*. 2008. V. 10. EGU2008-A-00000, EGU General Assembly
51. *Schlesinger M.E., Ramankutty N.* An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. № 367. P. 723–726.
52. *Vinnikov K.Y., Robock A., Stouffer R.J. et al.* Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent // *Science*. 1999. V. 286. P. 1934–1937.
53. *Walsh J.E., Anisimov O., Hagen J.O.M., Jakobsson T., Oerlemans J., Prowse T.D., Romanovsky V., Savelieva N., Serreze M., Shiklomanov I., Solomon S.* Cryosphere and hydrology // *Arctic Climate Impacts Assessment, ACIA / Eds. C. Symon, L. Arris, B. Heal.* Cambridge: Cambridge University Press, 2005. P. 183–242.
54. *Zhang X., Walsh J.E.* Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: scenarios from the IPCCAR4 model simulations // *Journ. of Climate*. 2006. № 19. P. 1730–1747.

## Summary

In second part of XX century there are three valuable salinity anomalies in North Atlantic, so-called «The Great Salinity Anomaly» (GSA), which can be characterized as a large, near-surface pool of fresher water [31–33, 36, 37]. There are GSA'70s, GSA'80s and GSA'90s. Dickson [37] described this event as one of dramatic and prolonged changes in ocean's climate in XX century. In this paper, we have shown genesis of GSA'70s connected with ice production in Arctic flaw leads. Formation of GSAs' in 1980s and 1990s has, at least, two main reasons. First is fresh water pools and huge amounts of ice carried out from Arctic Basin. The second one is recirculation of previous salinity anomaly in Subarctic Basin. Phenomenological model of climate change formation in polar and subpolar zone of North Hemisphere is presented in the paper. Examination conditions of previous GSA's appearance and analysis of valuable fresh water intrusions in North Atlantic allow us to conclude that conditions for GSA'2010s are formed already and started to propagate in North Atlantic. For the first time we described GSA during its appearance, not post factum. Thus, we are standing at the break point of relatively long cooling in Arctic.