

КЛИМАТ АРКТИКИ: ПРОЦЕССЫ И ИЗМЕНЕНИЯ

под редакцией И. И. Мохова и В. А. Семенова



Москва
ФИЗМАТКНИГА
2022

ББК 20.18 + 26.237
К492
УДК 502.3:551.58(043.2)

КЛИМАТ АРКТИКИ: ПРОЦЕССЫ И ИЗМЕНЕНИЯ. Под ред. И. И. Мохова и В. А. Семенова. — М.: Физматкнига, 2022. — 360 с. — ISBN 978-5-89155-286-9.

В книге представлены результаты исследований климата Арктики, выполненные в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН в сотрудничестве с другими научными институтами и организациями в течение последних лет при поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00647) и Программ Российской академии наук. В первой части приведены результаты анализа эмпирических данных для различных составляющих климатической системы Арктики: атмосферы, морских льдов, океана и суши с оценкой современных тенденций изменения. Во второй части рассмотрены характерные процессы и обратные связи в арктической климатической системе, важные для формирования долгопериодных аномалий климата в Арктике, а также механизмы влияния изменений климата в Арктике на циркуляцию атмосферы в средних широтах Северного полушария. В третьей части приведены оценки возможных будущих изменений климата в Арктике по результатам численных расчетов с моделями климата при сценариях антропогенного воздействия, а также влияния этих изменений на продолжительность морской навигации вдоль Северного морского пути, морское волнение, характеристики многолетнемерзлых грунтов и распад придонных метангидратов.

Для научных работников, специалистов в рассматриваемых областях, а также студентов и аспирантов соответствующих специальностей.

Научное издание

КЛИМАТ АРКТИКИ: ПРОЦЕССЫ И ИЗМЕНЕНИЯ

Под редакцией
Мохова Игоря Ивановича,
Семенова Владимира Анатольевича

Верстка выполнена в издательстве «Физматкнига»

Редактор издательства *А. К. Розанов*
Операторы верстки *И. А. Розанов, К. В. Чувилин*

Издательство «Физматкнига».
141701, Московская область, г. Долгопрудный, ул. Первомайская, д. 3а.
Тел. (499) 390-51-38.

Формат 70×100/16. Бумага офсетная. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 29,2. Уч.-изд. л. 29,5. Тираж 120 экз.

Отпечатано с готовых pdf-файлов в ООО «Фотоэксперт».
109316, г. Москва, Волгоградский проспект, д. 42, корп. 5.

ISBN 978-5-89155-286-9



9 785891 552869

© Коллектив авторов, 2022

© Физматкнига, 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (<i>И. И. Мохов, В. А. Семенов</i>)	5
---	----------

I. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ В XX И XXI ВЕКАХ ПО ЭМПИРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ГЛАВА 1

АТМОСФЕРА — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ	16
--	-----------

1.1. Структура изменчивости приповерхностной температуры в высоких широтах Северного полушария (<i>В. А. Семенов</i>)	16
1.2. Температура в свободной атмосфере: вертикальная структура (<i>М. Г. Акперов, И. И. Мохов, М. А. Дембицкая</i>)	30
1.3. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции (<i>В. В. Попова, А. Ю. Михайлов, В. В. Мацковский</i>)	36
1.4. Атмосферная циркуляция в высоких широтах Северного полушария и современные тенденции ее изменений (<i>М. Г. Акперов, И. И. Мохов</i>)	56
1.5. Климатология и межгодовая изменчивость облачности в Арктике (<i>А. В. Чернокульский, И. И. Мохов, И. Н. Эзау</i>)	62
1.6. Связь осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции (<i>Е. А. Черенкова, В. А. Семенов</i>)	83

ГЛАВА 2

ОКЕАН И МОРСКИЕ ЛЬДЫ — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ	94
---	-----------

2.1. Современные изменения термохалинного состояния вод океана (<i>В. В. Иванов</i>)	94
2.2. Роль колебаний площади арктического ледового покрова в формировании температурных аномалий в Арктике (<i>В. А. Семенов, М. Латиф</i>)	115
2.3. Определение характеристик морского ледяного покрова по спутниковым данным (<i>И. А. Репина, В. В. Тихонов, Т. А. Алексеева</i>)	128

ГЛАВА 3

СУША — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ	153
---	------------

3.1. Изменения термического режима многолетнемерзлых грунтов Северного полушария в XX веке (<i>М. М. Аржанов, И. И. Мохов</i>)	153
3.2. Анализ и моделирование стока крупнейших сибирских рек в условиях современного климата (<i>В. Ч. Хон, И. И. Мохов, М. М. Аржанов, А. В. Елисеев</i>)	158
3.3. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений (<i>В. В. Попова, П. А. Морозова, Т. Б. Титкова, В. А. Семенов, Е. А. Черенкова, А. В. Ширяева, Л. М. Китаев</i>)	168

II. МЕХАНИЗМЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

ГЛАВА 4

ПРОЦЕССЫ	180
-----------------------	------------

4.1. Шельфовая конвекция и каскадинг в Арктических морях (<i>В. В. Иванов</i>)	180
4.2. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике (<i>В. А. Семенов</i>)	200

ГЛАВА 5

ОБРАТНЫЕ СВЯЗИ.....209

- 5.1. Воздействие сокращения зимнего морского льда на атмосферные процессы в Арктике (*В. А. Алексеев, В. В. Иванов, В. А. Семенов*) 209
- 5.2. Механизм арктического потепления середины XX века (*В. А. Семенов*) 221
- 5.3. Тепловое воздействие океана на ледяной покров (*В. В. Иванов*) 243
- 5.4. Нелинейный отклик атмосферной циркуляции на сокращение площади морских льдов в Баренцевом и Карском морях (*В. А. Семенов, В. К. Петухов*) 259

III. ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ

ГЛАВА 6

ПРОЕКЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ПО МОДЕЛЬНЫМ РАСЧЕТАМ.....280

- 6.1. Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата (*А. В. Елисеев, В. А. Семенов*) 280
- 6.2. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей СМIP3 и СМIP5 (*В. А. Семенов, Л. Беренс, Т. Мартин, М. Латиф, Е. С. Астафьева*) 288
- 6.3. Изменения циклонической активности в атмосфере высоких широт Северного полушария (*М. Г. Акперов, И. И. Мохов*) 324

ГЛАВА 7

ПОСЛЕДСТВИЯ..... 329

- 7.1. Северный морской путь (*В. Ч. Хон, И. И. Мохов*) 329
- 7.2. Оценки изменения ветро-волновой активности в Арктическом бассейне в XXI веке с использованием региональной модели климата (*В. Ч. Хон, И. И. Мохов, Ф. А. Погарский*) 340
- 7.3. Влияние климатических изменений на динамику многолетнемерзлых грунтов в XXI веке (*М. М. Аржанов, А. В. Елисеев, И. И. Мохов*) 346
- 7.4. Оценка отклика субквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке (*С. Н. Денисов, А. В. Елисеев, И. И. Мохов*) 354

ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ.....359

ВВЕДЕНИЕ

И. И. Мохов, В. А. Семенов

Изменение климата — одна из важнейших международных проблем XXI века. В утвержденной в 2009 г. Климатической доктрине Российской Федерации (<http://kremlin.ru/acts/6365>) выражена особая обеспокоенность в связи с беспрецедентно высокой скоростью глобального потепления, наблюдаемой в течение последних десятилетий. При этом отмечено, что современная наука предоставляет все более веские доказательства того, что антропогенные воздействия, связанные прежде всего с выбросами парниковых газов в результате сжигания ископаемого топлива, оказывают заметное влияние на климат [IPCC, 2013; Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014].

Самые быстрые и сильные изменения климата отмечаются в Арктике [Мохов и др., 2013]. На фоне глобального потепления климата (три последних десятилетия были по данным наблюдений самыми теплыми у поверхности Земли с XIX века) скорость потепления в Арктике существенно больше глобальной и полушарной скорости. Приповерхностная температура в Арктике и для Северного полушария в целом с 1880 по 2013 г. увеличивалась в среднем на 2,4°C и 1,0°C за 100 лет соответственно. В течение последних трех десятилетий она росла со скоростью 1,9°C за 30 лет, а для Северного полушария в целом — со скоростью 0,8°C за 30 лет [Мохов, 2014]. Современное потепление в Арктике в некоторых регионах лишь в последние годы превысило температурный максимум первой половины XX века, что говорит о важности понимания механизма этого потепления и определения роли внутренней изменчивости и внешних факторов в изменениях климата Арктики. Остается открытым вопрос и о состоянии арктических морских льдов в период потепления первой половины XX века.

Для России как северной страны скорость потепления также значительно больше, чем для Северного полушария — в среднем 1,3°C за 30 лет с 1976 г. по данным Росгидромета (<http://www.meteorf.ru/>) [Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014]. В арктических и субарктических регионах России среднегодовая скорость потепления достигает 0,8°C за 10 лет и более. При этом общее потепление в российских регионах сопровождается значимым увеличением числа опасных гидрометеорологических явлений со значительным экономическим и социальным ущербом. Для России в целом их число в последние 5 лет (2010–2014 гг.) было вдвое больше, чем для последних 5 лет XX века [1996–2000 гг.]. Выявлен ряд механизмов, связывающих увеличение частоты и магнитуды экстремальных явлений с глобальным потеплением [Мохов, 2015; Мохов, Семенов, 2016].

Изменения приповерхностной температуры в арктических широтах за последние полвека превышали 2°C. Так называемое арктическое усиление, характеризующее степень более резких изменений климата в высоких широтах по сравнению с более низкими, связано с влиянием ряда климатических обратных связей. На проявление арктического усиления влияют зависимость теплового излучения и альбедо системы от температуры, изменения вертикальной температурной стратификации атмосферы, меридионального тепло-

переноса, содержания в атмосфере водяного пара (главного парникового газа в земной атмосфере) и облаков, в том числе положительных обратных связей в динамической системе океан–морской лед–атмосфера [Semenov et al., 2009; Алексеев, 2014; Pithan, Mauritsen, 2014; Мохов 2015, Семенов, 2015].

Важнейшей проблемой является определение относительной роли естественных и антропогенных факторов отмеченных климатических изменений. Доминирующий антропогенный фактор долгопериодных изменений — содержание парниковых газов в атмосфере, прежде всего углекислого газа. В настоящее время содержание CO_2 в арктической атмосфере, как и для всей атмосферы в целом, достигло знакового рубежа — 400 млн^{-1} (в молекулах CO_2 на количество молекул воздуха в единице объема). Более чем на треть превышен доиндустриальный уровень. Сравнение с палеореконструкциями свидетельствует о рекордном содержании CO_2 как минимум для последних 800 тыс. лет. В истории Земли содержание этого газа в атмосфере достигало и на порядок больших значений, но человечество никогда не жило при таких концентрациях CO_2 .

Согласно выводам Пятого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [IPCC, 2013] глобальные температурные изменения с середины XX века не менее чем наполовину связаны с антропогенными воздействиями. Следует отметить, что относительный вклад естественных и антропогенных факторов зависит от временного горизонта оценок. Чем короче анализируемый временной интервал, тем больше роль естественной климатической изменчивости — межгодовой и междесятилетней. Межгодовая изменчивость глобального климата в наибольшей степени связана с квазициклическими процессами Эль-Ниньо/Южное колебание со средней периодичностью около 4–5 лет. Для Северного полушария существенное значение имеют квазициклические колебания с периодичностью порядка 10 лет — Североатлантическое, Арктическое и Тихоокеанское.

Во внутривековых температурных региональных (в частности, в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики), полушарных и глобальных изменениях, а также в изменениях ледовитости арктических морей значимо проявляются вариации с периодом около 6 десятилетий — они характерны для Атлантической мультидесятилетней осцилляции (АМО). АМО связана с глобальной термохалинной циркуляцией океана, одна из ветвей которой — Гольфстрим. Влиянием этого глобального океанического конвейера определяется существенный утепляющий эффект в Северной Атлантике и атлантическом секторе Арктики. В Арктике долгопериодные квазипериодические колебания выражены еще сильнее, прослеживаясь во многих климатических характеристиках, в том числе в площади морских льдов [Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009, Мохов, 2015], температуре океана [Levitus et al., 2009]. Анализ данных совместных моделей климата также указывает на значительную роль АМО в формировании аномалий климата Арктики на временном масштабе нескольких десятилетий [Мохов и др., 2008; Семенов, 2008].

Результаты анализа данных наблюдений для приповерхностной температуры с середины XIX века [Груза, Ранькова, 2012] свидетельствуют об определяющей роли содержания CO_2 в долгопериодных (порядка столетия) изменениях глобального климата и климата Арктики. При этом вклад CO_2 в дисперсию

среднегодовой глобальной температуры составляет более $3/4$, 60-летней моды — около $1/20$, а всех остальных факторов — около $1/6$. Для Арктики вклад CO_2 в долгопериодные изменения оценен немногим меньше $1/2$, а 60-летней моды — около $1/6$. При учете вариаций солнечного излучения их вклад в долгопериодные изменения оценивается как незначительный — около 0,5%. С учетом современной фазы 60-летней моды на фоне 100-летней тенденции потепления можно ожидать относительного замедления скорости потепления или даже некоторого локального похолодания в течение ближайших двух десятилетий с последующим усиленным потеплением на региональном и глобальном уровне [Мохов, 2015].

Для относительно короткопериодных (межгодовых и междесятилетних) изменений температурные вариации между экстремумами 11-летнего солнечного цикла обычно не превышают $0,1\text{--}0,2^\circ\text{C}$ [Tung et al., 2008]. При этом неопределенность этих эффектов максимальна в арктических широтах. В целом короткопериодные эффекты вариаций солнечного излучения значимы, но не являются определяющими для последних десятилетий.

В Пятом оценочном докладе МГЭИК [IPCC, 2013] представлены относительные изменения приповерхностной температуры и осадков в разных регионах (нормированные на соответствующие изменения глобальной температуры), характеризующие большую чувствительность этих климатических переменных в арктических широтах к увеличению глобальной температуры по ансамблевым модельным расчетам при умеренных антропогенных воздействиях в XXI веке. Для арктических широт характерны максимальные изменения температуры, до двух и более раз превосходящие глобальные [Мохов, 2015]. Модельные оценки качественно согласуются с современными изменениями по данным наблюдений для последних десятилетий, но характеризуются значительной неопределенностью и в целом недооценивают скорость сокращения площади арктических морских льдов [Semenov et al., 2010; Мохов, 2015; Semenov et al., 2015].

Отмеченные тенденции подтверждаются проявляющимися в последние десятилетия значимыми изменениями речного стока в Северный Ледовитый океан, существенный вклад в которые вносят крупнейшие российские реки [Shiklomanov et al., 2013]. Увеличение стока северных рек в Арктический бассейн связано с общим увеличением влагоемкости атмосферы при потеплении в соответствии с уравнением Клапейрона–Клаузиуса и ростом количества осадков в бассейнах рек в высоких широтах [Хон, Мохов, 2012].

От изменений пресноводного бюджета в полярных областях, в частности от изменений количества осадков и испарения, стока рек, таяния льдов и распреснения морской воды, существенно зависит режим океанической циркуляции — глобального океанского конвейера, в том числе режим течений в Северной Атлантике, приносящих тепло в Арктический бассейн. Модельные оценки свидетельствуют о значимом влиянии вариаций атлантической океанической циркуляции и АМО на климатические изменения в субполярных и полярных регионах. При этом согласно оценкам МГЭИК [IPCC, 2013] критических изменений атлантической океанической циркуляции в XXI веке при умеренных антропогенных воздействиях, по модельным оценкам, не ожидается.

В числе наиболее ярких свидетельств происходящих изменений — быстрое сокращение площади распространения и объема арктических морских льдов

[IPCC, 2013; Алексеев и др., 2011; Алексеев, 2013; Мохов и др., 2011; Мохов и др., 2013]. По данным NSIDC (<http://nsidc.org/>) на основе спутниковых измерений с 1979 по 2014 г. линейный тренд уменьшения площади арктических морских льдов в сентябре получен равным $-1,3\%$ в год. Отмеченные изменения допускают возможность отсутствия морских льдов в Арктическом бассейне в летне-осенние месяцы уже через несколько десятилетий.

Происходящие изменения свидетельствуют об увеличении доступности судоходной навигации в окраинных морях Северного Ледовитого океана и повышении перспектив использования арктических транспортных систем [Мохов и др. 2007; Мохов, Хон 2008; Хон, Мохов 2010]. Согласно мультимодельным расчетам навигационный период для Северного морского пути к концу XXI века при умеренных антропогенных воздействиях может превышать четыре месяца и достигать полугода [Khon et al., 2010; Мохов и др., 2016]. Оценки, разумеется, зависят от возможных сценариев естественных и антропогенных воздействий, требований для максимальной степени покрытия акватории льдом и различаются для судов разного ледового класса. Следует отметить, что на фоне долгопериодных тенденций проявляются существенные межгодовые и междесятилетние вариации температурного и ледового режимов. В то же время в связи с изменениями режима морских льдов в Арктике следует ожидать соответствующих изменений морского волнения в Арктическом бассейне [Хон и др., 2013].

Оценки возможных изменений в XXI веке ветро-волновой активности в Арктическом бассейне с использованием модели ветрового волнения и расчетов региональных климатических изменений с учетом умеренных антропогенных воздействий свидетельствуют о новых потенциальных рисках в связи с общим усилением волновой активности в Северном Ледовитом океане. В частности, отмечено увеличение повторяемости опасных явлений с сильными ветрами и экстремальными морскими волнами вдоль Северного морского пути. Это связано с увеличением длины пробега волн и региональным усилением приповерхностного ветра [Khon et al., 2014].

Увеличение морского волнения должно способствовать усилению скорости береговой эрозии в Арктическом бассейне. В настоящее время она достигает нескольких метров в год [АМАР, 2011]. Повышенная скорость береговой эрозии связана и с разрушением вечной мерзлоты.

В последние десятилетия в северных российских регионах с вечной мерзлотой значения трендов температуры грунтов достигали $0,05^\circ\text{C}$ в год [Павлов, Малкова, 2009]. Модельные оценки температурных трендов в грунтах, в частности для высокоширотных регионов России, в целом хорошо согласуются с оценками по данным наблюдений для последних десятилетий [Аржанов, Мохов, 2013]. Оценки таяния многолетнемерзлых грунтов имеют особое значение для России, существенная часть которой покрыта вечной мерзлотой. Нарушение ландшафтов криолитозоны негативно влияет на инфраструктуру — разрушаются здания, дороги, трубопроводы, линии передач. Увеличение глубины слоя протаивания способствует освобождению законсервированных в мерзлом грунте органических веществ. При этом последствия дополнительных эмиссий в атмосферу парниковых газов — метана и углекислого газа — потенциально могут иметь не только региональное, но и глобальное значение. Следует отметить, что существующие оценки имеют значительную неопре-

деленность. Согласно результатам модельных расчетов [Елисеев и др., 2008; Денисов и др., 2011] климатический эффект дополнительных эмиссий в атмосферу углекислого газа и метана (примерно в 20 раз более эффективного в расчете на 1 молекулу парникового газа) в связи с таянием вечной мерзлоты, в том числе на шельфе, и изменением региональных геосистем оценивается для XXI века относительно слабым.

Для определения сравнительной роли естественных и антропогенных факторов ключевое значение имеет анализ температурных и других изменений в зависимости от высоты в атмосфере. Модельные расчеты свидетельствуют о принципиальных различиях температурных изменений в стратосфере и мезосфере из-за разных причин естественных (в частности, из-за вариаций солнечного излучения) и антропогенных (в частности, из-за вариаций содержания CO_2 в атмосфере) изменений климата. Глобальное потепление, ассоциируемое с увеличением содержания в атмосфере парниковых газов, в том числе CO_2 , проявляется у поверхности и в тропосфере (до 8–16 км или до 300–100 гПа). В более высоких слоях атмосферы — стратосфере и мезосфере — отмечается выхолаживание [IPCC, 2013]. Наиболее сильное выхолаживание за последние полвека отмечено в верхней атмосфере на высотах мезопаузы (около 90 км). При этом в последние годы оно замедлилось [Мохов, Семенов, 2014].

В целом анализ температурных изменений по данным для последних десятилетий свидетельствует о значимых изменениях вертикальной температурной стратификации атмосферы. По данным реанализа с середины XX века наиболее существенное уменьшение статической устойчивости тропосферы диагностировано для арктических широт, характеризующихся максимальной чувствительностью вертикального градиента температуры тропосферы при климатических изменениях на фоне минимальных значений этого градиента в высоких широтах [Мохов, Акперов, 2006]. Подобная тенденция должна в большей мере способствовать росту циклонической активности в арктической атмосфере [Акперов, Мохов, 2013; Akperov et al., 2014].

Для полярных широт характерна наибольшая неопределенность спутниковых данных, касающихся облачности, что связано с проблемой детектирования облаков над снежно-ледовым покровом [Mokhov, Schlesinger, 1993; Mokhov, Schlesinger, 1994; Чернокульский, Мохов, 2010; Chernokulsky, Mokhov, 2010]. Необходим более детальный и разносторонний анализ влияния на климатические изменения региональных особенностей океанической циркуляции в Арктическом бассейне и их пространственно-временной изменчивости. Это касается, в частности, и динамики проникновения атлантических вод, и трансарктического течения, и круговорота в море Бофорта. От океанической циркуляции и ее изменчивости в Северном Ледовитом океане существенно зависит режим морских льдов. Ключевое значение имеет солёностный режим, определяемый в свою очередь таянием льдов, режимом осадков и речного стока.

Особо значимы климатические изменения в Арктике в связи с их влиянием на формирование климатических аномалий вне полярных широт, в том числе в российских регионах. Это проявилось, в частности, в формировании в последние годы аномально холодных зимних режимов в разных регионах Северного полушария [Petoukhov, Semenov, 2010; Semenov, Latif, 2015]. Усиление подобных региональных сезонных аномалий связано с более сильным

потеплением в арктических широтах при глобальном потеплении и не только не противоречит тенденции глобального потепления, но и подтверждает полученные ранее результаты модельных расчетов [Lupo et al., 1997] с увеличением их вероятности (особенно зимой над континентами) при общем потеплении [Мохов, 2006; Мохов и др., 2013; Mokhov et al., 2014; Мохов, Тимажев, 2015].

Следует также отметить, что Арктика, для которой характерны наибольшие климатические вариации, не только является чувствительным индикатором глобальных изменений, но и активно воздействует на полушарные и глобальные процессы [Semenov et al., 2010; Мохов, 2015; Семенов, 2015]. Необходимо менять многие критерии и оценки рисков и потенциальных выгод, связанных с климатическими аномалиями, и стратегически оценивать возможные изменения и их последствия (в том числе с учетом повышения вероятности аномальных режимов в атмосфере и океане, для морских льдов и вечной мерзлоты) [Мохов, 2014].

Происходящие быстрые изменения климата в Арктике уже приводят к значительным последствиям: экологическим (воздействие на экосистемы, прежде всего, сокращения сезонного ледяного покрова), экономическим (в том числе — увеличение продолжительности и снижение стоимости сезонной морской навигации, доступность новых шельфовых зон для добычи углеводородных ресурсов) и даже геополитическим (в связи с определением границ континентальных шельфовых зон) для России. Интенсификация освоения арктических регионов, добыча природных ресурсов и развитие и безопасность морской навигации требуют разработки надежных сценариев будущих климатических изменений. Построение таких сценариев невозможно без понимания физических механизмов климатических колебаний, оценки роли различных обратных связей в климатической системе высоких широт Северного полушария, а также без критического анализа результатов расчетов с современными климатическими моделями.

В данной книге представлены результаты исследований изменений климата Арктики, выполненные главным образом сотрудниками Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, в том числе в рамках программ РАН, включая Программу Президиума РАН «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования», и при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00647 «Исследование быстрых изменений климата в Арктике»). В первой части приведены результаты анализа эмпирических данных для различных составляющих климатической системы Арктики: атмосферы (температура, характеристики атмосферной циркуляции, облачность), морских льдов (площадь распространения в период потепления в первой половине XX века), океана (термохалинный режим Северного Ледовитого океана) и суши (многолетнемерзлые грунты, речной сток, снежный покров) с оценкой современных тенденций изменения. Вторая часть охватывает некоторые процессы и обратные связи в арктической климатической системе, важные для формирования аномалий климата в Арктике как реакции на внешние воздействия, так и вносящие вклад в арктическое усиление. Также рассмотрены механизмы влияния изменений климата в Арктике на циркуляцию атмосферы в средних широтах СП. В третьей части приведены оценки возможных будущих изменений климата в Арктике, полученные по результатам экспериментов с моделями климата при сценариях антропоген-

ного воздействия, а также некоторых последствий этих изменений (продолжительность морской навигации вдоль Северного морского пути, изменения морского волнения, характеристик многолетнемерзлых грунтов, распад придонных метангидратов). Для удобства список литературы приведен в конце каждого раздела. В заключительной части книги представлена информация об авторах.

Список использованной литературы

1. Акперов М. Г., Мохов И. И. Оценки чувствительности циклонической активности в тропосфере внетропических широт к изменению температурного режима // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 129–136.
2. Алексеев Г. В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег. 2014. № 2 (126). С. 53–68.
3. Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М. и др. Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. № 6. С. 723–735.
4. Алексеев Г. В., Иванов Н. Е., Пнюшков А. В., Харланенкова Н. Е. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // В: Метеорологические и геофизические исследования. — М.: Paulsen, 2011. С. 96–130.
5. Аржанов М. М., Мохов И. И. Температурные тренды в многолетнемерзлых грунтах Северного полушария: сравнение модельных расчетов с данными наблюдений // Доклады АН. 2013. Т. 449. № 1. С. 87–92.
6. Аржанов М. М., Мохов И. И., Денисов С. Н. Влияние региональных климатических изменений на устойчивость реликтовых газовых гидратов // Доклады АН. 2016. Т. 468. № 5. С. 572–574.
7. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. — М.: Росгидромет, 2014. 1008 с.
8. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2012. 193 с.
9. Денисов С. Н., Аржанов М. М., Елисеев А. В., Мохов И. И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.
10. Елисеев А. В., Мохов И. И., Аржанов и др. Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 147–162.
11. Мохов И. И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: Оценки для атмосферных блокингов // Доклады АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 403–406.
12. Мохов И. И. Современные изменения климата Арктики // В: Научно-технические проблемы освоения Арктики. — М.: Наука, 2014. С. 115–119.
13. Мохов И. И. Современные изменения климата в Арктике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
14. Мохов И. И., Акперов М. Г. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 467–475.
15. Мохов И. И., Акперов М. Г., Прокофьева М. А. и др. Блокинги в Северном полушарии и Евро-Атлантическом регионе: оценки изменений по данным реанализа и модельным расчетам // Доклады АН. 2013. Т. 449. № 5. С. 582–586.
16. Мохов И. И., Семенов А. И. Нелинейные температурные изменения в атмосфере в области мезопаузы на фоне глобальных изменений климата в 1960–2012 гг. // Доклады АН. 2014. Т. 456. № 5. С. 596–599.

17. *Мохов И. И., Семенов В. А.* Погодно-климатические аномалии в российских регионах в связи с глобальными изменениями климата // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 2. С. 16–26.

18. *Мохов И. И., Семенов В. А., Елисеев А. В. и др.* Изменения климата и их последствия в высоких широтах: диагностика и моделирование // В: *Метеорологические и геофизические исследования*. — М.: Paulsen, 2011. С. 96–130.

19. *Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч. и др.* Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // *Доклады РАН*. 2008. № 5. С. 687–690.

20. *Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., Погарский Ф. А.* Тенденции климатических изменений в высоких широтах Северного полушария: диагностика и моделирование // *Лед и снег*. 2013. № 2 (122). С. 53–62.

21. *Мохов И. И., Тимажев А. В.* Модельные оценки возможных изменений атмосферных блокировок в Северном полушарии при RCP-сценариях антропогенных воздействий // *Доклады АН*. 2015. Т. 460. № 2. С. 210–214.

22. *Мохов И. И., Хон В. Ч.* Оценки перспектив Северного морского пути при изменениях климата на основе расчетов с ансамблем климатических моделей // В: *Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы*. Т. III. Ч. II. *Природные процессы в полярных областях Земли*. — М.: ИГ РАН, 2008. С. 20–27.

23. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Прокофьева М. А.* Новые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // *Доклады АН*. 2016. Т. 468. № 6. С. 699–704.

24. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Рекнер Э.* Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: оценка перспектив Северного морского пути // *Доклады АН*. 2007. Т. 414. С. 814–818.

25. *Павлов А. В., Малкова Г. В.* Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России // *Криосфера Земли*. 2009. № 4.

26. *Семенов В. А.* Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *Доклады РАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.

27. *Семенов В. А.* Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера–полярные льды–океан // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1. С. 232–248.

28. *Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П. и др.* Климатические изменения ледовых условий в арктических морях евразийского шельфа // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 75. С. 149–160.

29. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2010. Т. 46. № 1. С. 19–25.

30. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Гидрологический режим бассейнов крупнейших рек Северной Евразии в XX–XXI вв. // *Водные ресурсы*. 2012. Т. 39. № 1. С. 3–12.

31. *Хон В. Ч., Мохов И. И., Погарский Ф. А.* Оценки ветро-волновой активности в арктическом бассейне при возможных изменениях климата в XXI веке по модельным расчетам // *Доклады АН*. 2013. Т. 452. № 4. С. 445–448.

32. *Чернокильский А. В., Мохов И. И.* Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // *Исследования Земли из космоса*. 2010. № 3. С. 12–29.

33. *Akperov M. G., Mokhov I. I., Rinke A. et al.* Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations // *Theor. Appl. Climatol*. 2015. Т. 122. № 1–2. С. 85–96. DOI: 10.1007/s00704-014-1272-2.

34. *Chernokulsky A. V., Mokhov I. I.* Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012. Article ID 542093, P. 15. DOI: 10.1155/2012/542093.

35. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). — Cambridge, N. Y.: Cambridge Univ. Press, 2013. P. 1535.

36. *Khon V. C., Mokhov I. I., Latif M. et al.* Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the 21st century // *Climatic Change*. 2010. № 3–4. P. 757–768.

37. *Khon V., Mokhov I. I., Pogarsky F. et al.* Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41 (8). P. 2956–2961.

38. *Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I.* Barents Sea multidecadal variability // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, L19604.

39. *Lupo A. R., Oglesby R. J., Mokhov I. I.* Climatological features of blocking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model blocking events in present-day and double CO₂ concentration atmospheres. // *Climate Dynamics*. 1997. V. 13. P. 181–195.

40. *Mokhov I. I., Schlesinger M. E.* Analysis of global cloudiness. 1. Comparison of Meteor, Nimbus 7, and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) satellite data // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. No. D7. P. 12849–12868.

41. *Mokhov I. I., Schlesinger M. E.* Analysis of global cloudiness. 2. Comparison of ground-based and satellite-based cloud climatologies // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. No. D8. P. 17045–17065.

42. *Mokhov I. I., Timazhev A. V., Lupo A. R.* Changes in atmospheric blocking characteristics within Euro-Atlantic region and Northern Hemisphere as a whole in the 21st century from model simulations using RCP anthropogenic scenarios // *Glob. Planet. Change*. 2014. V. 122. P. 265–270.

43. *Pithan F., Mauritsen T.* Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 181–184.

44. *Petoukhov V., Semenov V. A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res. — Atmos.* 2015. V. 115. D21111.

45. *Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Lettenmaier D. P. et al.* Hydrological changes: Historical analysis, contemporary status, and future projections // In: *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences*. Springer. Dordrecht, 2013. P. 111–154.

46. *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Oslo, Norway, 2011. Pp. 538.

47. *Semenov V. A., Park W., Latif M.* Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, L14709.

48. *Semenov V. A., Latif M., Dommenges D. et al.* The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 5668–5677.

49. *Semenov V. A., Martin T., Behrens L. K., Latif M.* Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles — variability and change // *The Cryosphere Discuss.* 2015. V. 9. P. 1077–1131.

50. *Semenov V. A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. L. 054020.

51. *Tung K. K., Zho J., Camp C. D.* Constraining model transient climate response using independent observations of solar-cycle forcing and response // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, № 17. L. 17707.

Часть I

**ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ В XX И XXI ВЕКАХ
ПО ЭМПИРИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

АТМОСФЕРА — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ**1.1. Структура изменчивости приповерхностной температуры в высоких широтах Северного полушария***В. А. Семенов*

В течение последних трех десятилетий наиболее сильный рост приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) наблюдается во внетропических широтах Северного полушария [Hansen et al., 1999; Jones et al., 1999] (рис. 1.1.1а). Повышение ПТВ сопровождается значительными изменениями площади ледового покрова [Johannessen et al., 1999; Johannessen et al., 2004] и режимов атмосферной циркуляции [Walsh et al., 1996]. Более быстрые темпы потепления в Арктике и его сезонные особенности (наиболее сильное потепление в зимний период) соответствуют оценкам климатических изменений, вызванных антропогенным воздействием, полученным с помощью глобальных климатических моделей [Raisanen, 2002]. Подобные особенности, в частности, объясняются положительной обратной связью между снежно-ледовым покровом и приповерхностной температурой и получили название «полярного (или арктического) усиления» при глобальном потеплении [Holland and Bitz, 2003; Serreze and Francis, 2006]. Наряду с потеплением последних десятилетий, в первой половине XX века также наблюдалось сильное потепление в Арктике (рис. 1.1.1а). Аномально теплые зимние температуры в Арктике в середине XX века были превышены лишь в последние несколько лет после относительно холодного периода 1960–70-х гг. (или даже еще не превышены, в зависимости от используемых данных и региона осреднения [Polyakov et al., 2002]). За потеплением 40-х годов XX века последовало длительное похолодание вплоть до начала 1970-х годов. Такое похолодание не соответствует концепции «полярного усиления» глобального потепления и приводит к различным значениям долгопериодного тренда арктической температуры в зависимости от длительности анализируемого ряда [Polyakov et al., 2002]. Положительная температурная аномалия в середине XX века обладает рядом особенностей. Прежде всего, это арктическая локализация соответствующих среднезональных аномалий ПТВ. Этот факт проиллюстрирован на рис. 1.1.1а, б, где представлены пространственно-осредненные аномалии ПТВ для широтных поясов 60°–90° с. ш. и 45°–55° с. ш. (занимающих примерно одинаковую площадь). Видно, что значительное потепление в высоких широтах не сопровождалось заметными аномалиями ПТВ в средних широтах, где как зимняя, так и летняя температуры демонстрируют схожую динамику. В то же время в высоких широтах потепление было наиболее сильным в зимний период.

Высокие широты Северного полушария характеризуются повышенным уровнем естественной изменчивости, наиболее сильной в зимний период. Значительная часть зимней изменчивости ПТВ во внетропических широтах СП, включая долгопериодную изменчивость (от десятилетия и более), связана с режимами атмосферной циркуляции, главным образом, с Североатлантическим колебанием (САК), ведущей модой межгодовой изменчивости атмосферной циркуляции в зимний период в СП, а также явлением Эль Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК) [Hurrell, 1995; Hurrell, 1996; Wallace et al., 1996]. Положительный тренд САК мог вызвать, в частности, потепление в Арктике в последние десятилетия [Moritz et al., 2002]. Причина потепления середины XX века окончательно не определена. Хотя полностью исключить

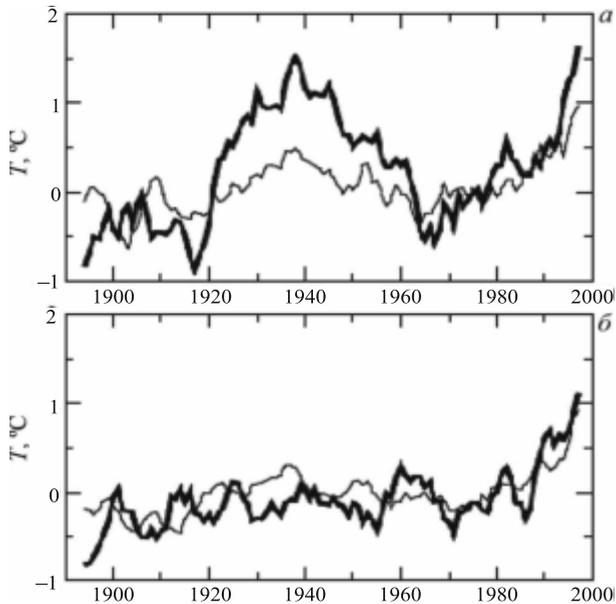


Рис.1.1.1. Аномалии приповерхностной температуры воздуха (в °C) для зимнего (ноябрь–апрель, жирная кривая) и летнего (май–октябрь, тонкая кривая) периодов в: *a* — арктическом регионе, 60°–90° с.ш.; *б* — в широтной зоне 45°–55° с.ш. Исходные данные сглажены скользящим 5-летним осреднением

внешние воздействия, такие как эффект вулканических извержений или солнечной активности, нельзя, наиболее вероятной представляется гипотеза, объясняющая это потепление естественной изменчивостью [Bengtsson et al., 2004; Delworth and Knutson, 2000; Moritz et al., 2002]. Глобальные климатические модели воспроизводят подобные аномалии как в контрольных экспериментах (без внешнего воздействия), так и в экспериментах с антропогенным увеличением парниковых газов в атмосфере [Delworth and Knutson, 2000; Johannessen et al., 2004; Moritz et al., 2002]. Также было предположено, что потепление 1940-х годов могло быть частью долгопериодного колебания, связанного с изменчивостью океанической циркуляции в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане и соответствующими аномалиями температуры поверхно-

сти океана (ТПО) [Delworth and Mann, 2000; Polyakov and Johnson, 2000]. Тем не менее, механизм влияния аномалий ТПО на температуру в Арктическом регионе не определен, и продолжительность временных рядов не позволяет статистически значимо установить связь между многолетними колебаниями температуры в Арктике и ТПО в Северной Атлантике. Для выявления того или иного физического механизма колебаний климата в Арктике необходима информация о пространственной структуре соответствующей температурной изменчивости в высоких широтах СП. Характерные пространственные структуры ПТВ, связанные с атмосферной циркуляцией, анализировались во многих работах (например, [Hurrell, 1996; Park et al., 2009; Wallace et al., 1996]). Такой анализ, как правило, ограничен по времени последними 50 годами, периодом достоверных данных с достаточным пространственным разрешением (например, данные реанализов). Этот период, однако, не включает в себя потепление 1940-х годов.

В данном разделе исследуется пространственная структура изменчивости зимней ПТВ севернее 40° с. ш. с использованием сеточных данных, покрывающих весь Арктический регион. Продолжительность и пространственное разрешение данных позволяют идентифицировать долгопериодную изменчивость, а также оценить вклад различных мод изменчивости температуры в осредненную температуру в Арктике. Отдельно анализировались зимнее и летнее полугодия.

Используемые данные и методы исследования. Эмпирические данные по приземной температуре в Арктике и прилегающих регионах состоят из измерений на метеорологических станциях с несколькими рядами, начинающимися в XIX столетии (см. обзор [Przybylak, 2000]). Начиная с 1930-х годов, появляются регулярные наблюдения над арктическим ледовым покровом (на дрейфующих станциях «Северный полюс»). С 1950-х годов к этим данным добавляются измерения с дрейфующих буев и сбрасываемых с самолетов зондов [Kahl et al., 1993; Martin et al., 1997; Rigor et al., 2000]. Из-за различного пространственного покрытия и техники измерений анализ данных проводился обычно лишь для последних десятилетий и приводил иногда даже к качественно различным выводам относительно температурных трендов [Kahl et al., 1993; Serreze et al., 2000].

Глобальные сеточные массивы данных по ПТВ [Hansen et al., 1999; Jones et al., 1999], широко используемые в климатических исследованиях, имеют значительные пропуски данных в высоких широтах СП, в частности, над ледовым покровом. Это делает их малоприспособленными для анализа структуры изменчивости ПТВ в Арктике, особенно в первой половине XX века.

В данном исследовании анализируется массив сеточных данных по ПТВ, составленный в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ, Санкт-Петербург), включающий в себя данные измерений над ледовым покровом [Alekseev et al., 1999] и состоящий из среднемесячных значений ПТВ на сетке $5^\circ \times 10^\circ$ широты/долготы (севернее 20° с. ш.) за период 1892–1999 гг. Массив включает в себя данные 1486 метеорологических станций — как наземных, так и дрейфующих ледовых станций «Северный полюс». Сеточные данные основаны на среднемесячных картах аномалий ПТВ за период 1891–1969 гг., составленных в Главной геофизической обсервато-

рии (Санкт-Петербург) и, позднее, до 1995 г., в Гидрометцентре (Москва). С 1995 г. массив был дополнен в ААНИИ с использованием данных реанализа Европейского центра среднесрочного прогноза (ECMWF). Более детальное описание массива, использовавшихся при его составлении данных, применявшейся методики визуальной интерполяции, а также валидация данных массива приведены в работах [Arpe et al., 2000; Johannessen et al., 2004; Kuzmina et al., 2008; Алексеев and Священников, 1991].

Пространственные моды изменчивости выделялись с помощью разложения на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). Временная эволюция ЭОФ представлена соответствующими главными компонентами (ГК), вычисляемыми для каждого временного шага как геометрическое произведение соответствующей ЭОФ и исходного поля температурных аномалий. При этом отдельно анализировались аномалии ПТВ за зимнее (с ноября по апрель) и летнее (с мая по октябрь) полугодия. Анализ был выполнен как для всего периода используемых данных, так и для различных подпериодов. Согласно критерию, предложенному в [Craddock and Flood, 1969] и основанному на логарифмической зависимости собственных значений «случайных» ЭОФ от их порядкового номера (отклонение от логарифмической зависимости означает значимость соответствующей моды изменчивости), первые 4 эмпирические ортогональные функции как для зимнего, так и для летнего периодов содержат статистически различимую информацию. Эти моды изменчивости также не зависят от временного периода.

Ранее анализ структуры вариаций ПТВ в Арктике с помощью ЭОФ был проведен в работе [Kelly et al., 1982] на основе сеточных данных [Jones et al., 1999] в период до 1980 г. Метод разложения на ЭОФ также недавно применялся при анализе сезонных аномалий ПТВ, измеренных на наземных метеорологических станциях к северу от 64° с. ш. [Overland et al., 2004].

Для исследования взаимосвязи между температурными колебаниями и атмосферной циркуляцией временные ряды соответствующих главных компонент были прокоррелированы с различными индексами атмосферной циркуляции в Северном полушарии, представляющими основные режимы изменчивости атмосферной циркуляции [Barnston and Livezey, 1987]. Эти индексы вычисляются с 1950 г. и доступны в Центре климатического прогноза NCEP/NCAR (<http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.html>). Корреляции были также вычислены для ГК зимних и летних аномалий давления воздуха на уровне моря, ДВУМ [Trenberth and Paolino, 1980], а также для индексов Североатлантического колебания и Южного колебания [Hurrell, 1996; Ropelewski and Jones, 1987].

Результаты. Зимний период. На рис. 1.1.2 изображены 4 ведущих (упорядоченных по доле связанной с ними изменчивости) ЭОФ зимней (ноябрь–апрель) ПТВ за период 1892–1999 гг. в широтной зоне 40°–80° с. ш. Колебания ПТВ, связанные с этими четырьмя ЭОФ, объясняют 54% изменчивости ПТВ за соответствующий период. Временные ряды соответствующих главных компонент приведены на рис. 1.1.3. Доля изменчивости для каждой ЭОФ и корреляции соответствующих главных компонент (ГК) с различными индексами атмосферной циркуляции представлены в табл. 1.1.1. Первая ЭОФ, описывающая 21,2% изменчивости (рис. 1.1.2а), связана с Североатлантическим колебанием

(САК) и характеризуется положительными температурными аномалиями над северной Европой, восточной и центральной Евразией, и отрицательной аномалией с центром в заливе Баффина. Эта мода изменчивости очень похожа на хорошо известную карту регрессии аномалий ПТВ на значения индекса САК и Арктического колебания [Thompson and Wallace, 2000], обусловленную усиленной адвекцией теплых атлантических воздушных масс в регионы северной

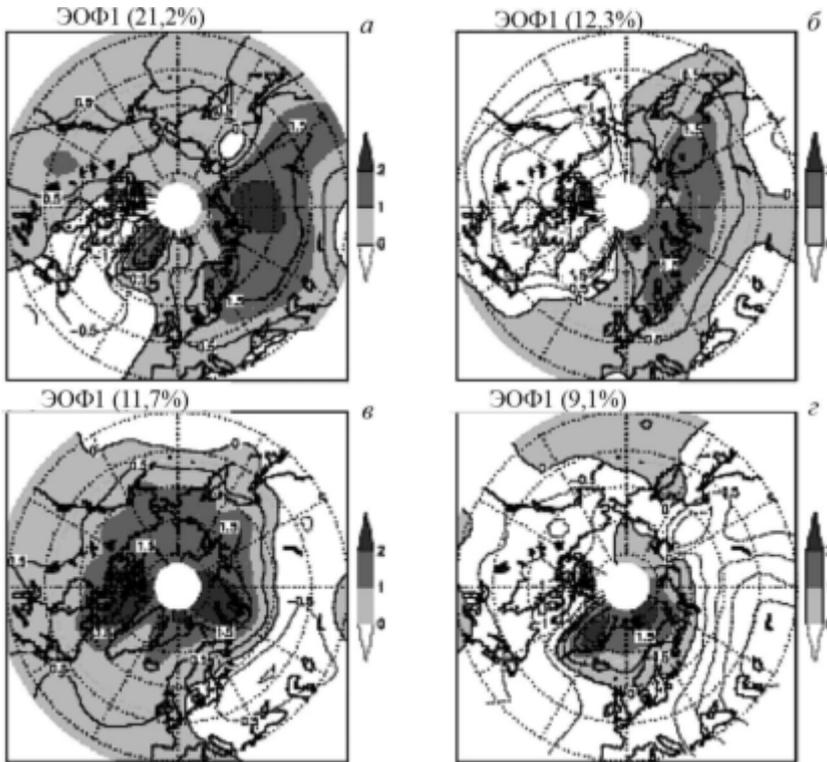


Рис. 1.1.2. Четыре ведущих ЭОФ межгодовой изменчивости приповерхностной температуры воздуха в холодное полугодие (средних за ноябрь–апрель) за период 1892–1999 гг. Аномалии (в °С), превышающие 0; 1; 2, заштрихованы. Контурные расположены на уровнях –2; –1,5; –1; –0,5; 0; 0,5; 1; 1,5 (°С).

Евразии и, одновременно, холодного арктического воздуха к западу от Гренландии во время положительной фазы САК (см., например, рис. 1.1.3а в [Hurrell, 1996]). Корреляция между ГК этой моды (ГК1) для ПТВ и индексом САК составляет 0,60 за период 1892–1999 гг., что проиллюстрировано на рис. 1.1.3а. Для периода 1951–1999 гг. наиболее сильная корреляция (0,58) найдена с индексом Полярно-Евразийского колебания (ПЕК), которое характеризует интенсивность полярного вихря. Корреляция с САК за тот же период составляет 0,51. Самая сильная корреляция (0,77) для периода 1900–1999 гг. найдена для ГК первой ведущей ЭОФ вариаций поля приземного давления к северу от 25° с. ш., часто используемой как определение Арктического колебания.

Таблица 1.1.1. Доля изменчивости зимних (ноябрь–апрель) аномалий ПТВ, описываемая анализировавшимися ЭОФ, и корреляции главных компонент (ГК) с индексами атмосферных телеконнекций (ИАТ) за период 1950–1999 гг., а также с ГК аномалий приземного воздушного давления (ПВД) средних на ноябрь–апрель, в зоне 25°–80° с. ш. за период 1900–1999 гг. Показаны только наиболее сильные корреляции

	Описываемая доля изменчивости	Наиболее сильные корреляции с ИАТ (1950–1999)	Наиболее сильные корреляции с ГК ДВУМ (1900–1999)
ЭОФ 1	21,2%	ПЕК, 0,58; САК, 0,51	ГК1, 0,77; ГК2, –0,32
ЭОФ 2	12,3%	ТСАК, –0,49; ЗТК, –0,44	ГК2, –0,57; ГК1, 0,34
ЭОФ 3	11,7%	Среднеарктическая ПТВ, 0,79 (1892–1999)	
ЭОФ 4	9,1%	СК, 0,33;	ГК5, –0,45

Сокращения: ПЕК — Полярно-Евразийское колебание, ТСАК — Тихоокеанско-Североамериканское колебание, ЗТК — Западно-Тихоокеанское колебание, СК — Скандинавское колебание, ТСАК — Тихоокеанско-Североамериканское колебание, ЗТК — Западно-Тихоокеанское колебание

Вторая ведущая ортогональная мода изменчивости ПТВ (ответственная за 12,3% изменчивости) представляет из себя диполь, состоящий из положительной аномалии над северной Евразией и отрицательной аномалии над северной Канадой и Гренландией (рис. 1.1.2б). Эта ЭОФ2 в основном связана с изменчивостью атмосферной циркуляции над северным Тихим океаном, что отражается в относительно высоких корреляциях с Тихоокеанско-Североамериканским и Западно-Тихоокеанским колебаниями крупномасштабной атмосферной циркуляции (см. табл. 1.1.1). Значимая корреляция (0,34) за весь исследуемый период 1892–1999 гг. обнаружена для индекса Южного колебания. Это мода также сильно (отрицательно) коррелирована с ГК второй ведущей ЭОФ приземного давления, описывающей колебания давления над северным Тихим океаном. Главная компонента ГК2, как и индекс Южного колебания, характеризуются отрицательным трендом (рис. 1.1.3б), что означает усиление контраста асимметричных колебаний ПТВ над сушей западного и восточного полушарий, описываемого ЭОФ2.

Третья ведущая мода, ЭОФ3, представляющая 11,7% общей изменчивости, статистически значимо не коррелирована ни с одним из используемых индексов изменчивости атмосферной циркуляции. Самая сильная корреляция не превышает 0,25. Эта ЭОФ сильно коррелирована (0,79) с осредненными аномалиями ПТВ в арктическом регионе (60°–90° с. ш.), и соответствующая ГК практически идентична аномалиям ПТВ во время арктического потепления в середине XX века (рис. 1.1.3в). ЭОФ3 состоит из сильных положительных аномалий над Карским и Баренцевым морями, северной частью Гренландского моря и заливом Баффина (рис. 1.1.2б). Эта мода очень похожа на первую ведущую ЭОФ, описанную в [Kelly et al., 1982] для среднегодовых аномалий арктической ПТВ. В работе этих авторов мода, связанная с САК, была второй по вкладу в общую изменчивость. Схожая структура колебаний ПТВ была также выявлена в работе [Overland et al., 2004]. Аналогичный результат был получен и с анализировавшимися данными для периода 1892–1950 гг., т. е. исключаяющего сильный положительный тренд индекса САК в последние 40 лет прошлого столетия. Поскольку корреляционный анализ не выявил существенных связей данной моды (ЭОФ3) с крупномасштабной атмосферной

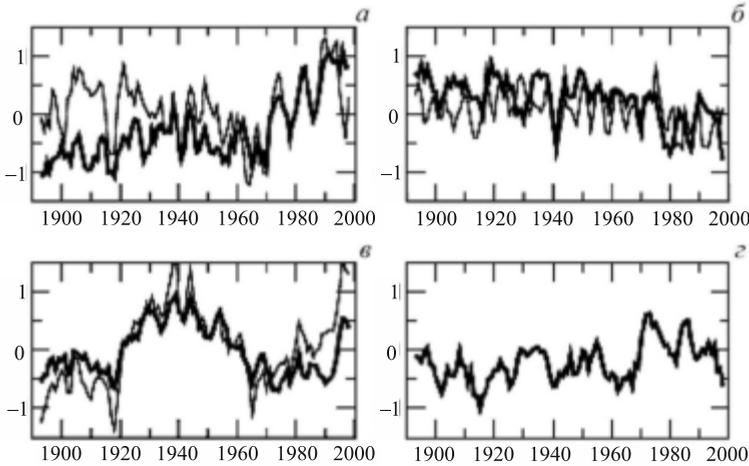


Рис. 1.1.3. Главные компоненты (ГК, жирные кривые), соответствующие ЭОФ, представленным на рис. 1.1.2. Индекс САК (а, тонкая кривая), индекс Южного колебания (б, тонкая кривая), среднеарктические аномалии ПТВ в зимний период (в, тонкая кривая). Исходные данные сглажены скользящим трехлетним осреднением

циркуляцией и в то же время сильнейшие аномалии ПТВ, связанные с этой модой, расположены в регионах наибольшей изменчивости (от междугодовой до декадной) концентрации морского ледового покрова (МЛП) [Deser et

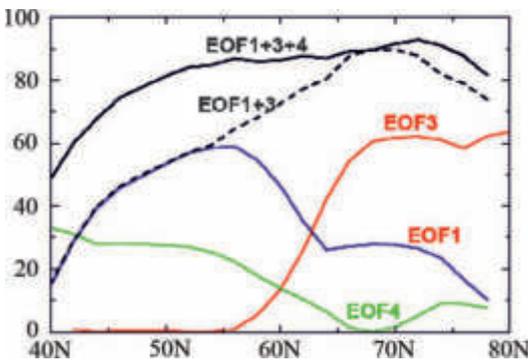


Рис. 1.1.4. Вклад изменчивости среднезональной ПТВ в зимний период (в %), объясняемый первыми четырьмя ЭОФ, а также их комбинациями, для широт 40°–80° с. ш.

al., 2000; Venegas and Mysak, 2000], предполагается, что эта мода связана с вариациями МЛП в зимний период. Относительно короткий ряд достоверных данных по МЛП в зимние месяцы (непрерывные измерения с самолетов начались с 1953 г. [Walsh and Johnson, 1979]) не позволяет идентифицировать долгопериодную аномалию, соответствующую потеплению в Арктике в середине XX века. Однако она прослеживается в региональных и реконструированных данных для Баренцева и Карского морей [Polyakov et al., 2003; Захаров, 1996].

ЭОФ4 (рис. 1.1.2д) состоит из положительной аномалии над восточной частью Арктического океана и Гренландией, а также сильной отрицательной аномалии над центральной Евразией. Временной ряд соответствующей ГК4 (рис. 1.1.3д) статистически значимо коррелирован с индексом Скандинавского колебания (0,33 для периода ноябрь–апрель и 0,51 для периода декабрь–февраль), описывающего изменчивость давления воздуха над Барен-

цевым морем. Эта ЭОФ статистически значимо коррелирована с ЭОФ5 для поля давления, которая связана с соответствующим (температурным аномалиям) увеличением приземного давления над центральной Евразией и уменьшением над атлантическим сектором Арктики.

Вклад представленных ЭОФ в изменчивость среднезональных ПТВ за период 1892–1999 гг. представлен на рис. 1.1.4. ЭОФ1, связанная с САК, объясняет около 50% изменчивости температуры в средних широтах СП и менее 30% в широтном поясе 65° – 75° с. ш. с уменьшающимся влиянием далее к северу. Значительный вклад в изменчивость ПТВ в средних широтах вносит также ЭОФ4 (благодаря сильной отрицательной аномалии над Евразией к востоку от Каспийского моря). В высоких широтах (к северу от 65° с. ш.) эта ЭОФ не вносит заметного вклада в зональную температурную изменчивость. Начиная с 65° с. ш., основной вклад в зональные аномалии ПТВ вносит ЭОФ3, объясняя более 60% изменчивости ПТВ, а вместе с ЭОФ1 — более 80%. Суммарно ЭОФ1, 3,4 объясняют от 70% до 90% изменчивости зональной ПТВ к северу от 45° с. ш.

Летний период. Изменчивость арктической ПТВ в летний период (май–октябрь) характеризуется рядом особенностей. Во время этого периода происходит таяние льда, что обуславливает поддержание нулевой температуры над льдом и снегом и, соответственно, отсутствие значимых межгодовых аномалий ПТВ над этими областями в период таяния [Rigor et al., 2000]. Изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции ослабевает по сравнению с зимним периодом. Более значимую роль играют радиационные процессы. Таяние морских льдов, а также увеличенный речной сток в Арктический океан приводят к образованию галоклина, верхнего опресненного слоя океана, который препятствует эффективному теплообмену между атмосферой и океаном [Захаров, 1996].

Аналогично анализу для зимнего периода, на рис. 1.1.5 представлены 4 ведущих ЭОФ температурных аномалий для летнего периода, объясняющих 47,5% изменчивости поля ПТВ в зоне 40° – 80° с. ш. Соответствующие главные компоненты приведены на рис. 1.1.6. Первая ЭОФ (ЭОФ1) (рис. 1.1.5а) имеет крупномасштабную структуру с аномалией одного знака, покрывающей практически всю внетропическую часть СП за исключением противоположной по знаку аномалии ПТВ над Северной Атлантикой. Подобная картина очень похожа на структуру антропогенного потепления по результатам экспериментов с глобальными климатическими моделями [Meehl et al., 2007], с похолоданием в Северной Атлантике из-за замедления меридиональной океанической циркуляции. Как видно из рис. 1.1.6а, ЭОФ1 описывает положительный тренд ПТВ, начиная с 1960-х гг., и практически не вносит вклада в потепление середины XX века. Это потепление в летний период хорошо описывается ЭОФ2 (рис. 1.1.5б), что следует из рис. 1.1.6б. Следует отметить, что ЭОФ1 для летнего и зимнего периодов похожи. Это указывает на влияние Североатлантического колебания также и на летнюю изменчивость ПТВ. Однако корреляция летней ГК1 с индексом САК составляет 0,23 и 0,34 с ГК1 для зимнего поля давления (арктическое колебание), что в среднем более чем в 2 раза слабее корреляций для зимней ГК1 (0,49 и 0,77 соответственно, см. табл. 1.1.1). Вторая ЭОФ (ЭОФ2) состоит из аномалий одного знака с тремя максимумами в Северной Атланти-

ке, в районе Северной Земли и Канадским архипелагом. Сходство ГК2 для летнего периода (рис. 1.1.6б) и ГК3 для зимнего периода (рис. 1.1.2в) позволяет предположить, что соответствующие ЭОФ описывают долгопериодное климатическое колебание ПТВ, предположительно связанное с колебаниями

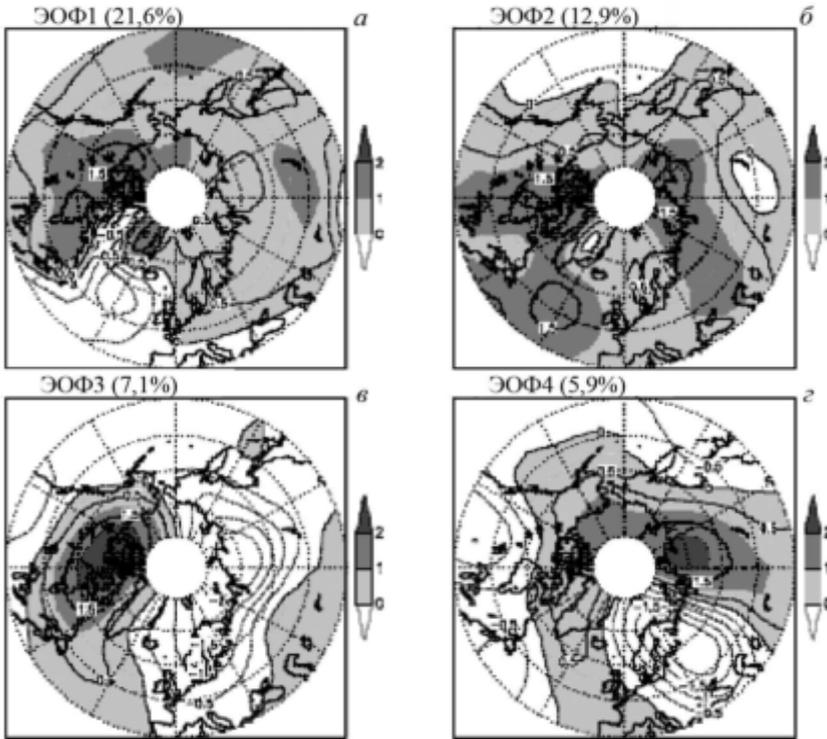


Рис. 1.1.5. Аналогично рис. 1.1.2, но для теплого полугодия (май–октябрь)

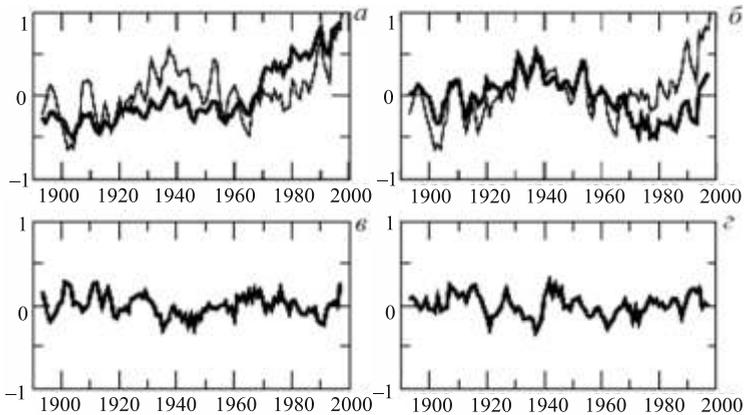


Рис. 1.1.6. Аналогично рис. 1.1.3, но для теплого полугодия (май–октябрь). Тонкие кривые на *a* и *б* – среднеарктические аномалии ПТВ в летний период

океанической циркуляции в Северной Атлантике [Polyakov and Johnson, 2000]. Эти две ЭОФ объясняют 83% изменчивости Арктической (60° – 90° с. ш.) ПТВ в летний период. Третья ЭОФ (ЭОФ3) (рис. 1.1.5в) представляет собой зонально-симметричный диполь с центрами над северной Канадой и северной Сибирью и в силу симметричности практически не вносит вклада в средне-зональные аномалии. ЭОФ4 (рис. 1.1.5г) также состоит из зонального диполя с отрицательной аномалией ПТВ над восточной Европой, сопровождающейся положительной аномалией над северной частью центральной Сибири. Как видно из рис. 1.1.6в–г, соответствующие ГК не имеют ни значительных трендов, ни заметных долгопериодных колебаний. Корреляционный анализ связи различных ЭОФ в летний период с соответствующими ЭОФ аномалий приземного давления выявил только две значимые связи. Это корреляция ГК2 с ГК1 для приземного давления (0,29) (соответствующая ЭОФ1 для приземного давления имеет вид центрированной над Северным полюсом отрицательной аномалии, соответствующей повышению приповерхностной температуры), а также корреляция ГК3 с ГК3 для давления (0,36). Таким образом, ведущие ЭОФ ПТВ в летний период значительно слабее связаны с изменчивостью крупномасштабной атмосферной циркуляции, чем в зимний период.

Выводы. Вариации ПТВ в зимний период в арктическом регионе имеют в среднем в 2 раза большую амплитуду, чем в летний период. Для того чтобы продемонстрировать вклад изменчивости, связанной с рассмотренными ЭОФ, в осредненные для арктического региона (широтный пояс 60° – 90° с. ш.) температурные вариации для зимнего периода, аномалии температуры, связанные с ЭОФ1, ЭОФ3, а также с суммой ЭОФ1+ЭОФ3, были вычтены из исходных данных. Остаточные аномалии в сравнении с исходными данными представлены на рис. 1.1.7. Две ЭОФ (1-я и 3-я) объясняют 94% температурной изменчивости в арктическом регионе (к северу от 60° с. ш.). ЭОФ2, в силу своей симметричной западно-восточной дипольной структуры, не вносит заметного вклада в зонально осредненную ПТВ. Вклад ЭОФ4 в вариации средне-арктической ПТВ составляет около 5%. Как видно из рис. 1.1.7а, вклад аномалий ПТВ, описываемых ЭОФ1 (связанных с САК), незначителен примерно до 1970 г. В последующий период положительный тренд ПТВ значительно слабее. Остаточный тренд (после вычета ЭОФ1) составляет $0,31^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$, в сравнении с наблюдаемым трендом $0,58^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ за 1971–1999 гг. Разница увеличивается еще больше, если исключить период резкого падения индекса САК в 1995–1999 гг. (в тот же период происходил быстрый рост ГК3, см. рис. 1.1.3). В этом случае (для периода 1971–1995 гг.) значения трендов составляют $0,14^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ и $0,45^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ соответственно. Как и ожидалось, после вычета аномалий, связанных с ЭОФ3, исчезает арктическое потепление середины XX века, в то же время скорость потепления в последние десятилетия XX века практически не изменяется (рис. 1.1.7б). Это указывает на различную природу двух самых сильных долгопериодных флуктуаций ПТВ в Арктике за последние 100 лет. Результаты такого сравнения также говорят о том, что резкое потепление в Арктике, начавшееся со второй половины 1990-х годов, происходило, несмотря на падение индекса САК, и описывалось ЭОФ3, связанной, как предполагается, с изменениями ледового покрова. Удаление аномалий ПТВ, связанных с ЭОФ1 и ЭОФ3, приводит

к полному исчезновению междекадной изменчивости, оставляя незначительные остаточные флуктуации без какого-либо тренда (рис. 1.1.7).

Тот факт, что две моды температурной изменчивости, предположительно связанные с естественными колебаниями, практически полностью описывают ход зимней ПТВ в Арктике в XX столетии, указывает на потенциальные трудности в выделении антропогенного воздействия на климатические изменения в этом регионе. Это не означает, что повышение температуры в Арктике в зимний период не связано с антропогенным потеплением. Следствием глобальных антропогенных климатических изменений могут быть интенсификация той или иной моды изменчивости, выявленной в результате ЭОФ анализа, а также температурные изменения, близкие по пространственной структуре к характерной внутренней моде. Согласно недавним исследованиям, некото-

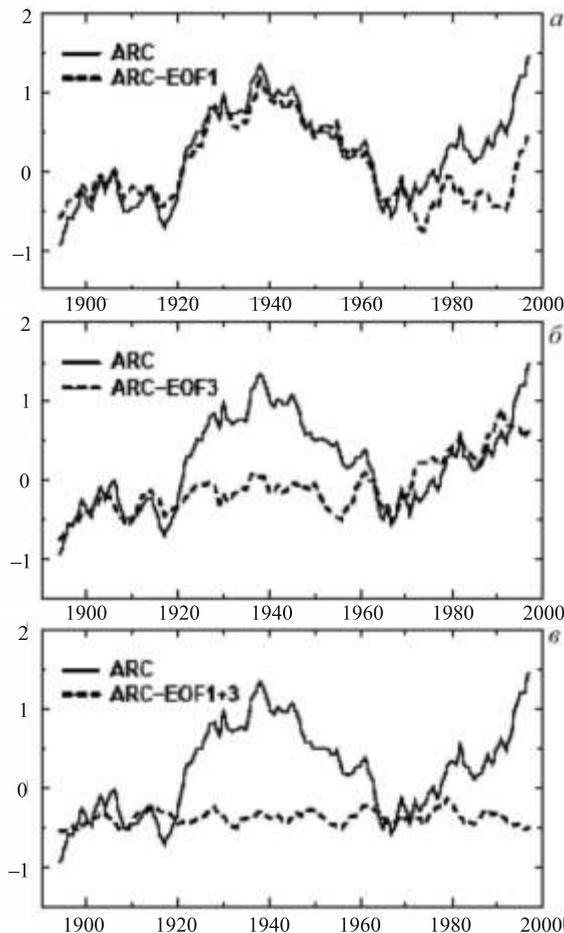


Рис. 1.1.7. Аномалии среднеарктической (в широтном поясе 60° – 90° с. ш.) приповерхностной температуры воздуха в зимний период (сплошная кривая), с вычетом (прерывистая кривая) изменчивости, относящейся к ЭОФ1 (а), ЭОФ3 (б) и вычетом суммарного вклада ЭОФ1+3 (в).

рые климатические модели воспроизводят рост индекса САК в экспериментах с увеличением парниковых газов в атмосфере [Gillett et al., 2002]. Предполагается, что положительный тренд индекса САК связан с глобальным потеплением, в частности с потеплением тропических океанов [Hoerling et al., 2001]. Таким образом, антропогенные воздействия могут привести к усилению роли ЭОФ1, связанной с САК. Следствиями парникового эффекта также могут быть таяние арктических морских льдов и усиление переноса океанического тепла в Арктику. Таяние морских льдов в зимний период в граничных арктических морях, особенно в мелководном Баренцевом море и, соответственно, увеличение потоков скрытого и явного тепла от поверхности океана в атмосферу, может привести к картине изменений ПТВ, схожей с ЭОФ3.

Хотя долгопериодная мода изменчивости ПТВ ЭОФ3 не коррелирована с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции, не исключается ее связь с региональной изменчивостью атмосферной циркуляции. Как показано в [Bengtsson et al., 2004], долгопериодные изменения градиента приземного давления между Шпицбергом и северной Норвегией в зимний период могли быть причиной изменений ветрового океанического течения, переносящего относительно теплые атлантические водные массы в Баренцево море, что вызвало соответствующие изменения в площади ледового покрова и далее ПТВ. Долгопериодные изменения океанической циркуляции, в частности, связанные с термохалинной циркуляцией, также могут быть причиной вековых климатических изменений в Арктике [Delworth and Mann, 2000], как и изменения баланса пресной воды в Арктическом океане [Захаров, 1996].

Для летнего периода ведущая мода изменчивости наиболее вероятно связана с глобальным потеплением и, как следует из рис. 1.1.6а, б, темпы этого потепления в Арктике в 1970-е и 1980-е гг. замедлены из-за негативной фазы ЭОФ2, описывающей долгопериодное колебание. Проявлением этого колебания в зимний период является ЭОФ3 (соответствующие ГК значимо коррелированы, $r = 0,57$, см. рис. 1.1.3а и рис. 1.1.6б). Отличия пространственных структур этих ЭОФ можно объяснить, если предположить, что долгопериодная осцилляция связана с колебаниями меридиональной океанической циркуляции в Северной Атлантике. В этом случае в зимний период наибольшие аномалии ПТВ происходят в регионах, где относительно теплые атлантические водные массы встречаются границу морского льда, распространение которого модулирует интенсивные потоки турбулентного тепла из океана в атмосферу. В летний период теплообмен между океаном и атмосферой в Арктике относительно слабый, и наряду с изменениями многолетнего льда заметную роль играют аномалии ТПО в Северной Атлантике (рис. 1.1.5б), связанные с меридиональной циркуляцией [Latif et al., 2004].

Список использованной литературы

1. Алексеев Г. В., Священников П. Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной Полярной области и северного полушария. — М.: Гидрометеиздат, 1991. 191 с.
2. Захаров В. Ф. Морские льды в климатической системе. — М.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
3. Alekseev G. V., Alexandrov Y. I., Berriayev R. V., Svyashchennikov P. N., Harlanienkova N. Y. Detection and modelling of greenhouse warming in the Arctic and sub-Arctic. 1999.

4. *Arpe K., Bengtsson L., Golitsyn G. S., Mokhov I. I., Semenov V. A., Sporyshev P. V.* Connection between Caspian Sea level variability and ENSO // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 17. P. 2693–2696.
5. *Barnston A. G., Livezey R. E.* Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // *Monthly Weather Review*. 1987. V. 115. № 6. P. 1083–1126.
6. *Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M.* The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.
7. *Craddock J. M., Flood C. R.* Eigenvectors for representing 500 mb geopotential surface over the Northern Hemisphere // *Quart. J. R. Met.* 1969. V. 95. № 405. P. 576–593.
8. *Delworth T. L., Knutson T. R.* Simulation of early 20th century global warming // *Science*. 2000. V. 287. № 5461. P. 2246–2250.
9. *Delworth T. L., Mann M. E.* Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // *Climate Dynamics*. 2000. V. 16. № 9. P. 661–676.
10. *Deser C., Walsh J. E., Timlin M. S.* Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 3. P. 617–633.
11. *Gillett N. P., Allen M. R., Williams K. D.* The role of stratospheric resolution in simulating the Arctic Oscillation response to greenhouse gases // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2001.
12. *Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M.* GISS analysis of surface temperature change // *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. 1999. V. 104. № D24. P. 30997–31022.
13. *Hoerling M. P., Hurrell J. W., Xu T. Y.* Tropical origins for recent North Atlantic climate change // *Science*. 2001. V. 292. № 5514. P. 90–92.
14. *Holland M. M., Bitz C. M.* Polar amplification of climate change in coupled models // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. № 3–4. P. 221–232.
15. *Hurrell J. W.* Decadal Trends in the North-Atlantic Oscillation – Regional Temperatures and Precipitation // *Science*. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–679.
16. *Hurrell J. W.* Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. № 6. P. 665–668.
17. *Johannessen O. M., Shalina E. V., Miles M. W.* Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation // *Science*. 1999. V. 286. № 5446. P. 1937–1939.
18. *Johannessen O. M.* et al. Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. 2004. V. 56. № 4. P. 328–341.
19. *Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G.* Surface air temperature and its changes over the past 150 years // *Reviews of Geophysics*. 1999. V. 37, № 2. P. 173–199.
20. *Kahl J. D.* et al. Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years // *Nature*. 1993. V. 361. № 6410. P. 335–337.
21. *Kelly P. M.* et al. Variations in surface air temperatures: Part 2. Arctic regions, 1881–1980 // *Monthly Weather Review*. 1982. V. 110. № 2. P. 71–83.
22. *Kuzmina S. I., Johannessen O. M., Bengtsson L., Aniskina O. G., Bobylev L. P.* High northern latitude surface air temperature: comparison of existing data and creation of a new gridded data set 1900–2000 // *Tellus A*. 2008. V. 60. № 2. P. 289–304.
23. *Latif M.* et al. Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 7. P. 1605–1614.
24. *Martin S., Munoz E., Drucker R.* Recent observations of a spring-summer surface warming over the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 1997. V. 24. № 10. P. 1259–1262.
25. *Meehl G. A.* et al. Global climate projections. 2007.
26. *Moritz R. E., Bitz C. M., Steig E. J.* Dynamics of recent climate change in the Arctic // *Science*. 2002. V. 297. № 5586. P. 1497–1502.
27. *Overland J. E., Spillane M. C., Percival D. B., Wang M. Y., Mofjeld H. O.* Seasonal and regional variation of pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 17. P. 3263–3282.

28. *Park W., Keenlyside N., Latif M., Stroh A., Redler R., Roeckner E., Madec G.* Tropical Pacific Climate and Its Response to Global Warming in the Kiel Climate Model // *Journal of Climate*. 2009. V. 22. № 1. P. 71–92.
29. *Polyakov I. V., Johnson M. A.* Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 24. P. 4097–4100.
30. *Polyakov I. V. et al.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.
31. *Polyakov I. V. et al.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophysical research letters*. 2002. V. 29. № 18.
32. *Przybylak R.* Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic // *International Journal of Climatology*. 2000. V. 20. № 6. P. 587–614.
33. *Raisanen J.* CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments // *Journal of Climate*. 2002. V. 15. № 17. P. 2395–2411.
34. *Rigor I. G., Colony R. L., Martin S.* Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97 // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 5. P. 896–914.
35. *Ropelewski C. F., Jones P. D.* An extension of the Tahiti-Darwin southern oscillation index // *Monthly Weather Review*. 1987. V. 115. № 9. P. 2161–2165.
36. *Serreze M. C., Francis J. A.* The arctic amplification debate // *Climatic Change*. 2006. V. 76. № 3–4. P. 241–264.
37. *Serreze M. C. et al.* Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment // *Climatic change*. 2000. V. 46. № 1–2. P. 159–207.
38. *Thompson D. W. J., Wallace J. M.* Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 5. P. 1000–1016.
39. *Trenberth K. E., Paolino D. A.* The Northern Hemisphere sea-level pressure data set — trends, errors and discontinuities // *Monthly Weather Review*. 1980. V. 108. № 7. P. 855–872.
40. *Venegas S. A., Mysak L. A.* Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 19. P. 3412–3434.
41. *Wallace J. M., Zhang Y., Bajuk L.* Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature // *Journal of Climate*. 1996. V. 9. № 2. P. 249–259.
42. *Walsh J. E., Johnson C. M.* An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journal of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. № 3. P. 580–591.
43. *Walsh J. E., Chapman W. L., Shy T. L.* Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic // *Journal of Climate*. 1996. V. 9. № 2. P. 480–486.

1.2. Температура в свободной атмосфере: вертикальная структура

М. Г. Акперов, И. И. Мохов, М. А. Дембицкая

Температурная стратификация тропосферы определяется не столько радиационным притоком, сколько переносом тепла сухой и влажной конвекцией [АИК, 1987]. При этом профиль температуры в тропосфере достаточно хорошо характеризуется средним вертикальным градиентом γ .

Параметр γ является важной характеристикой атмосферы и земной климатической системы (ЗКС) в целом. При этом средний по высоте тропосферы градиент γ изменяется как во времени (в годовом ходе и межгодовой изменчивости), так и в пространстве (с широтой и долготой).

Чувствительность ЗКС к различным воздействиям существенно зависит от климатической обратной связи (КОС) через вертикальный градиент температуры (ВГТ) γ в тропосфере (ВГТ-КОС) [Кароль, 1988; Хмелевцов, 1988; Мохов, 1993]. Важной характеристикой термического режима ЗКС является приповерхностная температура T_s . Обычно чувствительность ЗКС к различного рода воздействиям, естественным и антропогенным, характеризуется, прежде всего, изменением приповерхностной температуры, в том числе средней (среднеполушарной или среднеглобальной) приповерхностной температуры системы. Поэтому полезно и удобно иметь эмпирическую функциональную зависимость γ от T_s .

Особенности ВГТ-КОС можно оценить характеристиками связи γ с приповерхностной температурой T_s . В частности, в [Мохов, 1983; Мохов, 1986] получены оценки положительной в целом ВГТ-КОС, характеризуемой параметром чувствительности $d\gamma/dT_s$ на основе линейных регрессий γ на приповерхностную температуру T_s в годовом ходе по данным [Oort and Rasmussen, 1971]. В [Гулев и др., 1991] аналогичные оценки параметра чувствительности $d\gamma/dT_s$ сделаны для годового хода и межгодовой изменчивости по 15-летним данным ВНИИГМИ-МЦД (см. также [Мохов, 1993]).

С тенденцией изменения вертикальной температурной структуры атмосферы, с изменением ее статической устойчивости связаны, в частности, тенденции изменения облачности и вихре-волновой активности в атмосфере (см., например, [Мохов и др., 1992; Мохов и Петухов, 2000]). Это указывает на необходимость детальных разносторонних эмпирических и модельных исследований закономерностей изменения вертикальной температурной стратификации атмосферы при изменениях температурного режима ЗКС.

Используемые данные. Для расчета вертикального градиента температуры в тропосфере γ использовались глобальные среднемесячные данные ERA-Interim реанализа (1979–2014 гг.) [Dee et al., 2011]: у поверхности и на стандартных уровнях 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 и 100 гПа в атмосфере с горизонтальным разрешением $0,75^\circ$ по широте и долготе.

Результаты анализа. Средние значения γ для тропосферы определялись на основе линейной регрессии

$$T(z) = T(0) - \gamma z \quad (1.2.1)$$

по температурным среднемесячным и среднегодовым данным на стандартных уровнях в атмосфере от поверхности до уровня тропопаузы. Уровень тропопаузы изменяется от 300 гПа в полярных широтах до 100 гПа — в тропических.

Величина γ , зависящая от широты и долготы, меняется в годовом ходе и год от года. На рис. 1.2.1 представлено широтно-долготное распределение среднегодовых значений γ , рассчитанных по данным ERA-Interim реанализа (1979–2014 гг.) на основе линейных регрессий (1.2.1) для различных широтных зон СП.

На рис. 1.2.2 представлено широтное распределение среднегодовых значений вертикального градиента температуры γ в тропосфере. Вертикальные

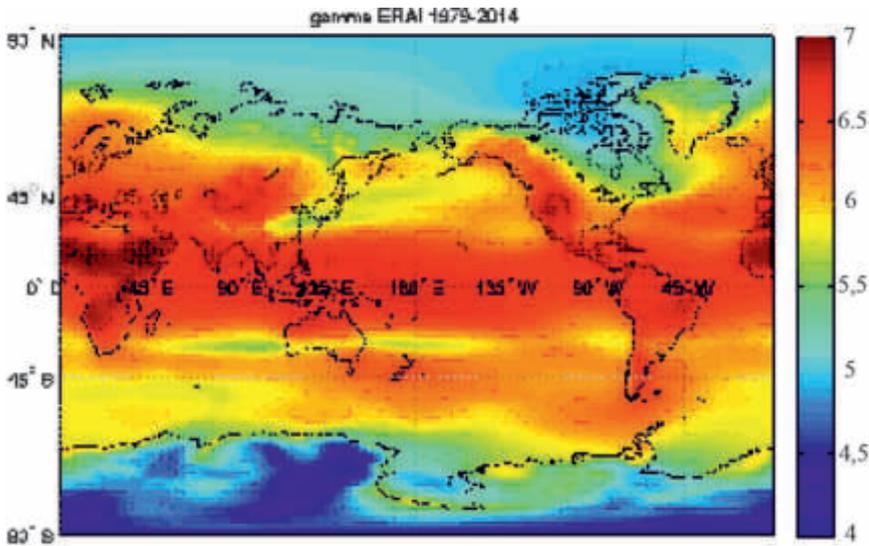


Рис.1.2.1. Широтно-долготное распределение среднегодовых значений γ [°C/км]

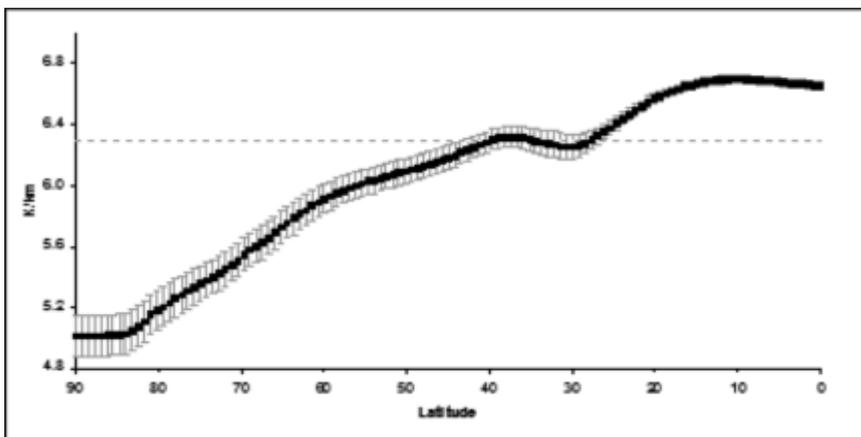


Рис.1.2.2. Широтное распределение среднегодовых значений γ [°C/км] (с СКО) для СП в целом

отрезки характеризуют среднеквадратические отклонения (СКО). Рассчитанное по среднегодовым данным значение для γ около $6,3^\circ\text{C}/\text{км}$. При этом оно заметно уменьшается от $6,7^\circ\text{C}/\text{км}$ в низких широтах до $5,0^\circ\text{C}/\text{км}$ в приполярных. В качестве одной из причин уменьшения γ и увеличения его СКО с ростом широты можно отметить существование температурных инверсий в более высоких широтах.

По изменениям величины γ во времени (годовом ходе, межгодовой изменчивости) на основе линейных регрессий

$$\gamma = a_0 + a_1 T_s \quad (1.2.2)$$

Можно оценить $d\gamma/dT_s$ – параметр чувствительности γ к изменениям приповерхностной температуры T_s (коэффициент линейной регрессии a_1). Пространственные особенности связи вертикального градиента температуры

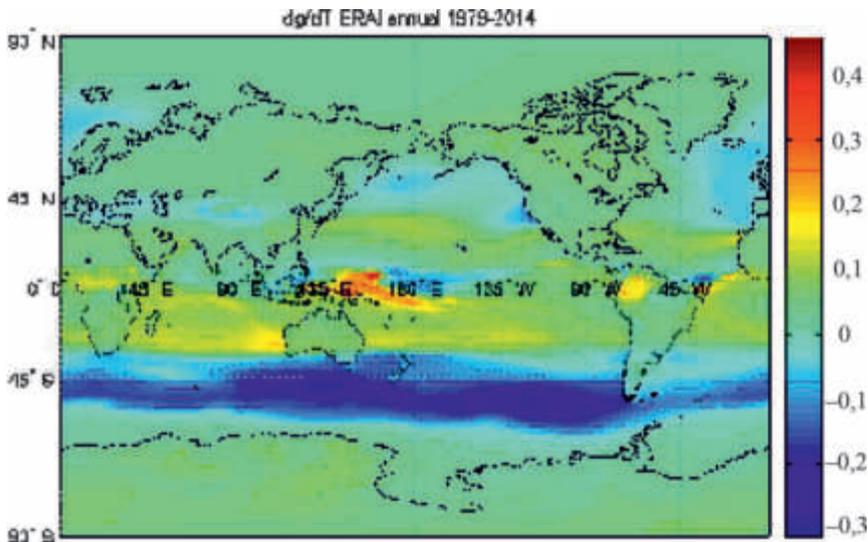


Рис. 1.2.3. Широтно-долготное распределение значений коэффициентов регрессии γ [K/км] (в тропосфере) на T_s [K] по данным в годовом ходе

в тропосфере γ с приповерхностной температурой T_s в годовом ходе характеризует широтно-долготное распределение (рис. 1.2.3). Максимальные значения $d\gamma/dT_s$ превышают $0,06 \text{ км}^{-1}$ (и достигают до $0,07 \text{ км}^{-1}$). Большую часть полушария занимают области с $d\gamma/dT_s$ от $0,02 \text{ км}^{-1}$ до $0,05 \text{ км}^{-1}$.

Широтно-долготное распределение значений коэффициентов регрессии γ (в тропосфере) на T_s по данным в межгодовой изменчивости представлены на рис. 1.2.4. Максимальные значения параметра чувствительности $d\gamma/dT_s$ достигают $0,2 \text{ км}^{-1}$ в тропосфере тропических широт Атлантики и Тихого океана. Максимальные по абсолютной величине отрицательные значения $d\gamma/dT_s$ получены в экваториальных широтах Индийского океана и тропической Атлантики.

На рис. 1.2.5 представлено широтное распределение значений $d\gamma/dT_s$ (с СКО) в межгодовой изменчивости для СП. Большинство значений $d\gamma/dT_s$ принадлежит интервалу от $0,04 \text{ км}^{-1}$ до $0,07 \text{ км}^{-1}$.

Существенно, что сделанные оценки значений параметра чувствительности $d\gamma/dT_s$ для СП в целом по данным в годовом ходе и в межгодовой изменчивости, близки. По данным в годовом ходе значения $d\gamma/dT_s$ получены около $3,3 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ для СП в целом. Соответствующие величины по данным в межгодовой изменчивости получены около $4,5 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ для СП в целом. Полученные положительные в целом для СП значения $d\gamma/dT_s$ характеризуют

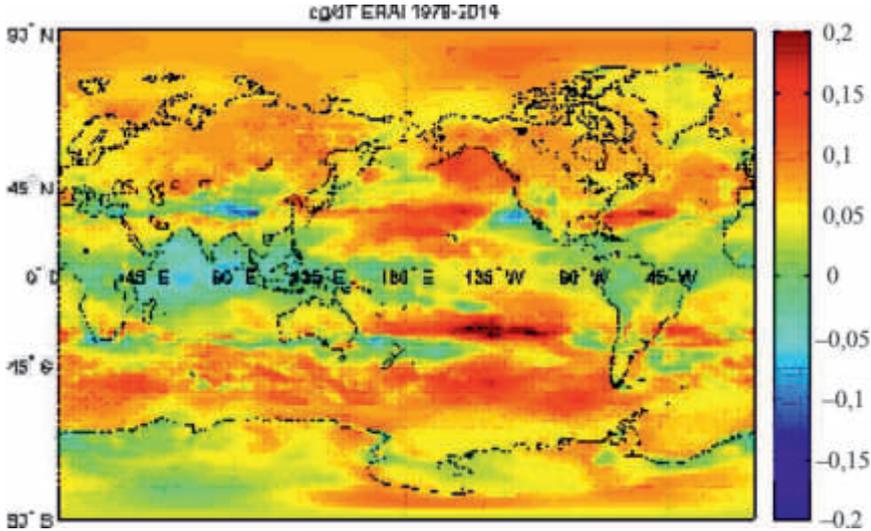


Рис.1.2.4. Широтно-долготное распределение значений коэффициентов регрессии γ [$^{\circ}\text{C}/\text{км}$] (в тропосфере) на T_s [$^{\circ}\text{C}$] по данным в межгодовой изменчивости

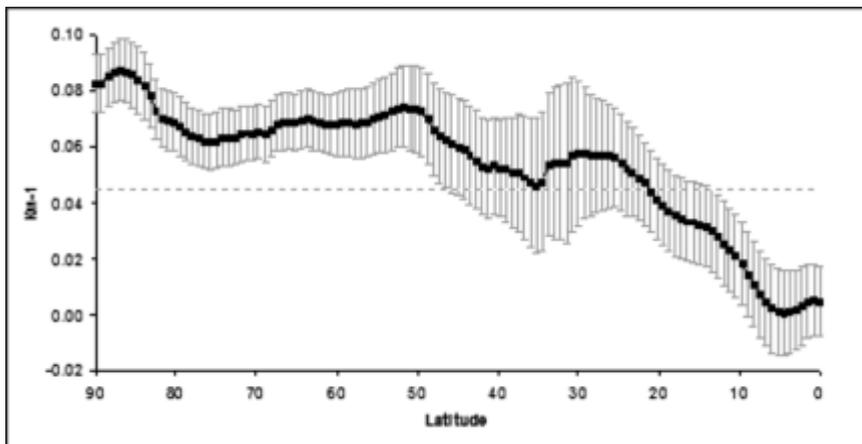


Рис.1.2.5. Широтное распределение значений $d\gamma/dT_s$ [км^{-1}] (с СКО) в межгодовой изменчивости для СП в целом

положительную климатическую обратную связь через вертикальный градиент температуры. Подобная обратная связь способствует увеличению чувствительности приповерхностного температурного режима, в том числе при антропогенном воздействии.

На рис. 1.2.6 представлено широтное распределение параметра $p = P/P_{NH}$, характеризующего относительные изменения вертикального градиента температуры γ в тропосфере на разных широтах СП в межгодовой изменчивости за период 1979–2014 гг., где

$$P = \frac{1}{\gamma} \frac{d\gamma}{dT} \delta T, \quad (1.2.3)$$

$$P_{NH} = \frac{1}{\gamma_{NH}} \left(\frac{d\gamma}{dT} \right)_{NH} \delta T_{NH}, \quad (1.2.4)$$

Значения δT и δT_{NH} обозначают межгодовые СКО для приповерхностной температуры на разных широтах и для СП в целом. Согласно полученным результатам относительные изменения вертикального градиента температуры γ в межгодовой изменчивости для арктических широт в 4 раза больше,

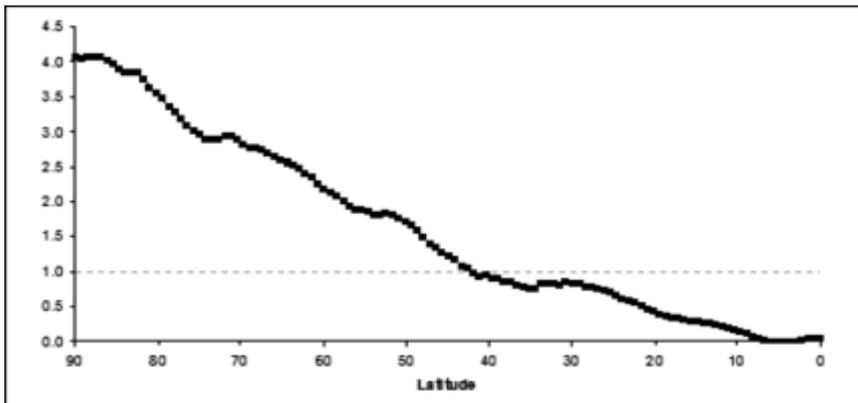


Рис. 1.2.6. Широтное распределение значений $p = P/P_{NH}$ в межгодовой изменчивости для СП в целом

чем для СП в целом, а также намного больше, чем для тропических широт. Положительная корреляция вертикального градиента температуры γ и приповерхностной температуры T_s свидетельствует о положительной климатической обратной связи.

Выводы. На основе глобальных среднемесячных данных ERA-Interim анализа (1979–2001 гг.) сделаны оценки вертикального градиента температуры γ в тропосфере с анализом его связи с приповерхностной температурой T_s в годовом ходе и в межгодовой изменчивости для СП. Величина вертикального градиента температуры γ в тропосфере СП в целом около 6,3 К/км. При этом величина γ уменьшается от 6,7 К/км в низких широтах до 5,0 К/км в приполярных.

Получена оценка параметра чувствительности γ к изменению T_s для СП как в годовом ходе, так и в межгодовой изменчивости. Значения $d\gamma/dT_s$ полу-

чены около $3,3 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ для СП в целом по данным в годовом ходе и около $4,5 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$ для СП в целом по данным в межгодовой изменчивости.

Полученные положительные значения $d\gamma/dT_s$ для СП в целом характеризуют положительную климатическую обратную связь через вертикальный градиент температуры и свидетельствуют об уменьшении статической устойчивости тропосферы в целом при глобальном потеплении.

Список использованной литературы

1. *Dee D. P. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the royal meteorological society. 2011. М. 137. № 656. P. 553–597.
2. *Будыко М. И., Израэль Ю. А., Борженкова И. И.* Антропогенные изменения климата. — М.: Гидрометеоздат, 1987. 406 с.
3. *Мохов И. И.* Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по эмпирическим данным // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19. № 9. С. 913–917.
4. *Мохов И. И.* Анализ годового хода зонального температурного поля тропосферы и нижней стратосферы южного полушария // Метеорология и гидрология. 1986. № 1. С. 24–31.
5. *Oort A. H., Rasmusson E. M.* Atmospheric circulation statistics // US Government Printing Office. 1971. V. 5.
6. *Гулев С. К., Зверев И. И., Мохов И. И.* Вертикальный температурный градиент в тропосфере в зависимости от приповерхностного температурного режима // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 4. С. 419–420.
7. *Кароль И. Л.* Введение в динамику климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. 215 с.
8. *Мохов И. И.* Диагностика структуры климатической системы. — СПб: Гидрометеоздат, 1993. 271 с.
9. *Хмелевцов С. С.* Изучение климата при использовании энергобалансовых моделей. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. 149 с.
10. *Kistler R. et al.* The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Met. Soc. 2001. V. 82. P. 247–266.
11. *Ramanathan V.* Interactions between ice albedo, lapse rate and cloud-top feedbacks: an analysis // J. Atmos. Sci. 1977. V. 34. № 12. P. 1885–1897.
12. *Rennick M. A.* The parameterization of tropospheric lapse rates in terms of surface temperature // J. Atmos. Sci. 1977. V. 34. № 6. P. 854–862.
13. *Stone P. H., Carlson J. H.* Atmospheric lapse rate regimes and their parameterization // J. Atmos. Sci. 1979. V. 36. No. 3.
14. *Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайруллин Р. Р.* Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. № 1. С. 11–26.
15. *Мохов И. И., Петухов В. К.* Центры действия в атмосфере и тенденции их изменения // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 3. С. 321–329.
16. *Mokhov I. I., Khon V. Ch.* Atmospheric centers of action in Northern Hemisphere from observations and simulations: Interannual variability and long-term tendencies of change // WMO/TD-No. 1220. Sec. 7. P. 35–36.
17. *Мохов И. И., Хон В. Ч.* Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменения центров действия атмосферы в Северном полушарии. I. Анализ данных наблюдений // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 6. С. 723–732.

1.3. Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции

В. В. Попова, А. Ю. Михайлов, В. В. Мацковский

Крупномасштабная атмосферная циркуляция высоких широт Северного полушария — это основной фактор изменчивости и регионального распределения температуры и осадков, влияние которого может распространяться по всей внетропической зоне вплоть до субтропиков. Смена направлений переноса воздушных масс и атмосферных вихрей (циклонов и антициклонов), их интенсивности и продолжительности действия, является непосредственной причиной погодных аномалий, которые при осреднении проявляются как климатические аномалии различного временного и пространственного масштаба и демонстрируются в виде изменений средней по полушарию приповерхностной температуры [МГЭИК, 2013; Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014].

Наиболее характерным процессом в режиме атмосферной циркуляции, определяющим частоту, интенсивность и другие параметры атмосферных образований является усиление и ослабление зонального переноса. Интенсивность зонального переноса в атмосфере, в свою очередь, зависит от градиента давления между субтропиками и субполярными широтами. В масштабе современных климатических изменений помимо сезонных вариаций, связанных с радиационным прогревом субполярных широт зимой и летом, зональный градиент давления может испытывать изменения вследствие изменения состава атмосферы, стратосферных процессов [Christiansen, 2003; Graf, 1995; King et al., 2010; Thejll, 2003; Zhou et al., 2001], а также резкого сокращения площади арктического льда и аномалий температуры поверхности океана, наблюдающихся в период современного потепления [Semenov, Latif, 2015; Семенов, 2015]. Влияние этих процессов проявляется в региональной структуре климатических аномалий, в первую очередь, зимней температуры на севере континентов Северного полушария. В зоне высоких широт этот сезон отличается наиболее интенсивной зональной циркуляцией — ведущим климатообразующим фактором в это время года, формирующим как средний климатический режим, так и поля климатических аномалий [Hurrell, 1996, 1995; Thompson and Wallace, 1998; Thompson et al., 2000; Zveryaev, Gulev, 2009; Попова, Шмакин, 2010; Попова, 2009 и др.]. В летний сезон зональный перенос воздушных масс ослабевает в силу сезонного уменьшения градиента давления между полюсом и тропиками, поэтому его колебания тесно связаны с повторяемостью блокирующих антициклонов, формирующих условия для экстремальной жары и засухи.

Арктическое колебание. Общим показателем интенсивности зонального переноса для внетропической зоны СП является индекс Арктического колебания, или АО (Arctic Oscillation), который вычисляется как первая мода разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) поля высоты геопотенциала 1000 гПа [Thompson and Wallace, 1998]. Ему соответствует поле ЭОФ1 (рис. 1.3.1а), представляющее собой (в среднем многолетнем) триполь с очагом низкого давления, распространяющимся на бассейн Северного Ледовитого океана, и двумя максимумами — с центрами на севере Тихого океана

и на северо-востоке Атлантики (последний захватывает и материк — запад и юг Европы и северо-западное окончание Африки). Закономерную разницу между летними (июнь–июль) и зимними (декабрь–февраль) значениями и их изменчивостью (коэффициент вариации составляет 2,6 и 3,4 соответственно), связанную с сезонным изменением градиента давления между полюсом и экватором, демонстрируют колебания индекса АО (I_{AO}) в 1890–2015 гг. (рис. 1.3.1б).

В многолетнем ходе отчетливо прослеживаются тенденции роста и снижения индекса. В начале прошлого столетия положительная фаза зимнего I_{AO} и одновременный рост этого индекса в летний сезон отмечалась в период 1905–1930 гг., известный как потепление 1930–1940-х гг. В последующие

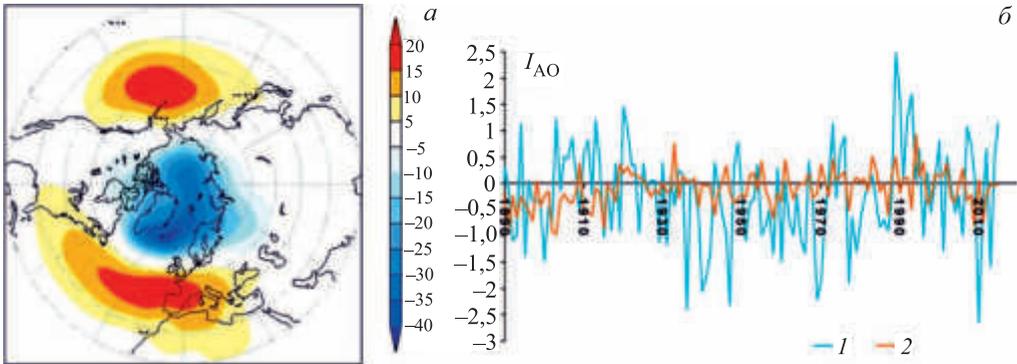


Рис. 1.3.1. Распределение аномалий высоты поверхности 1000 мб, соответствующее положительной фазе АО (а), показана регрессия ЭОФ1 на высоту 1000 мб (м); изменения индекса АО (I_{AO}) в среднем для зимы (1), декабрь–март, и для лета (2), июнь–август, в 1890–2015 гг. (б)

30–40 лет для зимнего I_{AO} наступает длительная негативная фаза. После незначительного снижения летних значений индекса в 1930–1960-е гг. с середины 1960-х до середины 1990-х отмечается его рост. Одновременно (с небольшим запаздыванием) в этот период, известный как период интенсивного современного потепления, на фоне высокой междекадной изменчивости происходит рост зимнего I_{AO} . С середины 1990-х гг. до 2010 гг. наблюдается одновременное для обоих сезонов снижение I_{AO} , которое сопровождается увеличением повторяемости холодных зим на севере Евразии, что стало поводом для пристального изучения этого периода и его определения как «пауза в потеплении». Низкочастотные изменения I_{AO} (рис. 1.3.1), таким образом, показывают, что периоды роста (падения) средней температуры на севере Евразии и в СП в целом совпадают с его положительными (отрицательными) фазами, из чего следует, что глобальные климатические изменения тесно связаны с интенсивностью зонального переноса.

В целом за 125-летний период тренд I_{AO} положительный, причем для зимнего сезона он несущественный как по величине изменения, так и по вкладу в общую изменчивость. В случае I_{AO} летнего сезона тренд более заметен, его величина близка к стандартному отклонению и составляет около 10%

от общей изменчивости. Несмотря на то, что в многолетнем ходе I_{AO} отражаются все стадии современного потепления, его изменчивостью можно объяснить только чуть более 20% средней по суше внетропической зоны СП температуры зимнего сезона. Для севера Евразии величина общей изменчивости средней зимней температуры и I_{AO} достигает 48%, что свидетельствует о преимущественном влиянии АО на вытянутом по широте пространстве этого субконтинента. Пространственная неоднородность влияния усиления/ослабления зонального переноса, выражаемого в колебаниях I_{AO} , указывает на необходимость рассмотрения показателей циркуляции в области центров действия атмосферы (ЦДА), влияющих на обширные регионы внетропической зоны СП.

Помимо смены тенденций, которые выделяются в многолетних колебаниях индекса АО, существенные изменения могут происходить и в пространственной структуре его поля. Это следует из выводов [Zhang et al., 2008], которые, применив скользящее ЭОФ анализа поля приземного давления для месяцев холодного полугодия, продемонстрировали трансформацию трипольной структуры АО, характерной для 1986–1994 гг., в дипольную в 1995–2000, и в 2001–2006 гг. При этом, согласно результатам [Zhang et al., 2008], центр приполярной депрессии последовательно сдвигается на восток — к концу 1990-х гг. на север Скандинавии, а к середине 2000-х гг. — в Сибирь. Эти изменения связываются с резким снижением концентрации морского льда в европейском и сибирском секторах Северного Ледовитого океана. Столь значимое перемещение центров действия ЦДА, очевидно, способно менять направления воздушных потоков и режим атмосферной циркуляции как в масштабе крупных регионов, так и полушария в целом.

Центры действия атмосферы Северного полушария и циркуляционные индексы из архива Northern Hemisphere Teleconnection Patterns. Для севера Атлантики показатель интенсивности зональной циркуляции соответствует градиенту давления между Азорским антициклоном и исландским минимумом. Нормализованная разность давления между этими двумя центрами действия выражается индексом Североатлантического колебания (или NAO — North Atlantic Oscillation). В конце 1980-х количественный показатель NAO был получен при разложении вариаций поля высоты геопотенциала 700 гПа по эмпирическим ортогональным функциям с применением процедуры вращения [Barnston and Livezey, 1987]. Такой способ описания атмосферной циркуляции дает наиболее полное представление о механизмах поля давления внетропической зоны Северного полушария, включая его региональные структуры, называемые центрами действия атмосферы (ЦДА). Он позволил объективными методами выявить ряд мод и соответствующих циркуляционных механизмов, связанных с центрами действия атмосферы, получивших общее название Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>).

Помимо NAO в качестве основных составляющих изменчивости поля давления над Евразией выделяются и другие ЦДА: Тихоокеанско-Североамериканский (Pacific-North American — PNA), Западно-Тихоокеанский (West Pacific — WP), Восточно-Атлантический (East Atlantic — EA), Скандинавский (Scandinavian — SCAND), Восточно-Атлантический — Западно-Рос-

сийский (East Atlantic — West Russia — EAWR) и др. Если индекс NAO, как отмечалось выше, для внетропической зоны Евразии служит показателем интенсивности зональной циркуляции, SCAND, напротив, отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией, его положительная фаза характеризуется мощным антициклональным очагом с центром на севере Скандинавии (по его восточной периферии происходит вторжение арктического воздуха на Западную Сибирь и восток ЕТР), а также депрессией над Сибирью. Для северотихоокеанского сектора режимы усиления и блокировка зонального переноса отражаются соответственно индексами I_{WP} и I_{PNA} . Индекс WP описывает интенсивность зонального переноса между Алеутской депрессией и Гонолульским антициклоном, т. е. в северотихоокеанском секторе, при этом для северо-востока Евразии с ним связано усиление меридиональной составляющей. В силу телеконнекции для положительной (отрицательной) фазы WP характерна устойчивая область пониженного (повышенного) давления, охватывающая в летний сезон почти всю ЕТР. Положительной (отрицательной) фазе EAWR соответствует область пониженного (повышенного) давления и противоположная аномалия температуры на востоке ЕТР и западе Сибири. Многие из них исследовались с точки зрения их статистических характеристик, географического проявления областей влияния, особенностей формирования и т. д. Получены выводы о том, что механизмы телеконнекции полушарного масштаба проявляются как на низких частотах (от 20–30 суток и более [Rennert, Wallace, 2009; Athanasiadis, Ambaum, 2009]), так и на возмущениях синоптического масштаба [Feldstein, 2000; Benedict et al., 2004]. В пространственной неоднородности изменений температуры приземного воздуха могут быть выявлены региональные структуры, обусловленные проявлением этих циркуляционных механизмов. Об этом свидетельствуют результаты, полученные для крупных регионов и СП в целом [Попова, Шмакин, 2010; Семенов, 2007; Zveryaev, Gulev, 2009; Hurrell, 1995; Rennert, Wallace, 2009]. Существенная роль перечисленных ЦДА была выявлена в отношении региональных тенденций изменения температуры зимы и лета на территории России и прилегающих государств [Попова, 2009].

В зимний период более 80% изменчивости I_{AO} описывается циркуляционными индексами по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (табл. 1.3.1), основная доля связана с I_{NAO} (62%), I_{EAWR} (19%), I_{PNA} и I_{Scand} . Летом, в период сезонного ослабления зональной циркуляции, подобной зависимости не наблюдается.

Таблица 1.3.1. Параметры множественной регрессионной зависимости между средним за зиму (декабрь–февраль) I_{AO} и индексами циркуляции Northern Hemisphere Teleconnection Patterns

индексы	коэффициент регрессии	погрешность	R	R^2 , %	$t(N = 60)$	p
NAO	0,97	0,08	0,79	62	12,25	0,00
EAWR	0,46	0,10	0,84	71	4,73	0,00
PNA	–0,32	0,07	0,88	77	–4,48	0,00
Scand	–0,36	0,10	0,90	81	–3,59	0,00

R — коэффициенты множественной корреляции; R^2 — накопленная дисперсия; p — уровень значимости.

Анализ зависимости между колебаниями средней температуры суши $T_{СП}$ в тропической зоне СП в среднем за декабрь–март и циркуляционными индексами указывает на ее тесную связь (табл. 1.3.2) с вариациями крупномасштабной циркуляции [Ророва, 2007; Попова, Шмакин 2010; Попова и др., 2011]. При этом использовались данные измерений температуры воздуха в регулярной сетке Центра климатических исследований Университета Делавэр (http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html).

Т а б л и ц а 1.3.2. Параметры множественной регрессионной зависимости между средней температурой на суше Северного полушария $T_{СП}$ и индексами атмосферной циркуляции в разные временные периоды за 1951–2010 гг.

1951–2010 гг.							
индексы	коэффициент	погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		$t(N=56)$	p
NAO _{I+II}	0,61	0,09	0,53	28	28	4,16	0,00
PNA _{I+II}	0,61	0,09	0,72	52	25	–3,52	0,00
SCAND _{I+II}	–0,57	0,09	0,85	72	19	–3,38	0,00
1951–1970 гг.							
индексы	коэффициент	погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		$t(N=16)$	p
PNA _{I+II}	0,64	0,10	0,68	47	47	6,31	0,00
SCAND _{I+II}	–0,64	0,11	0,82	67	21	–5,66	0,00
NAO _{I+II}	0,47	0,10	0,93	86	19	4,69	0,00
1968–1997 гг.							
индексы	коэффициент	погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		$t(N=23)$	p
NAO _{I+II}	0,64	0,11	0,64	41	41	5,76	0,00
SCAND _I	–0,51	0,10	0,80	64	23	–4,87	0,00
PNA _{I+II}	0,43	0,09	0,90	81	17	4,77	0,00
1996–2010 гг.							
индексы	коэффициент	погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		$t(N=14)$	p
SCAND _{I+II}	–0,61	0,12	0,81	66	66	–5,02	0,00

R – коэффициент корреляции; R^2 , % – доля объясненной изменчивости; N – количество степеней свободы; t – критерий Стьюдента.

Среднемесячные значения температуры воздуха за период с 1951 по 2010 гг. по ячейкам, расположенным на суше Северного полушария в широтном диапазоне от 40° до 75° с. ш. с разрешением $0,5 \times 0,5$ градуса, были затем переинтерполированы в сетку с меняющимся шагом по долготе, обеспечивающим равные площади ячеек, соответствующие разрешению 5×5 градусов на средней широте выбранного пояса ($57,5^\circ$ с. ш.).

В целом за период 1951–2010 гг., как следует из табл. 1.3.2, более 70% изменчивости $T_{СП}$ связаны с вариациями средних за январь–февраль циркуляционных индексов – NAO, SCAND и PNA. Наибольшая доля дисперсии $T_{СП}$ за рассматриваемый период в целом связана с NAO (27%) и PNA (24%)

примерно в равных долях и несколько меньшая (19%) с индексом SCAND. Это позволяет говорить о примерно равном значении этих трех циркуляционных механизмов в общей изменчивости $T_{СП}$ в целом за 1951–2010 гг.

Пространственное распределение вклада этих индексов в изменчивость температуры, суммарного и для каждого индекса в отдельности, рассчитанные по методу пошаговой множественной регрессии на основе точечных данных о температуре (рис. 1.3.2) отражает их роль в региональном распределении температурных аномалий. С положительной фазой NAO связаны теплые зимы вдоль арктического побережья севера Евразии, включая Восточную Сибирь и Приморье, хотя наиболее тесная связь наблюдается на севере Европы.

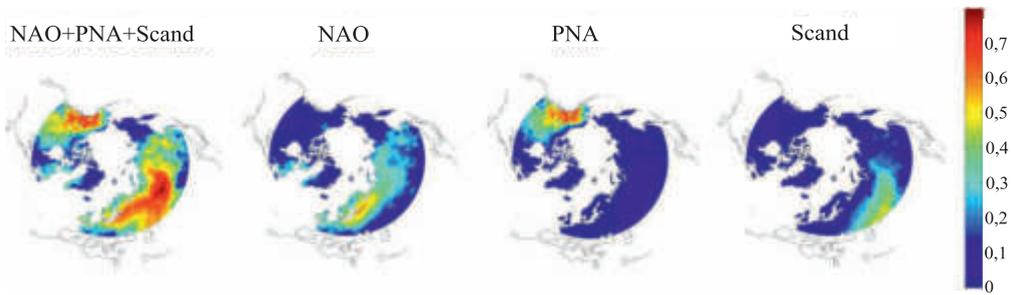


Рис. 1.3.2. Вклад крупномасштабной циркуляции (в долях от общей дисперсии) в изменчивость зимней температуры (в среднем за декабрь–март) в 1951–2010 гг. Оценки получены методом пошаговой множественной регрессии на основе данных о температуре Центра климатических исследований Университета Делавэр и циркуляционных индексов (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>)

Распространение областей влияния PNA и SCAND с выраженной меридиональной структурой указывают, что эти ЦДА «ответственны» за активизацию межширотного обмена воздушных масс и формирование аномалий температуры.

Оценки связи между $T_{СП}$ и циркуляционными индексами NAO, PNA и Scand, проведенные по 11-летним скользящим периодам (рис. 1.3.3), показывают, что вклад этих индексов в изменчивость температуры значительно меняется во времени. До начала 1970-х гг. за пределы доверительного интервала выходит только корреляция с индексом PNA и Scand (хотя в отдельные 11-летия его величина становится статистически незначимой); с начала 1970-х происходит существенный рост вклада NAO, который с конца 1970-х до середины 1990 практически не опускается ниже порога значимости; затем с середины 1990-х резко увеличивается связь с Scand.

Регрессионные оценки, полученные за отдельные периоды как для средней температуры на севере Евразии [Ророва, 2007; Попова, Шмакин 2010], так и на суше Северного полушария в целом $T_{СП}$ [Попова и др., 2011], показывают, что соотношение вкладов этих индексов значительно меняется во времени (табл. 1.3.2). В изменчивости средней температуры суши Северного полушария до начала 1970-х годов заметно выделяется PNA; его вклад, равный 47%, почти вдвое превышает вклад NAO (19%) и SCAND (21%). С начала 1970-х до середины 1990-х годов происходит существенный рост роли NAO — до 41%

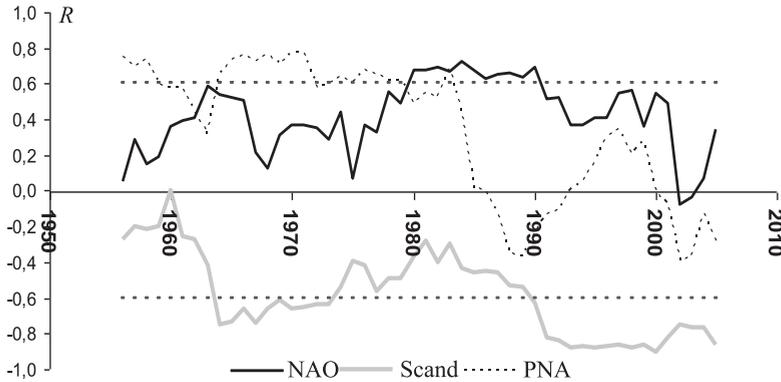


Рис. 1.3.3. Коэффициенты линейной корреляции между изменениями зимней температуры внетропической зоны СП и индексами NAO, PNA и SCAND по 11-летним скользящим периодам. Горизонтальными пунктирными линиями показан доверительный интервал ($p \leq 0,05$)

и ослабление влияния PNA (до 23%) и SCAND (до 17%). С середины 1990-х годов картина меняется — резко, до 66% увеличивается вклад SCAND и сокращается до незначимых величин роль NAO и PNA. В ходе средней температуры зимы на севере Евразии выделенные периоды, как отмечалось выше, отличаются резким ростом с начала с 1970-х годов и его замедлением со второй половины 1990-х годов.

Изменение роли NAO, PNA и SCAND в колебаниях температуры демонстрируют поля их общей дисперсии, рассчитанные на основе точечных данных о температуре (рис. 1.3.4). Пространственное распределение суммарной

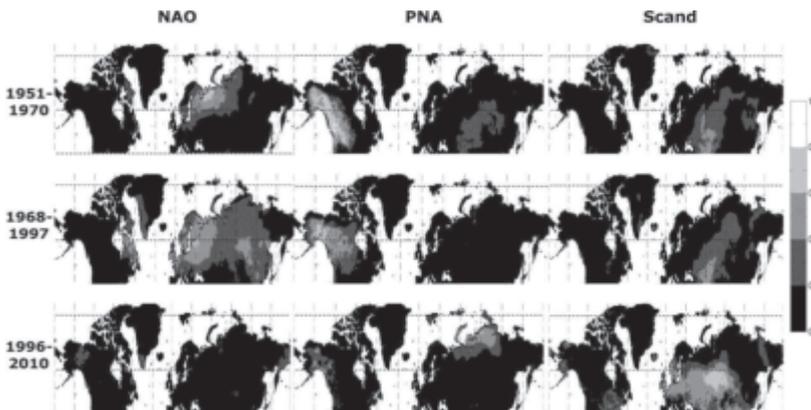


Рис. 1.3.4. Доля изменчивости зимней температуры воздуха (декабрь–март), объясненной колебаниями NAO, PNA и SCAND в разные периоды с 1951 по 2010 г. Рассчитано методом пошаговой множественной регрессии на основе данных о температуре Центра климатических исследований Университета Делавэр и циркуляционных индексов (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc>)

дисперсии для 1951–1970, 1968–1997 и 1996–2010 гг. заметно отличается по локализации очагов и их площади. Ярко выраженная зональная структура характерна для 1968–1997 гг. с преобладающим вкладом NAO в изменчивость средней температуры. Это отчетливо проявляется как в Евразии, так и в Северной Америке, причем величина объясняемой циркуляционными индексами дисперсии более 50% распространяется на всю умеренную зону, затрагивая арктическое побережье. Предшествующий период с доминирующим вкладом PNA в изменчивость средней температуры отличается меньшей площадью объясненной дисперсии и близким к меридиональному распределением очагов, особенно характерным для Северо-Американского континента. Последние 15 лет, когда основной вклад связан со SCAND, структура поля объясненной дисперсии также ближе к меридиональной, хотя и весьма отличается от 1951–1970 гг.

По временным периодам для каждого из трех индексов различия еще более заметны (рис. 1.3.4). Отчетливо видно, что возросшая величина суммарной объясненной дисперсии в 1968–1997 гг. связана с NAO при сохраняющемся вкладе PNA и SCAND. В 1996–2010 гг. вклад PNA и NAO становится статистически незначимым, а вклад SCAND существенно возрастает как за счет расширения площади объясненной этим индексом дисперсии температуры (вплоть до умеренных широт европейской территории), так и за счет ее величины.

Как следует из оценок, выполненных для $T_{СП}$ в целом, а также для температуры в узлах сетки, роль рассматриваемых ЦДА в ее изменчивости существенно меняется на протяжении 1951–2010 гг. Наибольшее внимание обращает на себя увеличение вклада NAO в 1968–1997 гг., в период существенного роста $T_{СП}$, а также резкое увеличение вклада SCAND в 1996–2006 гг. с одновременным снижением до незначимых величин вкладов NAO и PNA. Полученные оценки позволяют судить о доле объясненной этими циркуляционными индексами общей дисперсии, которая в зависимости от конкретных периодов может превышать 80% и включает колебания разного временного масштаба. Такие качественные изменения связываются [Christiansen, 2003] с существованием двух режимов циркумполярного вихря — слабого и сильного, смена которых приходится на начало 1970-х гг., и расценивается как свидетельство нелинейности изменений климата.

Особый интерес вызывает вопрос о вкладе циркуляционных индексов в низкочастотную составляющую колебаний, т. е. тренды. Рассмотрим с этой точки зрения тридцатилетие 1968–1997 гг., которое выделяется по скорости изменения температуры $T_{СП}$ — $0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет (рис. 1.3.5) и доле тренда в общей изменчивости, которая достигает почти трети. Согласно полученным оценкам (табл. 1.3.1) изменчивость $T_{СП}$ в 1968–1997 гг. на 81% описывается циркуляционными индексами, причем половина этой доли связана с NAO. Сопоставление наблюдаемых изменений $T_{СП}$ в 1968–1997 гг. с рассчитанными по результатам регрессии (табл. 1.3.2), показывает, что она очень близко воспроизводит флуктуации разного масштаба и линейный тренд (рис. 1.3.5а). Остаток, полученный после вычитания из временного ряда $T_{СП}$ колебаний, связанных только с индексом NAO_{I+II} (т. е. рассчитанных на основе связи с этим индексом), показывает, что с ним связаны, в основном, квазидесятилетние колебания, а также половина тренда, около $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет (рис. 1.3.5б).

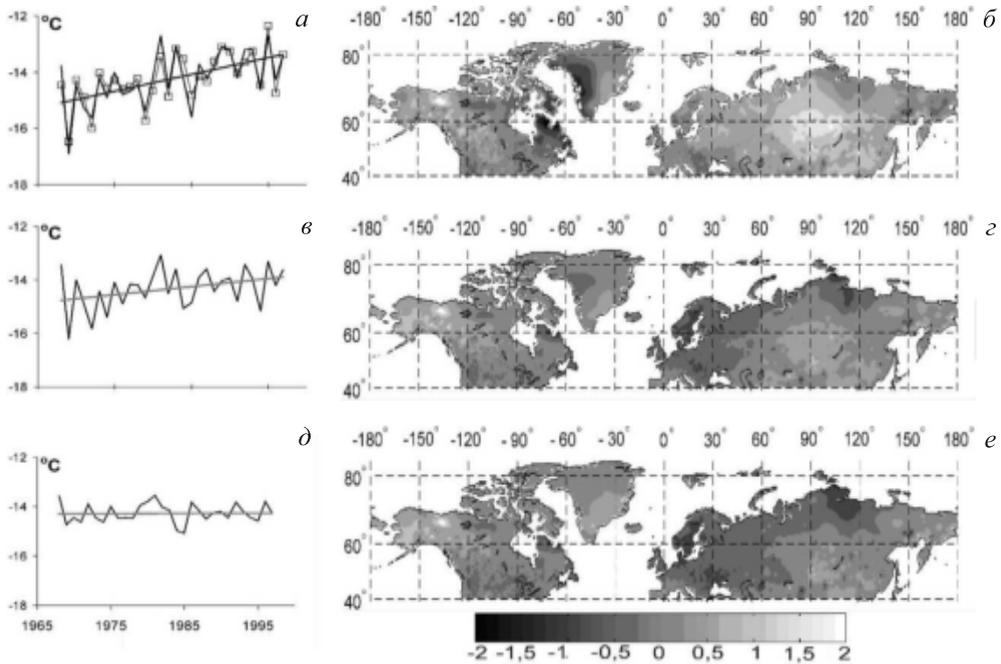


Рис. 1.3.5. Тренд температуры суши внетропической зоны Северного полушария в 1968–1997 гг. и его связь с индексами NAO, Scand и PNA: *a* — многолетний ход температуры суши внетропической зоны СП в среднем за декабрь–март по данным наблюдений (черная кривая) и рассчитанный на основе регрессионной зависимости (табл. 1.3.2) (серая кривая с маркерами); *в* — наблюдаемый ход температуры после удаления изменчивости, связанной с индексом NAO; *д* — то же после удаления тренда, связанного с NAO, Scand и PNA; *б* — распределение коэффициента линейного тренда температуры в среднем за декабрь–март в 1968–1997 гг. по данным наблюдений; *г* — то же после удаления изменчивости, связанной с NAO; *е* — то же после удаления изменчивости, связанной с NAO, Scand и PNA

Пространственное распределение тренда зимней температуры в 1968–1997 гг., (1.3.5б), а также его изменение после удаления тренда, связанного с ростом индекса NAO (1.3.5г), в основном, совпадает с полученными ранее оценки [МГЭИК, 2013; Hurrell, 1996; Thompson et al., 2000]. Основные очаги тренда температуры (до $1 \div 2^\circ\text{C}$ за 10 лет) в центре Сибири и области противоположной тенденции (до $1,5^\circ$) на западном побережье Гренландии и северо-востоке полуострова Лабрадор наполовину утрачивают интенсивность и сокращаются по протяженности. Удаление изменчивости, связанной с индексом Scand приводит к тому, что на северо-западной половине Северной Евразии тренды температуры снижаются до $-0,5^\circ\text{C}/10$ лет, а на остальной территории в среднем до $0 \div 0,5^\circ/10$ лет. Удаления тренда, связанного с индексом PNA (1.3.5е), в основном, затрагивает Северную Америку и приводит к снижению трендов до $-0,5 \div 0,5^\circ\text{C}/10$ лет.

Удаление изменчивости, связанной с колебаниями SCAND и PNA (рис. 1.3.5в), приводит к существенному сглаживанию высокочастотной из-

менчивости и удалению тренда. Таким образом, тренд $T_{СП}$ в 1968–1997 гг. практически полностью описывается циркуляционными индексами: около половины скорости линейных изменений $T_{СП}$ связаны с NAO и примерно по одной четверти — со SCAND и PNA. Этот результат, как для $T_{СП}$, существенно отличается от приведенных в [МГЭИК, 2007] оценок, выполненных ранее [Hurrell, 1996; Thompson et al., 2000], согласно которым циркуляционными индексами, в частности NAO, Южным колебанием и др. [Hurrell, 1996] либо Арктическим колебанием [Thompson et al., 2000] можно объяснить лишь около половины современного потепления в Северной Евразии. Это расхождение отчасти может быть связано с отличиями в границах территории, исследуемой в цитируемых статьях, а в случае [Hurrell, 1996] — и в анализируемом периоде, но в основном, очевидно, в выборе циркуляционных индексов и недооценке роли некоторых механизмов макромасштабной циркуляции, в частности SCAND. Отметим, что основной вклад в изменчивость $T_{СП}$ вносят колебания индекса NAO в январе (NAO_I) и SCAND в феврале ($SCAND_{II}$), причем для индекса NAO_I в 1968–1997 гг. выявляется положительный тренд, а для $SCAND_{II}$ такой же нисходящий тренд ($-0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), несколько уступающий по доле в общей изменчивости (он составляет 12% — для NAO_I , 10% — для $SCAND_{II}$). По-видимому, это обстоятельство заставляет принимать во внимание участие SCAND не только в высокой межгодовой изменчивости, но и в долгопериодных колебаниях температуры приземного воздуха во внетропической зоне Северного Полушария.

Анализ полей коэффициентов корреляции между индексом NAO и температурой, с одной стороны, и распределения ее аномалий при разных значениях этого индекса — с другой, приводит к выводу о нелинейной зависимости температуры от колебаний индекса NAO [Christiansen, 2003; Pozo-Vazquez et al., 2001; Попова, Шамакин, 2010]. Очевидно, в зависимости от величины индекса NAO его влияние в Сибири может быть более ощутимым, чем на территории Европы. Объяснение этого явления — в особенностях поля давления и механизма дальних связей NAO, которыми определяются пути циклонов, приходящих на территорию Евразии [Serreze et al., 1997; Clark et al., 1999].

Приблизиться к пониманию причин смены режимов циркуляции и усиления влияния SCAND на изменчивость зимней температуры с середины 1990-х годов позволяет анализ многолетних изменений индексов NAO, SCAND и PNA, в частности, вариаций стандартного отклонения в 1950–2010 гг. Из рис. 1.3.6а видно, что с середины 1990-х годов колебания NAO и PNA происходят, в основном, в положительной области и не выходят за пределы диапазона от 0 до 1. Этот период отличается самой низкой за рассматриваемый период величиной стандартного отклонения для этих индексов. На таком фоне изменчивость SCAND, напротив, очень возросла, причем колебания этого индекса охватывают положительную и отрицательную области. Физически это означает ослабление межгодовой изменчивости полей давления в области центров действия, связанных с NAO и PNA, и их усиление в области очагов SCAND, т. е. на севере Атлантики и прилегающем секторе Северного Ледовитого океана. Очевидно, причиной усиления такой неустойчивости может быть сокращение арктических льдов и повышение температуры поверхности океана, т. е. обратного влияния климатических изменений на циркуляцию, механизмы

которого подтверждаются результатами многих исследований [Мохов и др., 2012; Семенов, 2015; Семенов и др. 2012; Petoukhov and Semenov, 2010].

Описанные особенности поведения индексов NAO, PNA и SCAND с середины 1990-х гг. до конца 2000-х, по-видимому, отражают изменения в структуре основных ЦДА, которые были зафиксированы Zhang и др. (2008) и связываются с сокращением концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях. Выявленный [Zhang et al., 2008] сдвиг центра приполярной депрессии на север Скандинавского полуострова во второй половине 1990-х гг. и на север Сибири в 2000-х, где располагаются основные очаги SCAND, объясняют возросшую неустойчивость этого ЦДА и ее последствия в виде участвовавших вторжений арктического воздуха на севере Евразии.

Таким образом, уникальная для рассматриваемого периода ситуация, которая сложилась с середины 1990 г., связана с произошедшими в результате потепления изменениями подстилающей поверхности, в частности, с резким

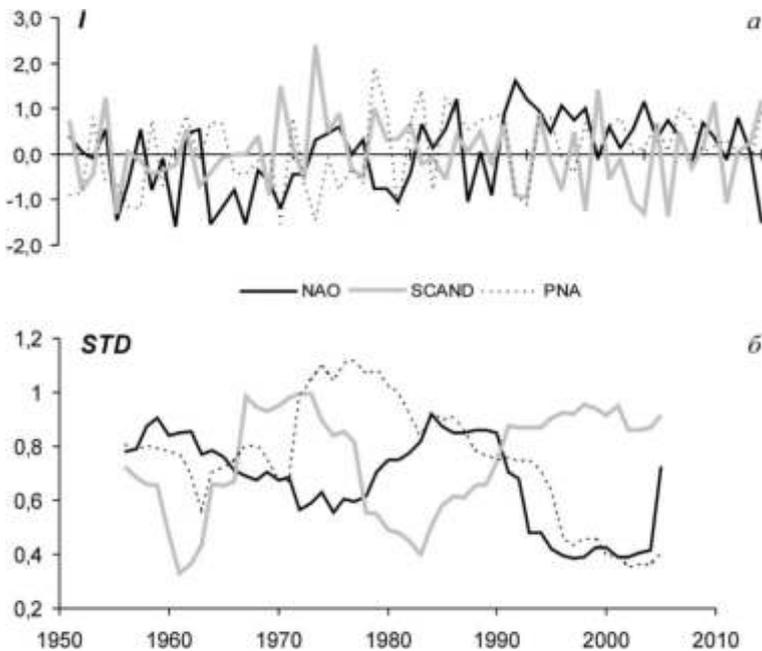


Рис. 1.3.6. Многолетние изменения индексов (а) NAO, SCAND и PNA (в среднем за январь–февраль) и стандартного отклонения (б) по 11-летним скользящим периодам

сокращением площади арктического морского льда и повышением теплосодержания верхнего слоя океана. Эти результаты позволяют говорить о разных режимах влияния ЦДА на изменчивость температуры, что имеет большое значение для формирования климатических аномалий и их региональной структуры. Вероятно, эти режимы соответствуют разным режимам крупномасштабной циркуляции. Меридиональная циркуляция с преобладающим влиянием тихоокеанских ЦДА в начале 1970-х годов сменилась зональной циркуляцией, связанной с возросшей ролью североатлантических ЦДА. С середины 1990-х годов вновь возрастает интенсивность меридиональной циркуляции, но

в этот период, в отличие от 1950–1970 гг., она связана с северными широтами Восточного полушария.

В летний сезон зональный перенос воздушных масс закономерно ослабевает, и, видимо, поэтому роль НАО в изменчивости летней температуры на севере Евразии и на суше внетропической зоны Северного полушария не проявляется [Попова, 2009]. Снижение роли ЦДА, «ответственных» за усиление/ослабление зонального переноса, проявляется в региональной структуре изменчивости температуры. Если для зимних месяцев на севере Евразии характерны внутрисезонная устойчивость и зональное распределение температурных аномалий, в течение лета в региональной структуре изменчивости температуры наблюдается чередование аномалий разного знака, распределенных по меридиональным секторам, и смена их на противоположные от месяца к месяцу [Попова 2009; Попова, Шмакин, 2010]. В целом из-за существенного вклада внутримассовых конвективных процессов, характерных для летнего сезона в умеренных широтах, ослабевает и связь крупномасштабной циркуляции и температуры. Вместе с тем, около 50% общей изменчивости июльской температуры в среднем по суше внетропической зоны Северного полушария за 1950–2010 гг. можно объяснить вариациями крупномасштабной атмосферной циркуляции, связанными с североатлантическими и северотихоокеанскими ЦДА: ЕА, ЕАWR и WP (табл. 1.3.3). Основной вклад в изменчивость температуры (33%) при этом принадлежит WP.

Т а б л и ц а 1.3.3. Параметры множественной регрессии между средней по суше внетропической зоны Северного полушария июльской температурой приземного воздуха и индексами макромасштабной атмосферной циркуляции в 1950–2010 гг.

индексы	коэффициент	погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		$t(N=57)$	p
WP ₇	0,24	0,11	0,58	33	33	2,24	0,00
ЕАWR ₇	0,33	0,09	0,66	43	10	3,66	0,00
ЕА ₇	–0,28	0,10	0,71	50	7	–2,88	0,01

R — коэффициент корреляции; R^2 , % — суммарная доля объясненной изменчивости; N — количество степеней свободы; t — критерий Стьюдента; p — уровень значимости.

Роль колебаний WP в изменчивости температуры иллюстрирует сравнение полей первой эмпирической ортогональной функции (ЭОФ1) июльской температуры на севере Евразии и ее корреляции с этим индексом в 1950–2010 гг. (рис. 1.3.7). Поле ЭОФ1 июльской температуры имеет несколько очагов разного знака, что отражает волновую структуру общей циркуляции атмосферы с характерными для лета длиной и амплитудой волны. Последнее, очевидно, указывает также на регионы с высокой повторяемостью блокирующих ситуаций, при этом наиболее значительные очаги простираются на всю Восточно-Европейскую равнину и Дальний Восток. Совпадение этих очагов с областью максимальной корреляции между температурой и WP указывает на роль этого ЦДА в формировании региональной структуры изменчивости летней температуры, включая ситуации блокинга.

Изучение связи температуры на Европейской территории России (ЕТР) с крупномасштабной циркуляцией [Попова, 2014] показало, что в 1950–1980 гг.

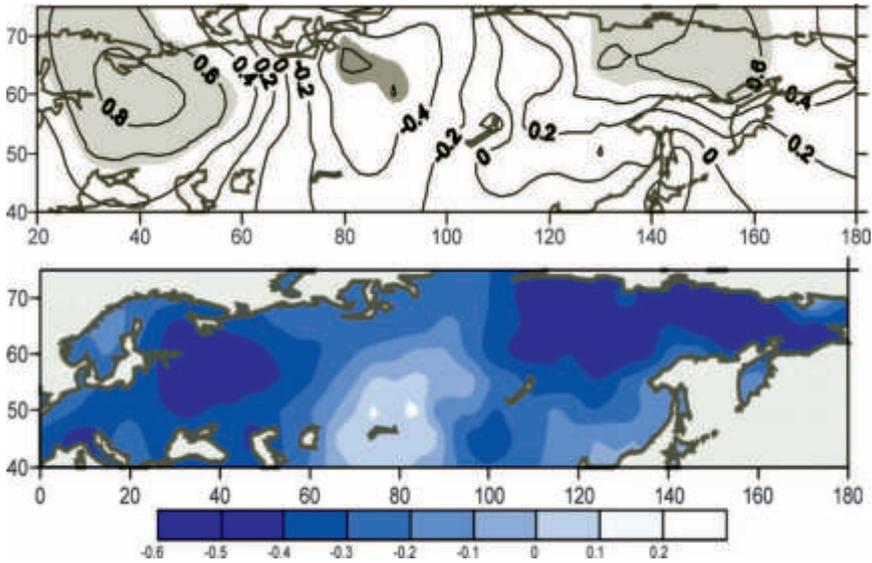


Рис. 1.3.7. Поле ЭОФ1 июльской температуры на севере Евразии (а) и ее корреляции с индексом WP (б) в 1950–2010 гг. Поле ЭОФ1 представлено коэффициентами корреляции между температурой в точках и первой главной компонентой; выделены очаги с коэффициентами выше 0,5

Т а б л и ц а 1.3.4. Параметры множественной пошаговой регрессионной зависимости между средней по ЕТР июльской температурой приземного воздуха и индексами макромасштабной атмосферной циркуляции

1950–1980 гг.						
индекс	коэффициент	погрешность	R	R^2 , %	$t(N = 27)$	p
EAWR ₇	-0,76	0,23	0,48	23	-3,26	0,00
WP ₇	-0,46	0,20	0,58	34	-2,27	0,03
SCAND ₆₊₇	0,82	0,35	0,67	45	2,35	0,03
1981–2010 гг.						
индекс	коэффициент	погрешность	R	R^2 , %	$t(N = 25)$	p
WP ₇	-0,49	0,16	0,58	34	-3,11	0,00
EAWR ₇	-0,51	0,14	0,75	57	-3,66	0,00
WP ₅	-0,62	0,14	0,83	68	-4,51	0,00
WP ₄	0,49	0,15	0,88	78	3,29	0,00
1985–2009 гг.						
индекс	коэффициент	погрешность	R	R^2 , %	$t(N = 22)$	p
WP ₄	-0,91	0,22	0,43	19	-4,02	0,00
WP ₅	0,76	0,20	0,72	52	3,89	0,00

R – коэффициент корреляции, R^2 , % – суммарная доля объясненной изменчивости, N – количество степеней свободы, t – критерий Стьюдента, p – уровень значимости

вариациями циркуляции можно объяснить чуть меньше половины изменчивости температуры, которая связана в основном с североатлантическими центрами действия атмосферы и соответствующими индексами циркуляции — EAWR₇ и Scand₆₊₇, и в меньшей степени с WP₇ (табл. 1.3.4). В 1981–2010 гг., в период повышения температуры, циркуляционными индексами объясняется около 80% изменчивости температуры, причем 55% из них связаны с индексами WP в июле, мае и апреле, т. е. с северотихоокеанскими центрами действия атмосферы (табл. 1.3.4). Существенно, что только связью с индексами WP

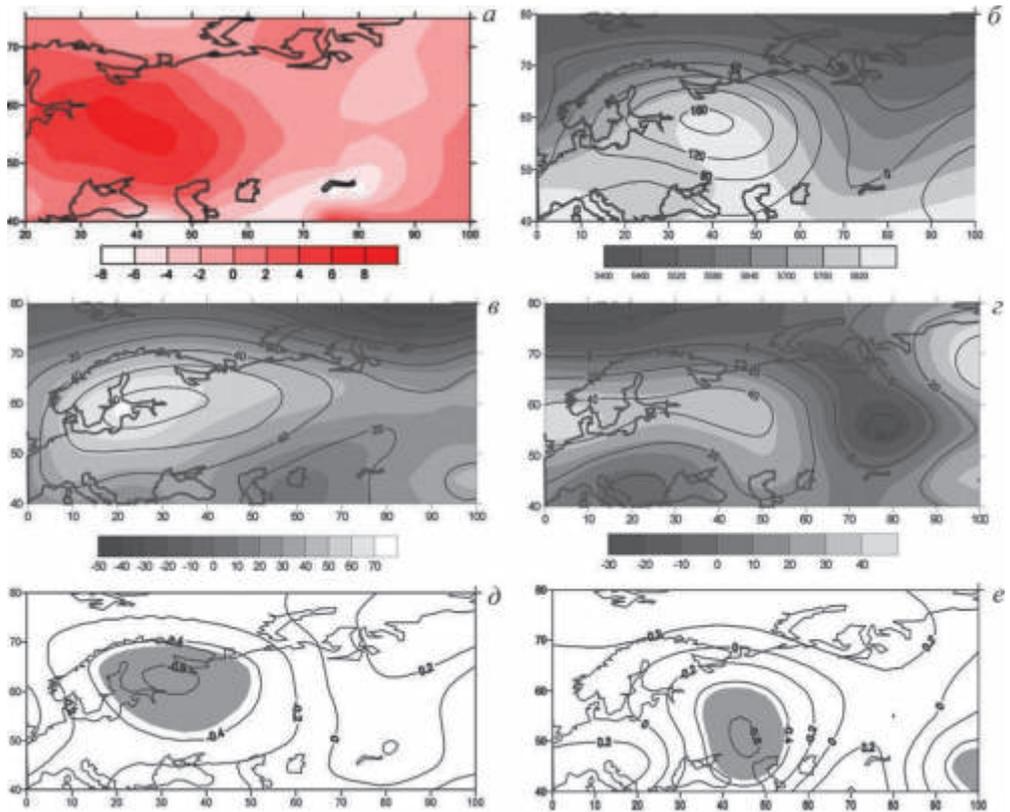


Рис. 1.3.8. Связь геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа с индексом WP [Попова, 2014]: *а, б* — соответственно поля аномалий температуры приземного воздуха, °С, и геопотенциала 500 гПа (изолинии, гп. м,) в среднем за июль 2010 г. по сравнению с 1951–2010 гг. (заливкой обозначены абсолютные значения геопотенциала 500 гПа в среднем за июль 2010 г.); *в, г* — разность между средними значениями геопотенциала 500 гПа (гп. м) в среднем за июль в годы отрицательных и положительных аномалий индекса WP за июль и WP за май соответственно (заливка — без учета 2010 г., изолинии — с учетом 2010 г.); *д, е* — коэффициенты линейной корреляции индекса WP в июле и в мае соответственно с геопотенциалом 500 гПа в июле за 1981–2010 гг. (заливкой обозначены области статистически значимой корреляции при $p < 0,05$)

в мае и апреле можно объяснить половину изменчивости температуры в июле в среднем по европейской территории России за 1985–2009 гг.

На это указывает анализ барического поля в июле 2010 г. и его близкое сходство с полями корреляции между WP_{VII} и с высотой геопотенциала 500 гПа, так же как и с ее аномалиями в годы отрицательных аномалий этого индекса (рис. 1.3.8*a–e*). Выявлены также значительные по площади очаги аномалий 500 гПа в июле, связанные с аномалиями WP в мае и статистически значимой корреляцией между этими параметрами. Их расположение подтверждает, что аномалии WP в конце весны в определенной степени могут быть ответственны за формирование температурных экстремумов в середине лета.

Анализ изменений макромасштабной атмосферной циркуляции в северотихоокеанском секторе указывает на изменения в структуре многолетних колебаний индекса WP в середине лета, а также в весенние месяцы, в последние десятилетия XX столетия. С конца 1980-х–начала 1990-х гг. увеличивается повторяемость отрицательных аномалий WP_7 и WP_5 . Хотя тренд для обоих индексов незначим и его доля в общей изменчивости невелика (5% и 14% соответственно), средние значения индекса до и после середины 1980-х гг. статистически значимо различаются, что указывает на переход значений индекса WP (в мае и июле) к отрицательной фазе. Для WP_7 он заметен уже в середине 1980-х годов, для WP_5 — в конце 1990-х. Интересно, что в период 1985–2012 гг. (рис. 1.3.9*a*) возникает обратная зависимость между индексами WP_7 и WP_4 (коэффициент корреляции $-0,46$, $p = 0,02$). Эта особенность, по-видимому, отражает усиление волновых процессов в циркуляции СП в этот период и заслуживает внимания с точки зрения возможности прогнозирования барических условий середины лета с заблаговременностью 1–2 мес.

О качественных изменениях циркуляции в области северо-тихоокеанских ЦДА в весенне-летний сезон после 1980-х гг. говорит сравнение годового хода индекса WP до и после начала 1980-х гг. (рис. 1.3.9*b*). На фоне его общего «зеркального» изменения, май и июль выделяются наибольшими отклонениями от средних значений за период 1950–1980 гг. Смена внутрigoдового хода WP на обратный свидетельствует о значительных изменениях в распределении аномалий температуры и давления в северотихоокеанском регионе. Эти изменения могут быть охарактеризованы как ослабление зональной циркуляции. Принимая во внимание масштабы и роль Тихого океана в климатической системе, а также волновой характер общей циркуляции атмосферы, ослабление циркуляции в области указанных центров действия атмосферы не может не затрагивать всю внетропическую зону Северного полушария. Механизм влияния подобных аномалий, связанный с распространением волновых возмущений из тихоокеанского региона, рассматривался в [Nakamura et al., 2010].

Хорошо известно, что потоки тепла и влаги в этом регионе испытывают влияние Южного колебания (SOI) [Мохов, 2011; Trenberth and Hurrell, 1994]. Анализ линейной корреляции между индексом SOI (в среднем за январь–май) и WP (в апреле, мае и июле) показывает, что связь обнаруживается лишь для индекса WP_5 , причем в период 1950–1984 гг. она отсутствует, а в период 1985–2009 гг. коэффициент корреляции достигает $-0,60$ ($p = 0,0001$). В этот же период выявляется связь между WP_5 и SOI в среднем за предшествующее полугодие, но она несколько слабее. На рис. 1.3.9*b* хорошо видно, что с середины 1980-х гг. аномалии индексов SOI (в среднем за январь–май) и WP_5

находятся в противофазе. Отметим, что именно с 2010 г. эта закономерность нарушается — абсолютному минимуму индекса WP_5 соответствует значение индекса SOI чуть меньше нуля. При этом в годы существенных аномалий температуры на европейской территории России в 1999–2002 гг., включая предшествующий максимум в 2001 г., связь между этими индексами была строго

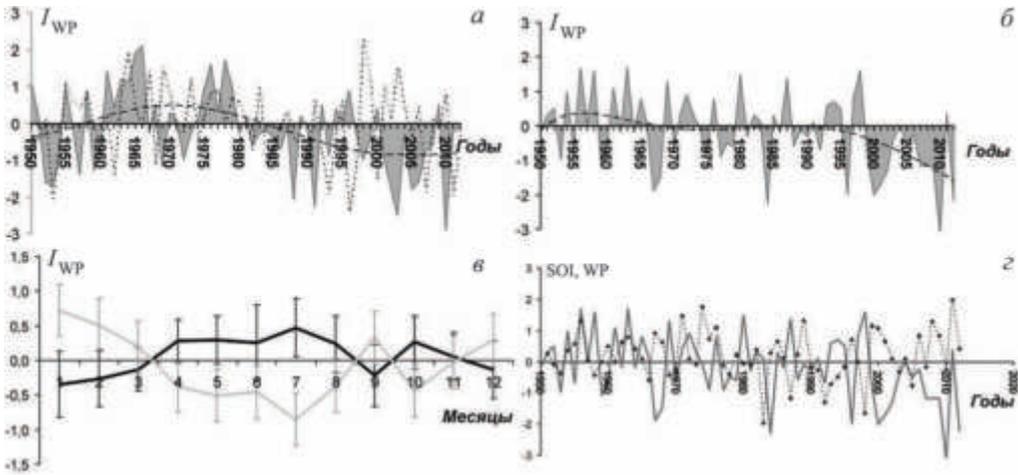


Рис. 1.3.9. Изменения крупномасштабной циркуляции, связанные с Северо-Тихоокеанскими центрами действия атмосферы в 1950–2012 гг.: *а, б* — изменения индексов WP в среднем за июль и за май соответственно обозначены сплошной линией с заливкой, за апрель (*а*) — пунктиром. Тенденции изменений WP в среднем за июль и за май показаны полиномиальным трендом 6-го порядка (штриховая линия); *в* — годововой ход индекса WP за период 1951–1980 гг. (черная линия) и за 1981–2010 гг. (серая линия), вертикальными линиями показан 95% доверительный интервал; *г* — изменения индексов WP за май (сплошная линия) и SOI в среднем за октябрь–май (пунктир)

противоположной. Отметим также, что связи средней по европейской территории России температуры в июле с индексом SOI не выявлено ни в один из этих периодов.

В многолетнем ходе другой климатической моды PDO, описывающей колебания температуры воздуха у поверхности акватории Тихого океана, периоды до и после начала 1980-х годов выделяются очень четко (www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO). Примерно на этом рубеже произошла резкая смена длительной отрицательной фазы индекса PDO на положительную, которая продолжалась до конца 2000-х годов. Как и для индекса SOI, в целом за 1950–2012 гг. корреляции между индексами WP и PDO нет, но в период 1985–2009 гг. выявляется четкая положительная связь (0,63 при $p = 0,001$) между WP_5 и PDO за предшествующий год.

Рассмотренные особенности изменчивости индексов WP, SOI и PDO, возникающие и исчезающие связи между ними, свидетельствуют о сложных взаимодействиях в системе океан–атмосфера–суша, которые нельзя полностью описать линейными зависимостями. В то же время полученные оценки указывают на произошедшее в начале 1980-х изменение режима крупномасштабной

атмосферной циркуляции. Существенное изменение годового хода индекса WP в сторону отрицательных аномалий в теплый период, особенно значительных в мае и июле, статистически значимые различия средних значений индекса WP после начала 1980-х гг. свидетельствуют о существенном ослаблении циркуляции в северотихоокеанском секторе. Совпадение этих изменений с началом положительной фазы индекса PDO и переломом в ходе индекса Междекадного тихоокеанского колебания (IPO) к нисходящему тренду [England, McGregor, Spence et al., 2014] позволяет связывать их с распределением температуры воды и воздуха у поверхности и в верхних слоях Тихого океана.

Выводы. Наблюдаемые с середины XX века изменения климата внетропических широт Северного полушария практически полностью объясняются вариациями крупномасштабной циркуляции, выраженной в индексах колебаний ЦДА, связанных с зоной Арктики. Если смена тенденций и фазы АО (*в зимний период*) на качественном уровне указывают на связь периодов потепления (похолодания) с усилением (ослаблением) интенсивности зональной циркуляции, то индексы NAO, PNA и SCAND описывают более 70% изменчивости температуры, включая квазидесятилетние флуктуации, экстремумы обоих знаков, а также многолетние тенденции [Попова и Шмакин, 2010; Попова и др. 2011]. К последним относится резкое потепление с начала 1970-х до середины 1990-х и сменившая его пауза в потеплении. В смене фаз современного потепления проявляются не только особенности колебаний указанных индексов, но и различия в режиме влияния соответствующих им ЦДА на изменчивость температуры, что имеет большое значение для формирования климатических аномалий и их региональной структуры. Это позволяет говорить о смене режимов крупномасштабной циркуляции. Меридиональная циркуляция с преобладающим влиянием тихоокеанских ЦДА (PNA) в начале 1970-х гг. сменилась зональной циркуляцией, связанной с возросшей ролью североатлантических ЦДА (NAO). С середины 1990-х гг. вновь возрастает интенсивность меридиональной циркуляции, но в этот период, в отличие от 1950–1970-х гг., она связана с полярными широтами восточной Атлантики и прилегающим сектором Северного Ледовитого океана и арктического побережья. Уникальность этого периода связана с перемещением центра приполярной депрессии из района Гренландии и Исландии на восток [Zhang et al., 2008], наиболее вероятной причиной которого может быть сокращение концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях [Мохов и др., 2012; Семенов, 2015; Семенов и др. 2012; Petoukhov and Semenov, 2010]. Рост повторяемости арктических вторжений и холодных зим на севере Евразии в этот период, известный как пауза в потеплении, следует расценивать как следствие этого явления.

Этот же период характеризовался ослаблением циркуляции в летний сезон, что отчетливо проявилось в термическом режиме крупных регионов, в частности на европейской территории России и на юге Западной Сибири. На фоне ослабления циркуляции в районе северотихоокеанских центров действия (описываемых индексом WP) значительно усиливается их влияние в североатлантическом секторе [Попова, 2014]. Оно может быть связано, с одной стороны, с усилением влияния волновых процессов и дальних связей, следствием которого является формирование характерного для отрицательной

аномалии WP в середине лета антициклона над Центральной Европой, вдоль западной периферии которого на Восточно-Европейскую равнину проникает сухой прогретый воздух из южных широт. Одновременно юг Западной Сибири находится под влиянием восточной периферии антициклона и холодных вторжений, сопровождающихся обильными осадками. В июле 2010 г. отмечались экстремальные по абсолютной величине отрицательные аномалии этого индекса. С другой стороны, эти изменения могут быть проявлением общего ослабления западной циркуляции и трактоваться как смена двух режимов — сильной (в 1950–1985 гг.) и слабой (в 1986–2012 гг.) циркуляции. Последний, очевидно, способствует формированию ситуаций блокинга и связанной с ними аномальной жарой и засухой летом в зоне умеренных широт. Мощным фактором ослабления зональной циркуляции в летние месяцы могут быть наблюдающееся с конца 1980-х гг. изменения в тропической зоне Тихого океана, приводящие к перераспределению температуры поверхности океана [England et al., 2014] и способные вызывать аномалии ЦДА тихоокеанского сектора Арктики.

Список использованной литературы

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет. 2014. С. 551–587.
2. МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. — Кембридж (Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США): Кембридж Юниверсити Пресс, 2007. 145 с.
3. МГЭИК: Изменение климата, 2013 г.: Резюме для политиков. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. — Кембридж (Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США): Кембридж Юниверсити Пресс, 2013. 36 с.
4. *Мохов И. И.* Особенности формирования летней жары 2010 г. на европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 6. С. 709–716.
5. *Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., Погарский Ф. А.* Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лед и Снег. 2012. № 2 (122). С. 53–62.
6. *Попова В. В.* Современные изменения температуры приземного воздуха на севере Евразии: региональные тенденции и роль атмосферной циркуляции // Изв. РАН. Сер. географическая. 2009. № 6. С. 59–69.
7. *Попова В. В., Шмакин А. Б.* Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX — начале XXI веков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.
8. *Попова В. В., Шмакин А. Б., Михайлов А. Ю.* Региональная структура колебаний зимней температуры воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария во второй половине XX — начале XXI вв. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24. С. 371–392.
9. *Семенов В. А.* Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 232–248.
10. *Семенов В. А.* Структура температурной изменчивости в высоких широтах Северного полушария // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 744–753.

11. Семенов В. А., Мохов И. И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
12. Athanasiadis P. J., Ambaum M. H. P. Linear Contributions of Different Time Scales to Teleconnectivity // Journal of Climate. 2009. V. 22. № 13. P. 3720–3728.
13. Benedict J. J., Lee S., Feldstein S. B. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation // Journal of the Atmospheric Sciences. 2004. V. 61. № 2. P. 121–144.
14. Christiansen B. Evidence for Nonlinear Climate Change: Two Stratospheric Regimes and a Regime Shift // Journal of Climate. 2003. V. 16. № 22. P. 3681–3690.
15. Clark M. P., Serreze M. C., Robinson D. A. Atmospheric controls on Eurasian snow extent // International Journal of Climatology. 1999. V. 19. № 1. P. 27–40.
16. England, McGregor, Spence et al. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus // Nature Climate Change. 2014. V. 4. № 3. P. 222–227.
17. Feldstein S. B. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns // Journal of Climate. 2000. V. 13. № 24. P. 4430–4440.
18. King M. P., Kucharski F., Molteni F. The Roles of External Forcings and Internal Variabilities in the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Change from the 1960s to the 1990s // Journal of Climate. 2010, V. 23. P. 6200–6220. DOI: 10.1175/2010JCLI3239.1
19. Graf H. F. et al. Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing // Contributions to atmospheric physics. 1995. V. 68. № 3. P. 233–248.
20. Hurrell J. W. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnection on Northern Hemisphere temperature // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 6. P. 665–668.
21. Hurrell J. W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
22. Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms // Int. J. Climatol. 2001. V. 21. P. 1863–1898.
23. Nakamura H. et al. Northern Hemisphere Extratropical Tropospheric Planetary Waves and their Low-Frequency Variability: Their Vertical Structure and Interaction with Transient Eddies and Surface Thermal Contrasts // Climate Dynamics: Why Does Climate Vary? 2010. С. 149–179.
24. Popova V. Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes // Int. Journ. of Climatol. 2007. V. 27. P. 1721–1733.
25. Petoukhov V., Semenov V. A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2010. V. 115. D21. DOI: 10.1029/2009JD013568.
26. Pozo-Vazquez D., Esteban-Parra M. J., Rodrigo F. S., Castro-Diez Y. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature // Climate Dynamics. 2001. V. 17. № 9. P. 701–715.
27. Rennert K. J., Wallace J. M. Cross-frequency coupling, skewness and blocking in the Northern Hemisphere winter circulation // Journal of Climate. 2009. V. 22. P. 5650–5666. DOI: 10.1175/2009JCLI2669.1
28. Semenov V., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // Environ. Research Letters. 2015. V. 10. № 5. С. 054020. DOI: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
29. Serreze M. C., Carse F., Barry R. G. Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation // Journal of Climate. 1997. V. 10. № 3. P. 453–464.
30. Thejll P., Christiansen B., Gleisner H. On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 6. DOI: 10.1029/2002GL016598.
31. Thompson D. W. J., Wallace J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // Journal of climate. 2000. V. 13. № 5. P. 1000–1016.

32. *Thompson D. W. J., Wallace J. M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300.

33. *Trenberth K. E. and Hurrell J. W.* Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific // *Climate Dynamics*. 1994, V. 9. P. 303–319.

34. *Trenberth K. E., Fasullo J. T.* Climate extremes and climate change: The Russian heat wave and other climate extremes of 2010 // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. № D17103. DOI: 10.1029/2012JD018020.

35. *Zhang X. et al.* Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 22. DOI: 10.1029/2008GL035607.

36. *Zveryaev I. I., Gulev S. K.* Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2009. V. 114. № D2. DOI: 10.1029/2008JD010624.

37. *Zhou S. et al.* Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. № 21. P. 4107–4110.

38. *Thejll P., Christiansen B., Gleisner H.* On correlations between the North Atlantic Oscillation, geopotential heights, and geomagnetic activity // *Geophysical Research Letters*. — 2003. V. 30. № 6. DOI: 10.1029/2002GL016598.

1.4. Атмосферная циркуляция в высоких широтах Северного полушария и современные тенденции ее изменений

М. Г. Акперов, И. И. Мохов

Высокие широты Северного полушария характеризуются самыми сильными и быстрыми климатическими изменениями. Температура в Арктическом регионе растет в два раза быстрее среднеполушарной температуры (арктическое усиление). Сокращение площади и толщины морских льдов в Арктическом бассейне приводит к увеличению потоков турбулентного тепла из океана в атмосферу и, как следствие, ведет к увеличению приповерхностной температуры, к изменению влажности, облачности и к изменению статической устойчивости в средней тропосфере [Stroeve et al., 2011; Jaiser et al., 2012]. Изменение устойчивости атмосферы, в свою очередь, ведет к изменению циклонической активности в Арктическом регионе.

Одной из ключевых проблем, возникающих при анализе циклонической активности в арктических широтах, является проблема выбора набора данных. Данная проблема связана с разреженной наблюдательной сетью синоптических метеорологических станций в Арктике и, соответственно, с низким качеством имеющихся данных. Спутниковые данные обладают гораздо лучшим пространственным разрешением и покрытием. Однако далеко не все метеорологические поля, необходимые для оценок и анализа характеристик циклонической активности и их изменчивости, могут быть восстановлены по спутниковым данным. Наиболее полный набор данных с хорошим пространственным и временным разрешением представляют собой результаты региональных климатических моделей (РКМ) для Арктического региона, в которых достаточно хорошо учитываются различные процессы на региональном масштабе (например, [Rinke et al., 2010]). В работе [Акперов et al., 2015] было отмечено хорошее согласие между характеристиками циклонов, полученных с использованием региональной модели HIRHAM5 в сопоставлении с данными реанализа ERA40 [Uppala et al., 2005] с более грубым пространственным разрешением. В отличие от работы [Акперов et al., 2015], для анализа циклонической активности будет использоваться версия модели со «спектральным притягиванием» (spectral nudging), где усвоение крупномасштабных составляющих атмосферной циркуляции происходит не только на боковых границах домена, но и внутри области моделирования, делая атмосферную циркуляцию внутри домена более реалистичной [von Storch et al., 2000].

Таким образом, в данном исследовании сопоставляются характеристики циклонов, полученные с использованием региональной модели HIRHAM5 и на основе современных реанализов высокого разрешения, в частности с арктическим реанализом ASR.

Данные и методы анализа. В исследовании использовались 6-часовые поля атмосферного давления на уровне моря с использованием расчетов с Арктической региональной климатической моделью (РКМ) HIRHAM [Dethloff et al., 1996] в сопоставлении с данными реанализов ERA-INTERIM [Dee et al., 2011] и ASR [Bromwich et al., 2010] для периода 2000–2009 гг. Пространственное разрешение данных составляет $0,75^\circ$ для реанализа ERA-INTERIM,

30 км ($\sim 0,30^\circ$) для ASR и 25 км ($\sim 0,25^\circ$) для РКМ HIRHAM. В качестве граничных условий в РКМ HIRHAM и в реанализе ASR, который построен на основе мезомасштабной модели WRF-Polar, использовались условия из реанализа ERA-INTERIM.

Для идентификации арктических циклонов использовался метод, предложенный в [Бардин и Полонский, 2005; Акперов и др., 2007] и с некоторыми модификациями в [Акперов и Мохов, 2010]. Характеристики циклонов, полученных на основе данного метода, показали хорошее согласие с характеристиками на основе других методов [Neu et al., 2013]. Более детальное описание алгоритма и определения характеристик циклонов можно найти в [Акперов и др. 2007].

Были рассмотрены циклоны со временем жизни от 6 часов, удовлетворяющие следующим критериям:

- 1) минимальный радиус циклона составляет не менее 100 км;
- 2) минимальная интенсивность циклона составляет не менее 1 гПа;
- 3) рассматриваются циклоны, появляющиеся или пересекающие области с высотой земной поверхности более 1000 м;

Первое условие дает возможность отсеять мелкие циклоны (минимальный размер мезоциклона составляет 100 км (см. [Мохов и Акперов, 2007]), не относящиеся ни к синоптическим, ни к мезомасштабным возмущениям. С помощью второго и третьего условия фильтруются термические депрессии.

Результаты. Межгодовая изменчивость повторяемости циклонов на основе Арктической региональной модели находится в согласии с повторяемостью циклонов на основе обоих реанализов (рис. 1.4.1). Коэффициент корреляции между повторяемостью циклонов на основе модели и реанализами является достаточно высоким и составляет 0,97 для холодного сезона и 0,98 для

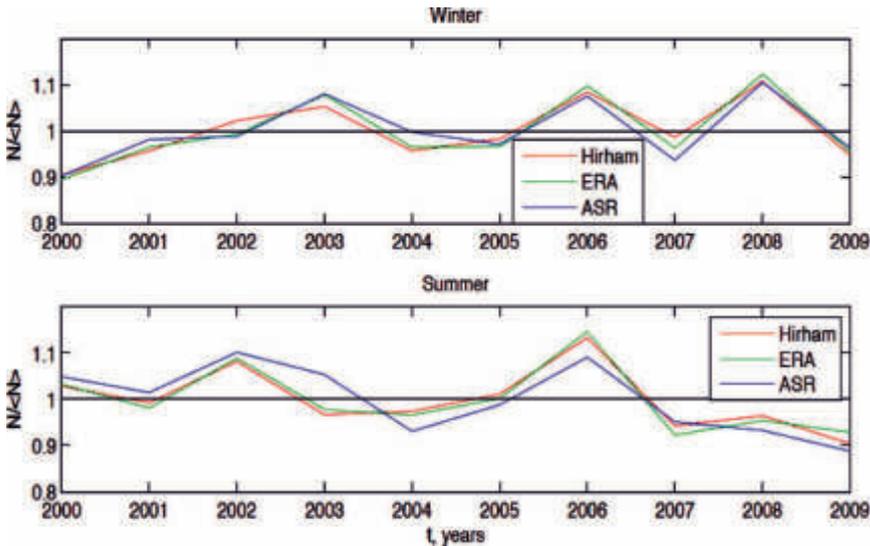


Рис. 1.4.1. Межгодовая изменчивость нормированной повторяемости арктических циклонов для зимнего (вверху) и летнего (внизу) сезонов по разным данным

теплого сезона. Статистически значимых изменений для XX века при этом не отмечается как на основе модельных расчетов, так и на основе данных реанализов.

Несмотря на высокие коэффициенты корреляции в межгодовой изменчивости, отмечены количественные различия в повторяемости циклонов на основе различных данных. Наибольшая повторяемость циклонов (в день) получена на основе региональной модели: 4,3 ($\pm 0,1$) для холодного и 4,9 ($\pm 0,1$) для теплого сезонов. На основе данных реанализа: 4,1 ($\pm 0,1$) и 4,2 ($\pm 0,1$) для ERA-INTERIM и ASR для холодного, 4,2 ($\pm 0,1$) и 4,3 ($\pm 0,1$) для теплого сезона.

Распределение циклонов по интенсивности на основе модели HIRHAM сопоставимо с распределениями на основе реанализов ERA-INTERIM и ASR для обоих сезонов (рис. 1.4.2*а, б*). Во всех случаях около 40% циклонов имеют

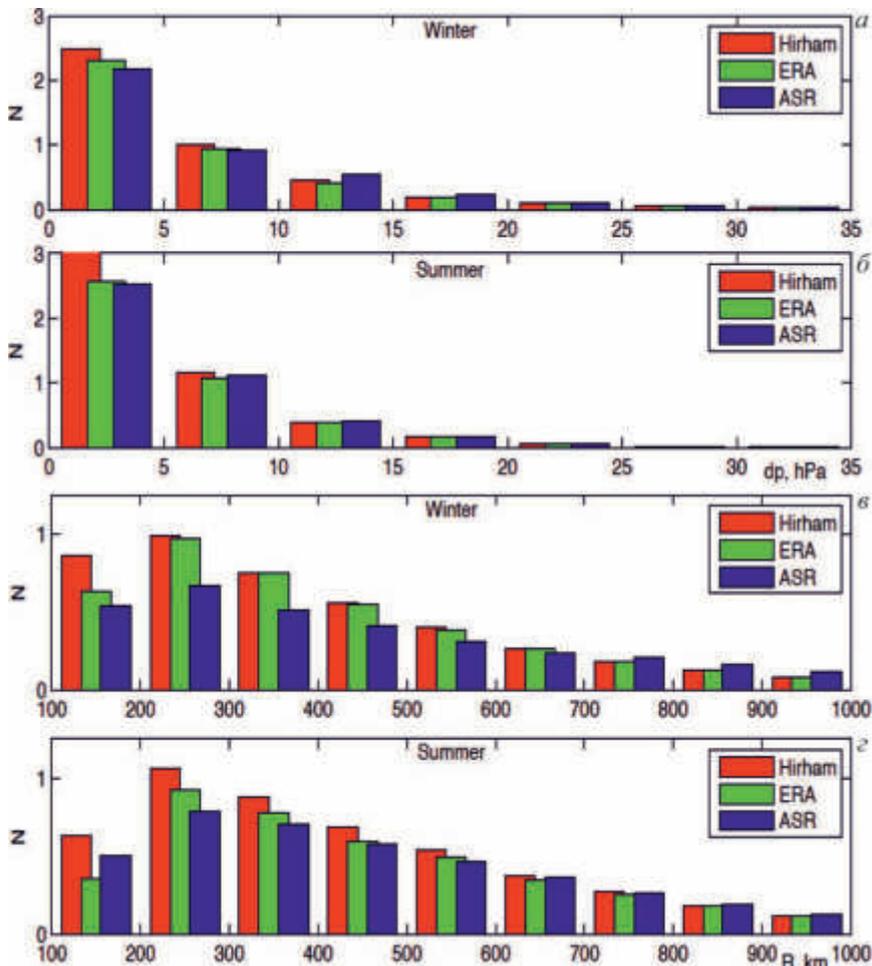


Рис. 1.4.2. Повторяемость арктических циклонов в зависимости от их интенсивностей (*а, б*) и размеров (*в, г*) для зимнего (*а, в*) и летнего (*б, г*) сезонов по разным данным

интенсивность менее 5 гПа в теплый сезон и около 45% в холодный сезон соответственно. РКМ HIRHAM переоценивает повторяемость слабых циклонов (интенсивность менее 5 гПа) относительно реанализов ERA-INTERIM и ASR. Различия находятся в пределах 30% для холодного и 35% для теплого сезонов. Повторяемость слабых и мелких циклонов (менее 400 км) больше в РКМ HIRHAM, возможно, за счет более детального пространственного разрешения относительно обоих реанализов (см. [Акперов и Мохов, 2010]). Повторяемость циклонов с интенсивностью более 5 гПа также сопоставима как в модели, так и в реанализах, при этом варьируется в пределах нескольких процентов.

Минимальные значения радиуса циклонов лежат в диапазоне 100–300 км для обоих сезонов как для модели, так и на основе реанализов (рис. 1.4.2в, г). Размеры циклонов в холодный сезон могут достигать 1100 км. Примерно 55% циклонов на основе модели HIRHAM и около 70% циклонов ERA-INTERIM и ASR имеют радиус более 400 км в холодный сезон. В теплый сезон повторяемость крупных циклонов составляет около 60% (HIRHAM) и 70% (ERA-INTERIM, ASR).

Основные регионы циклонической активности (залив Баффина, пролив Дэвиса, юг Гренландии, область между Шпицбергенем и Скандинавией и между Норвежским и Карским морями в холодный сезон и вся центральная Арктика в теплый сезон) хорошо воспроизводятся на основе региональной модели HIRHAM (рис. 1.4.3 и 1.4.4). Повторяемость арктических циклонов над основными областями циклонической активности выше на основе модели.

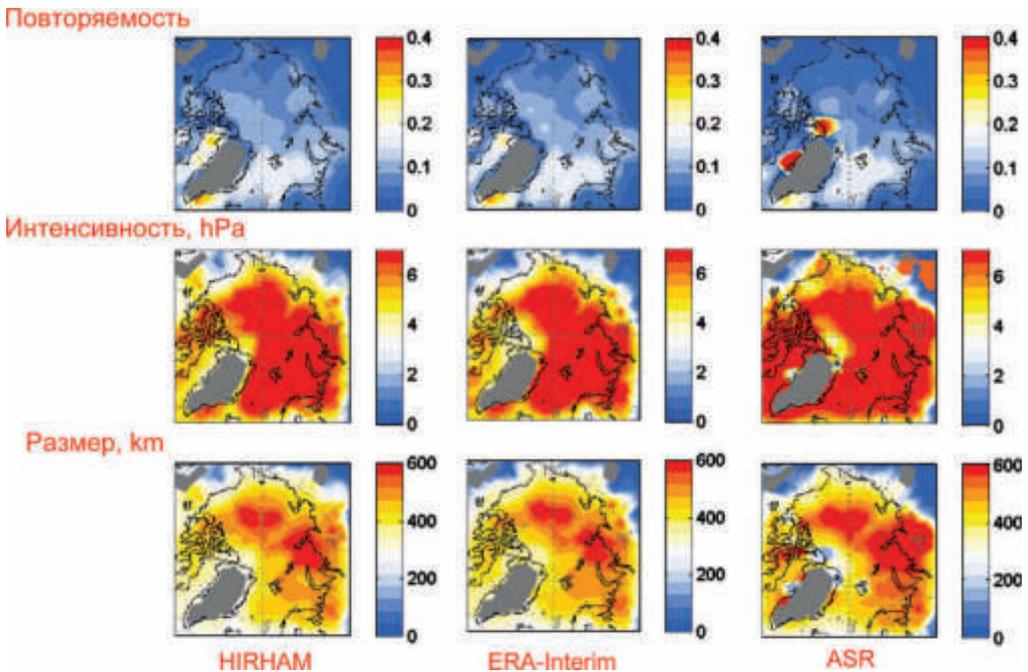


Рис. 1.4.3. Пространственное распределение характеристик арктических циклонов (повторяемость, интенсивность, размер) для РКМ HIRHAM (слева), ERA-Interim (в центре) и ASR (справа) для 2000–2009 гг. для холодного сезона

Следует отметить, что модель с высоким пространственным разрешением, возможно, дает способность идентифицировать также полярные мезоциклоны (см. [Мохов и др., 2007]).

Пространственное распределение средней интенсивности и размеров циклонов над Арктикой на основе модели согласуется с данными реанализа для обоих сезонов (рис. 1.4.3 и 1.4.4). В холодный сезон интенсивные циклоны

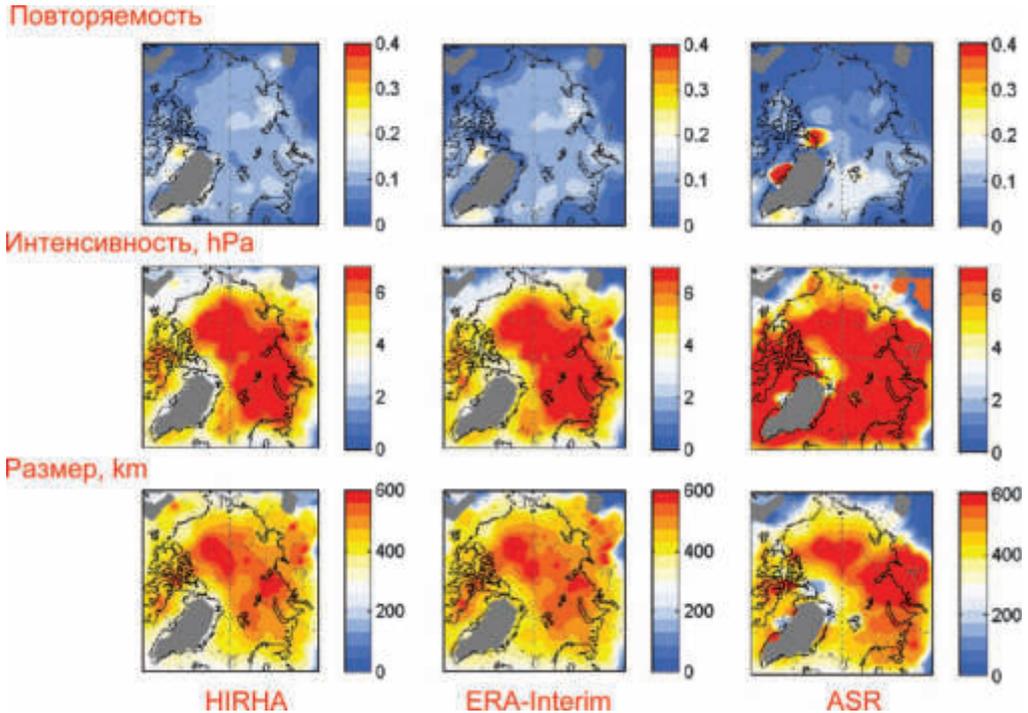


Рис.1.4.4. Пространственное распределение характеристик Арктических циклонов (повторяемость, интенсивность, размер) для РКМ HIRHAM (слева), ERA-Interim (в центре) и ASR (справа) для 2000–2009 гг. (для теплого сезона)

на основе модели и реанализа находятся в областях между Гренландией и Восточно-Сибирским морем и над всей акваторией Северного Ледовитого океана. Средняя интенсивность циклонов достигает 8 гПа для HIRHAM, 12 гПа для ERA-INTERIM и ASR для обоих сезонов.

Средние размеры циклонов варьируются от 400 до 700 км от Баренцева до Чукотского морей для обоих сезонов. В целом пространственные распределения радиуса циклонов для обоих сезонов достаточно близки и находятся в согласии с выводами, сделанными в [Simmonds et al., 2008].

Выводы. Таким образом, несмотря на количественные различия в повторяемости циклонов между данными, которые, возможно, связаны с различным пространственным разрешением, рассмотренная региональная модель дает возможность адекватно воспроизводить циклоническую активность в Арктическом регионе, а также исследовать изменчивость ее характеристик.

Список использованной литературы

1. Акперов М. Г., Мохов И. И. Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 5. С. 620–637.
2. Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И. Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа и модели климата ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 764–772.
3. Бардин М. Ю., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С. 3–13.
4. Akperov M., Mokhov I., Rinke A., Dethloff K., Matthes H. Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model Simulations // Theoretical and Applied Climatology. 2015. V. 122. № 1–2. P. 85–96. DOI: 10.1007/s00704-014-1272-2.
5. Bromwich D. et al. Arctic system reanalysis: call for community involvement // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2010. V. 91. № 2. P. 13–14.
6. Dethloff K. et al. Regional climate model of the Arctic atmosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1996. V. 101. № D18. P. 23401–23422.
7. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the royal meteorological society. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
8. Мохов И. И., Акперов М. Г., Лагун В. Е., Луценко Э. И. Интенсивные арктические мезоциклоны // Изв. РАН. 2007. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 3. С. 291–297.
9. Neu U. et al. IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms // Bulletin of the American Meteorological Society. 2013. V. 94. № 4. P. 529–547. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00154.1.
10. Simmonds I., Burke C., Keay K. Arctic climate change as manifest in cyclone behavior // Journal of Climate. 2008. V. 21. № 22. P. 5777–5796.
11. Uppala S. M. et al. The ERA40 reanalysis // Quarterly Journal of the royal meteorological society. 2005. V. 131. № 612. P. 2961–3012. DOI: 10.1256/qj.04.176.
12. Stroeve J. C. et al. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // Climatic Change. 2012. V. 110. № 3. P. 1005–1027.
13. Jaiser R. et al. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2012. V. 64. № 1. P. 11595. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.11595.
14. Rinke A., Matthes H., Dethloff K. Regional characteristics of Arctic temperature variability: comparison of observations with regional climate simulations // Climate Research 3354/cr00854.
15. von Storch H., Langenberg H., Feser F. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes // Monthly weather review. 2000. V. 128. № 10. P. 3664–3673.

1.5. Климатология и межгодовая изменчивость облачности в Арктике

А. В. Чернокульский, И. И. Мохов, И. Н. Эзау

Облачность — одна из ключевых составляющих земной климатической системы, играющая важную роль в Арктике [Марчук и др., 1986; Матвеев и др., 1986; Mokhov, 1991; Мохов, 1993; Curry et al., 1996; Climate Change 2013]. С облачностью и ее эффектами связана, вероятно, наибольшая неопределенность оценок чувствительности ЗКС к различным воздействиям, в том числе к изменению содержания в атмосфере парниковых газов, связана с облачностью и ее эффектами (см., например, [Мохов, 1993]). В полярных широтах отмечаются существенные различия разных данных по спутниковым и наземным наблюдениям и в годовом ходе, и в межгодовой изменчивости [Mokhov, 1991; Mokhov, Schlesinger, 1993; Мохов и др., 1994; Mokhov, Schlesinger, 1994; Weare et al., 1995; Чернокульский, Мохов, 2009; 2010; Chernokulsky, Mokhov, 2012; Эзау, Чернокульский, 2015]. Проблемы детектирования облачности в полярных регионах по спутниковым измерениям связаны, в частности, с относительно слабым различием альбедо облаков и подстилающей поверхности. Проблемы определения характеристик облачности по наземным наблюдениям связаны с неточностью наблюдений, в частности во время полярной ночи, и редкой сетью станций наблюдений.

Далее представлены результаты сравнительного анализа климатологий общей облачности на основе шестнадцати баз данных (спутниковых и наземных наблюдений и данных современных систем реанализа), а также проведен анализ изменчивости облачности в Атлантическом секторе Арктики.

Климатология облачности в арктических регионах по разным данным. В табл. 1.5.1 представлена общая информация об используемых данных наблюдений для облаков. При анализе использовались среднемесячные значения доли общей облачности (ДОО). Более подробное описание алгоритмов определения и схем расчета облачности в рассматриваемых базах данных приведено в [Chernokulsky, Mokhov, 2012].

По разным данным наблюдений среднегодовые значения ДОО (рис. 1.5.1а) находятся в диапазоне от $0,67 \pm 0,01$ (CERES Aqua) до $0,73 \pm 0,03$ (APP-х). Согласно всем анализировавшимся данным среднегодовые значения ДОО больше над океаном (от $0,70 \pm 0,02$ по данным CERES Terra до $0,78 \pm 0,03$ по данным ATMOS-х) и меньше над сушей (от $0,64 \pm 0,01$ по данным CERES Aqua до $0,70 \pm 0,3$ по данным APP-х). По данным реанализа среднегодовые значения ДОО находятся в более широком диапазоне: от $0,48 \pm 0,01$ по данным NCEP/NCAR до $0,88 \pm 0,01$ по данным NOAA-CIRES 20CR. С оценками ДОО по данным наблюдений ($0,71 \pm 0,01$) лучше всего согласуются оценки ДОО по данным реанализа NASA-MERRA. При этом межгодовая изменчивость арктической облачности по данным разных систем реанализа оценена меньшей, чем по данным наблюдений. В частности, в межгодовой изменчивости среднеквадратическое отклонение (СКО) для облаков по данным наблюдений больше, чем по данным реанализа.

Т а б л и ц а 1.5.1. Общая информация об используемых данных для общей облачности

Базы данных для общей облачности		Период данных	Разрешение данных
Краткое название	Полное название		
Спутниковые наблюдения			
APP-х	Extended Advanced very high resolution radiometer (AVHRR) Polar Pathfinder Product	01/1982–12/2004	25 км
CERES Terra CERES Aqua	Clouds and the Earth's Radiant Energy System SSF Product Edition 2.5 (отдельно для спутников Terra and Aqua)	02/2000–02/2010 07/2002–02/2010	1°
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project D2 Product	07/1983–06/2008	2,5°
MODIS Terra MODIS Aqua	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer Series 5 Product (отдельно для спутников Terra and Aqua)	02/2000–12/2009 07/2002–12/2009	1°
PATMOS-х	AVHRR Pathfinder Atmospheres — Extended (version 5)	01/1982–12/2009	1°
Наземные наблюдения			
EECRA	Extended Edited Cloud Report Archive	01/1971–12/1996	5°
Данные систем реанализа			
ERA-40	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Reanalysis	01/1979–08/2002	2,5°
ERA-Interim		01/1989–12/2009	1,5°
JRA-25	Japan Meteorological Agency Reanalysis	01/1979–12/2009	2,5°
NASA-MERRA	National Aeronautics and Space Administration (NASA) Modern Era Reanalysis for Research and Applications	01/1979–03/2009	0,5°
NCEP-CFSR	National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis	01/1979–12/2009	0,5°
NCEP/DOE	NCEP/Department of Energy	01/1979–01/2008	~ 1,9°
NCEP/NCAR	NCEP/National Center for Atmospheric Research	01/1979–12/2008	~ 1,9°
NOAA-CIRES 20CR	National Oceanic and Atmospheric Administration — Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (NOAA-CIRES) 20th Century Reanalysis	01/1979–12/2008	~ 1,9°

В зимний период (см. рис. 1.5.1б) разные данные наблюдений слабо согласуются между собой. Среднезимние значения ДОО по разным данным находятся в широких пределах: от $0,55 \pm 0,02$ по данным CERES Aqua до $0,71 \pm 0,07$ по данным APP-х. MODIS Aqua — единственная база данных, для которой зимой больше облаков над сушей, чем над океаном. Среднезимние значения ДОО над сушей по разным данным находятся в пределах от $0,55 \pm 0,02$ (CERES Aqua) до $0,71 \pm 0,07$ (APP-х), над океаном — от

$0,58 \pm 0,04$ (CERES Aqua) до $0,76 \pm 0,06$ (PATMOS-x). Среди систем реанализа только для JRA-25 зимнее значение облачности попадает в диапазон неопределенности по данным наблюдений. Среднезимнее значение ДОО меньше наблюдаемого по данным NCEP/NCAR и NCEP/DOE (около 0,5) и больше по другим данным реанализа (до $0,93 \pm 0,01$ по данным NOAA-CIRES 20CR). Для летнего периода (см. рис. 1.5.1в) системы реанализа, наоборот, воспроизводят меньшие (или сопоставимые) значения ДОО по сравнению с данными наблюдений.

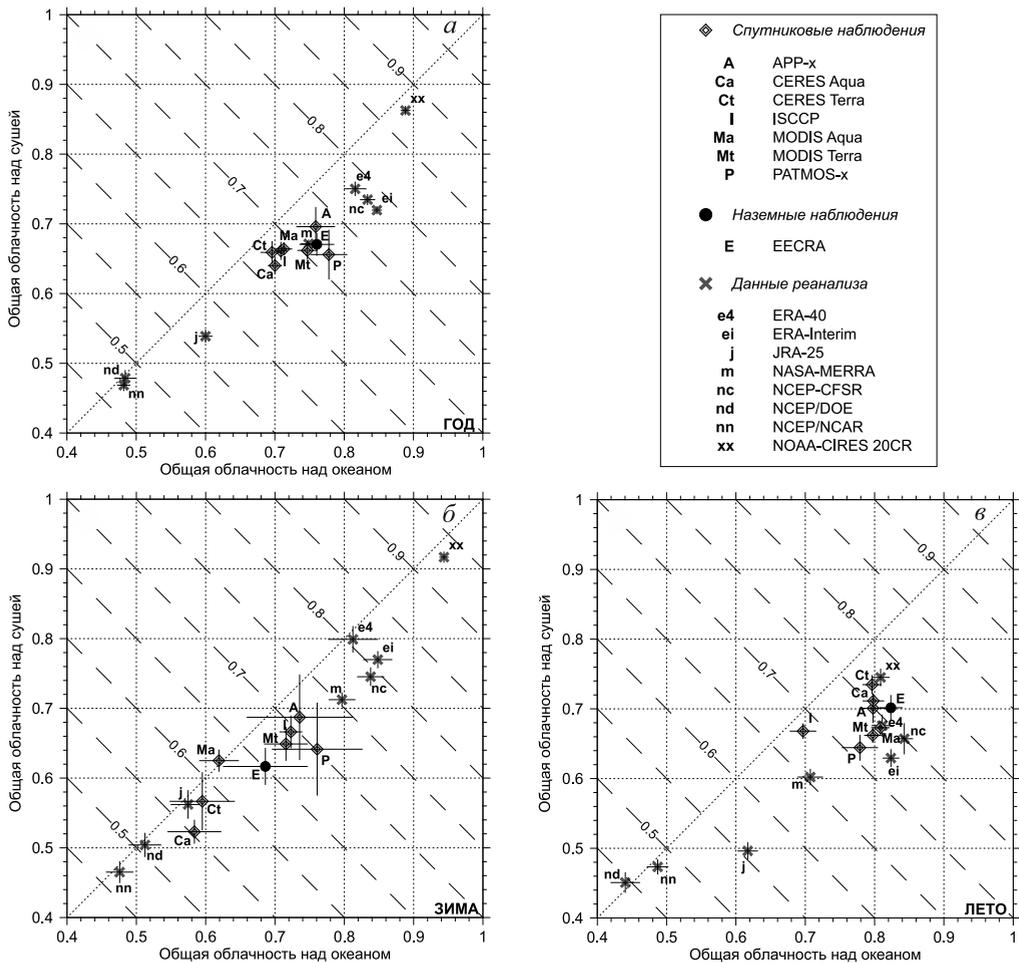


Рис. 1.5.1. Среднегодовая (а), средняя за зиму (б) и средняя за лето (в) доля общей облачности над арктическими и субарктическими широтами (к северу от 60° с. ш.) по разным наборам данных (см. также [Chernokulsky, Mokhov, 2012]). Отмечены также стандартные отклонения (в межгодовой изменчивости) для разных данных (отдельно для суши и океана). Абсцисса соответствует значениям ДОО над океаном, ордината — значениям ДОО над сушей. Наклонные линии с длинными штрихами соответствуют ДОО над сушей и океаном одновременно

В целом разные данные наблюдений летом лучше согласуются друг с другом, чем зимой, особенно над океаном, где ДОО близко к 0,8 (за исключением ISCCP: $0,7 \pm 0,02$). Среднелетние значения ДОО над сушей изменяются от $0,64 \pm 0,02$ (PATMOS-х) до $0,82 \pm 0,02$ (EECRA), а над всеми арктическими широтами (над сушей и океаном в целом) — в диапазоне от $0,68 \pm 0,01$ (ISCCP) до $0,76 \pm 0,01$ (CERES Terra). Межгодовая изменчивость облачности для всех анализировавшихся данных наблюдений больше зимой (СКО до 0,07 над сушей и 0,08 над океаном), чем летом (СКО не превышает 0,03). При этом отмечено, что межгодовая изменчивость по данным систем реанализа практически не зависит от сезона. Это можно объяснить тем, что высокая межгодовая изменчивость зимней ДОО по данным наблюдений связана с неопределенностью наблюдений — наиболее высокой в зимний период.

В годовом ходе облачности (см. рис. 1.5.2) максимум ДОО отмечается в конце полярного дня (август–сентябрь), когда протяженность морских льдов в Арктике достигает минимальных значений. Минимум ДОО наблюдается в конце полярной ночи (февраль–апрель) с максимальным распространением морских льдов. Согласно большинству данных наблюдений ДОО над сушей (рис. 1.5.2б) имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом в августе–октябре (0,64–0,78) и минимумом в декабре–марте (0,5–0,68). Наибольшая амплитуда годового хода ДОО над сушей отмечена по данным CERES Aqua (почти 0,3). Годовой ход ДОО хорошо выражен и над океаном (см. рис. 1.5.2в). Высокие значения ДОО (за исключением данных ISCCP) над океаном отмечены с мая по октябрь (около 0,8), низкие — с ноября по апрель (0,55–0,75). При этом максимальные значения облачности над океаном по различным данным проявляются в разные месяцы — в июне для APP-х, в июле для CERES Terra, в августе для MODIS (Terra и Aqua) и в сентябре для EECRA. Согласно [Cuguy et al., 1996] летний максимум облачности в Арктике связан со слоистой облачностью нижнего уровня, тогда как зимой доминируют облака верхнего уровня.

Отрицательная зависимость между облачностью и распространением морских льдов отмечается и в межгодовой изменчивости. В [Eastman, Warren, 2010] на основе данных наземных наблюдений и в [Palm et al., 2010] на основе спутниковых данных показано, что в годы с низкой концентрацией льда проявляется положительная аномалия облачности (и наоборот). В [Chernokulsky et al., 2017] отмечена статистически значимая отрицательная корреляция ДОО и площади морских льдов в атлантическом секторе Арктики для периода 1936–2013 гг.

Следует отметить, что по спутниковым данным PATMOS-х и ISCCP годовой ход облачности над Арктикой практически не проявляется. Согласно PATMOS-х для ДОО проявляются два максимума (в мае и в сентябре) и два минимума (в июле и в декабре–марте). Это можно связать с переоценкой слоистых облаков с подобным годовым ходом и недооценкой других типов облачности. По данным ISCCP значения ДОО над сушей близки к 0,66, а над океаном к 0,71 в течение всего года (практически без годового хода). Это можно связать с точностью восстановления температуры в зимнее время.

По данным реанализа в целом слабо воспроизводится годовой ход ДОО, который проявляется по данным наблюдений. (Значительные отличия в воспроизведении годового хода ДОО отмечены, в частности, для данных реанализа

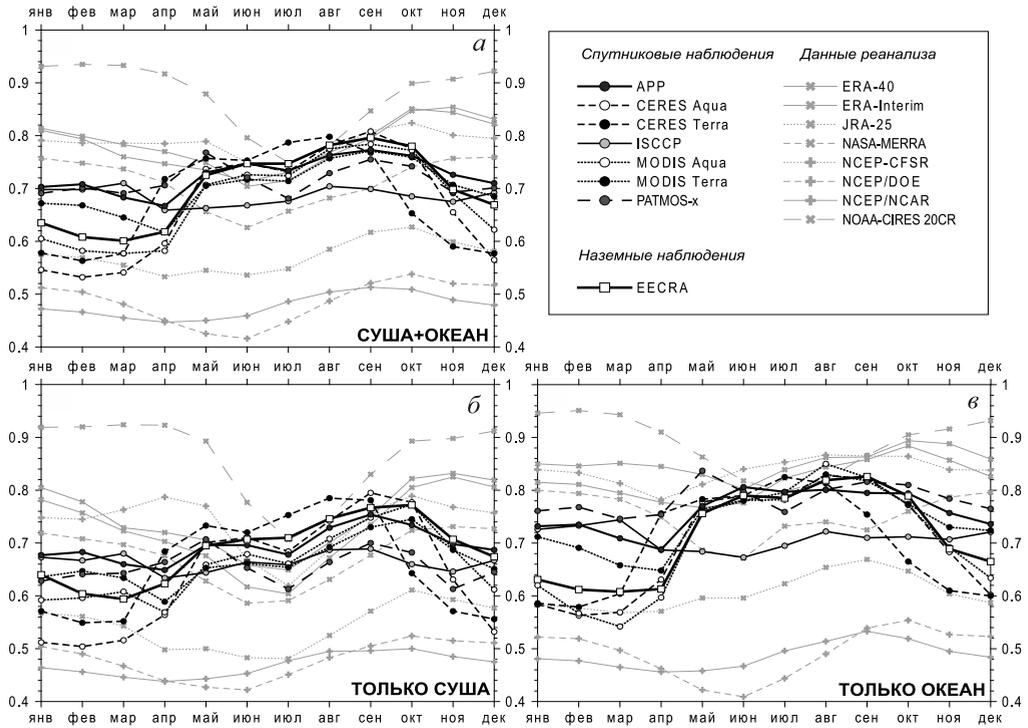


Рис. 1.5.2. Годовой ход доли общей облачности севернее 60° с. ш. (а), только над сушей (б), только над океаном (в) (см. также [Chernokulsky, Mokhov, 2012])

NOAA-CIRES 20CR.) Более близкое соответствие данных реанализа и наблюдений отмечается в теплые месяцы года — во время полярного дня. В целом по данным реанализа проявляется сдвиг годового хода ДОО на 1–2 мес. относительно наблюдаемого (с минимумом в июне–июле и максимумом в октябре–январе).

Для пространственных распределений среднегодовых значений ДОО в арктических и субарктических широтах отмечается общее соответствие пространственным распределениям температуры у поверхности (рис. 1.5.3). В частности, согласно всем анализировавшимся данным наблюдений минимальные значения ДОО отмечаются над северо-восточными регионами Гренландии (от 0,4 по данным MODIS Terra до 0,6 по данным APP-х), где проявляются минимальные значения температуры у поверхности (до -30°C [Wang, Key, 2003]). Системами реанализа также воспроизводятся минимальные значения ДОО над Гренландией (от 0,2 по данным NCEP/NCAR до 0,8 по данным NOAA-CIRES 20CR). Наибольшие значения ДОО отмечены над наиболее теплой частью Арктики (Норвежское, Гренландское и Баренцево моря): 0,8–0,85 по данным EECRA и ISCCP и 0,9–1,0 по другим данным. При этом не всеми системами реанализа адекватно характеризуется регион с максимальными значениями ДОО. По данным ERA-40, ERA-Interim, NASA-MERRA и NOAA-CIRES 20CR максимальные значения ДОО отмечаются в центральной части Северного Ледовитого океана (а не в Норвежском и Баренцевом морях).

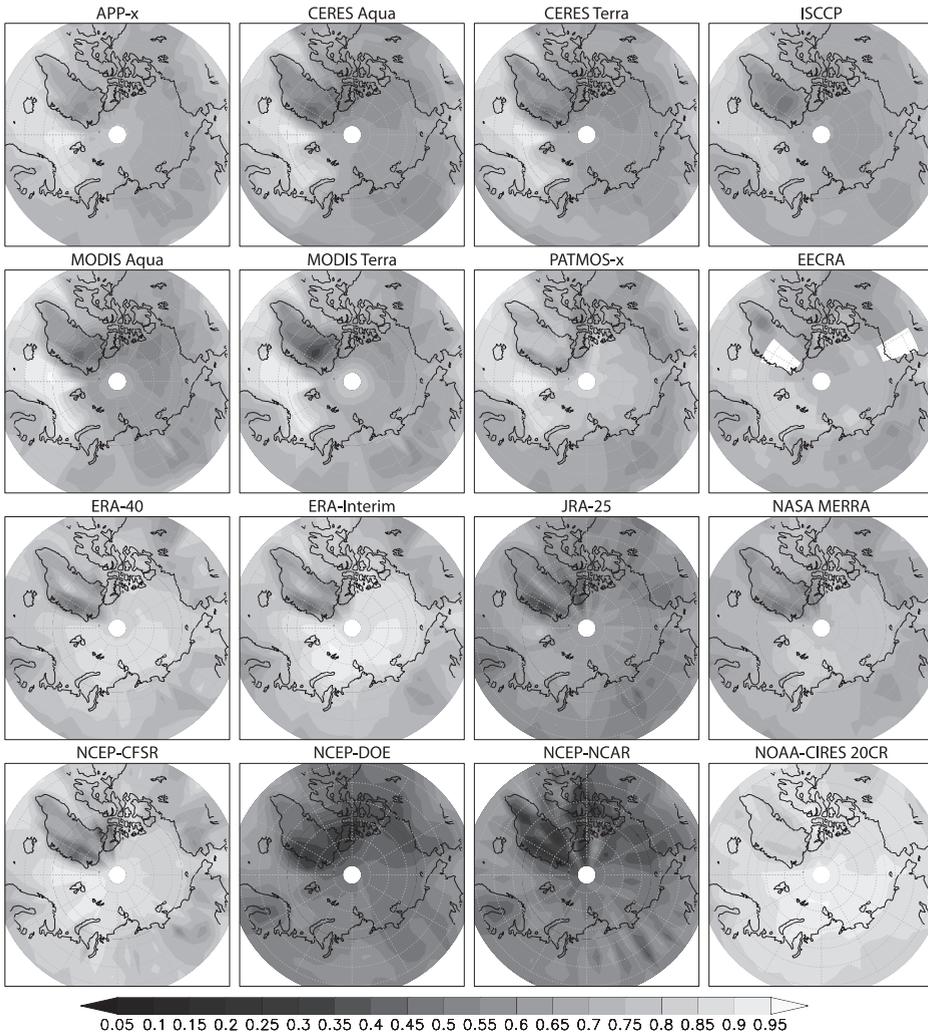


Рис. 1.5.3. Среднегодовые значения общей облачности в Арктике по различным данным

Более детальное сравнение разных данных для облаков можно провести на основе анализа их пространственной корреляции [Chernokulsky, Mokhov, 2012]. На рис. 1.5.4 представлены коэффициенты пространственной корреляции (R_E) между данными EECRA по наземным наблюдениям и другими данными отдельно для года, различных сезонов, суши и океана, при этом все данные были приведены к единой сетке $5^\circ \times 5^\circ$. Аналогичные оценки в [Chernokulsky, Mokhov, 2012] получены для пространственной корреляции разных данных со спутниковыми данными APP-x (с соответствующими коэффициентами корреляции R_A). Согласно полученным результатам, данные для облачности по спутниковым измерениям находятся в лучшем согласии друг с другом, чем с данными по наземным наблюдениям. Величина R_E для среднегодовых значений изменяется от 0,5 до 0,7, они немного больше над

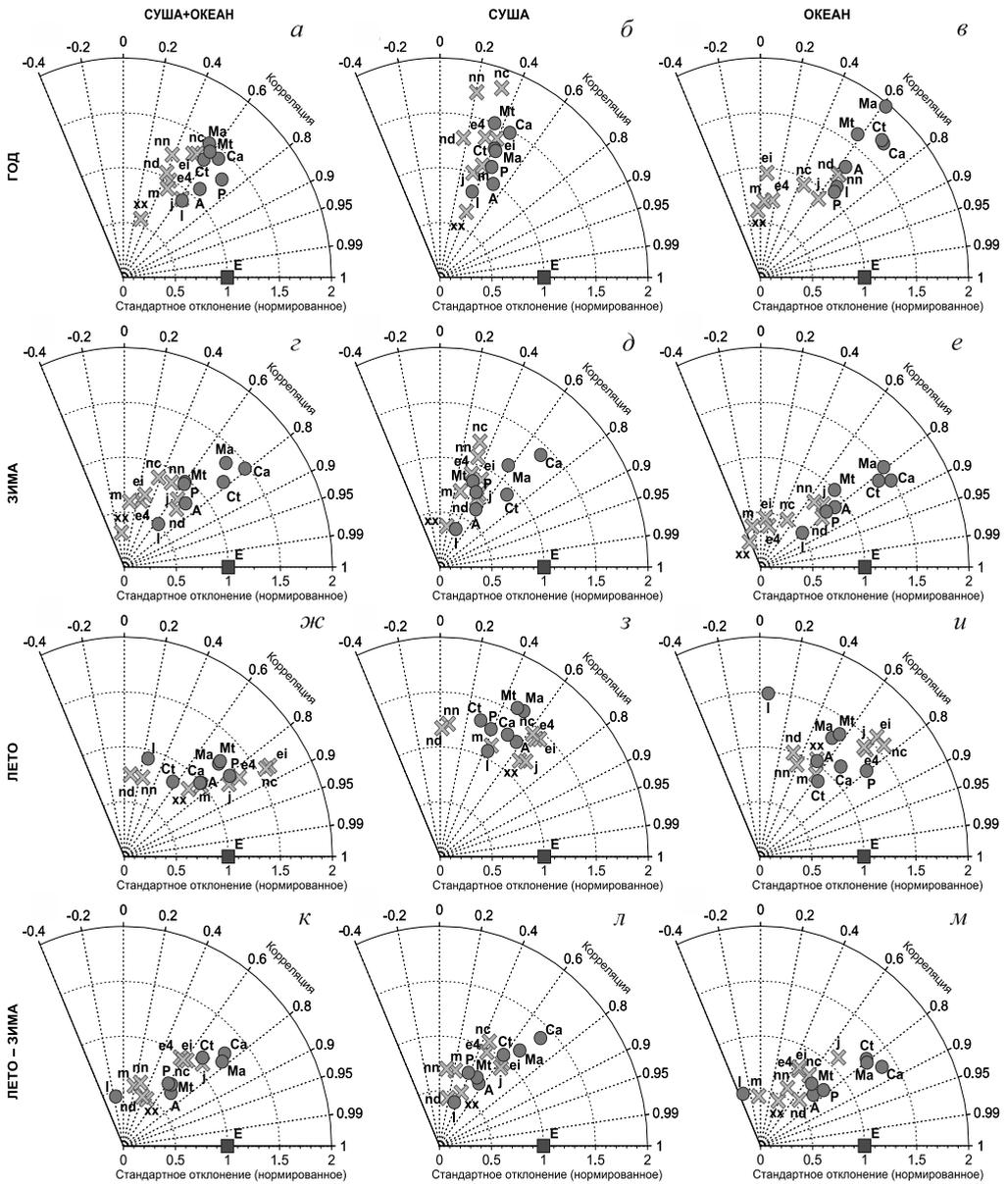


Рис. 1.5.4. Диаграммы Тейлора для общей облачности над всей Арктикой (а, г, ж, к), только над сушей (б, д, з, л) и только над океаном (в, е, и, м): для среднегодовых значений (а, в, в), зимней (г, д, е), летней (ж, з, и) и для разницы между летом и зимой (к, л, м). Угловая координата характеризует пространственный коэффициент корреляции R_E с данными ЕЕСРА, радиальная координата характеризует СКО по пространству (нормированное на СКО ЕЕСРА). Аббревиатуры для баз данных – аналогично рис. 1.5.1 (см. также [Chernokulsky, Mokhov, 2012])

океаном (0,5–0,8) и меньше над сушей (0,3–0,7) и почти не зависят от сезона. Величина R_A для среднегодовых значений изменяется от 0,7 до 0,9, над океаном больше (0,85–0,95 для спутниковых данных и 0,6 для наземных данных EECRA), чем над сушей (0,5–0,8). При этом значения R_A зависят от сезона: зимой R_A больше над океаном, чем над сушей, а летом наоборот — больше над сушей, чем над океаном. Различия R_A и R_E можно связать с зависимостью результатов спутниковых измерений от свойств подстилающей поверхности, в частности от ее мозаичности (зависящей от степени покрытия суши и океана снежно-ледовым покровом в разные сезоны) [Chernokulsky, Mokhov, 2012].

Существенные различия с другими данными наблюдений облачности в арктических широтах отмечены для данных ISCCP с отрицательными значениями R_E для сезонной разницы (лето минус зима). Значение R_A для данных ISCCP отрицательно над океаном и близко к нулю над сушей. Низкие значения R_E и R_A получены и по данным реанализа: около 0,2–0,4 над сушей и 0–0,6 над океаном. Для систем реанализа ERA-40, ERA-Interim и NOAA-CIRES 20CR значения R_E и R_A отрицательны над океаном. В зимнее время значения R_E и R_A также отрицательны для реанализа NASA-MERRA. В целом пространственное распределение ДОО по данным реанализа ближе к наблюдаемому летом по сравнению с зимой. Среди систем реанализа наилучшее согласие с данными наблюдений получено для JRA-25.

Отмеченные различия данных наблюдений могут быть связаны с инструментальными различиями, а также различиями в алгоритмах определения облачности. Особенно ярко они проявляются в условиях полярной ночи, над снежно-ледовой поверхностью и в регионах с сильными тропосферными температурными инверсиями [Mokhov, Schlesinger, 1993; 1994]. В частности, возможность адекватного детектирования облачности по спутниковым измерениям различается над снежно-ледовой поверхностью и открытой водой/почвой в условиях полярной ночи (облачность может недооцениваться на 10–20% над льдом и снегом [Liu et al., 2009]). В связи с этим тренд в протяженности ледового покрова может повлиять на оценки тренда в количестве облаков. Различия значений ДОО могут быть связаны с разными периодами осреднения для разных анализируемых данных (см. табл. 1.5.1), а также с различным временем суток, когда проводятся наблюдения из-за суточного хода облачности [Чернокульский, Мохов, 2010]. Этот фактор представляется более важным для относительно низких широт (не превышает 2–5% в Арктике). Различия в данных реанализа связаны с применением разных схем расчета облачности и перекрытия облачных слоев [Мохов и др., 1994б].

Неопределенность в оценках арктической облачности может быть связана и с концептуальными различиями систем наблюдения за облаками. В частности, по наземным наблюдениям видны основания облаков, а по спутниковым измерениям детектируются облака сверху. И спутниковые алгоритмы, и визуальные наблюдения с поверхности допускают возможность пропуска полупрозрачных и относительно мелких облаков. В системах реанализа численно моделируются облака на каждом модельном уровне, при этом данные наблюдений за облаками в системах реанализа не усваиваются.

Для определения причин отмеченных различий были выявлены регионы с наибольшей рассогласованностью данных. Все данные были интерполированы на сетку $5^\circ \times 5^\circ$, для каждой ячейки был составлен ряд из среднегодовых

и среднесезонных значений ДОО по разным данным наблюдений (реанализы из этого анализа были исключены). Полученное среднеквадратичное отклонение для данных (СКОД) представлено на рис. 1.5.5. Наибольшие значения СКОД для среднегодовых значений ДОО отмечены над Гренландией и Северным Ледовитым океаном (в частности, в северо-американской части Арктики). Значения СКОД относительно малы над северной Евразией и Северной Америкой, а также над морями Бофорта и Баффина и западной частью

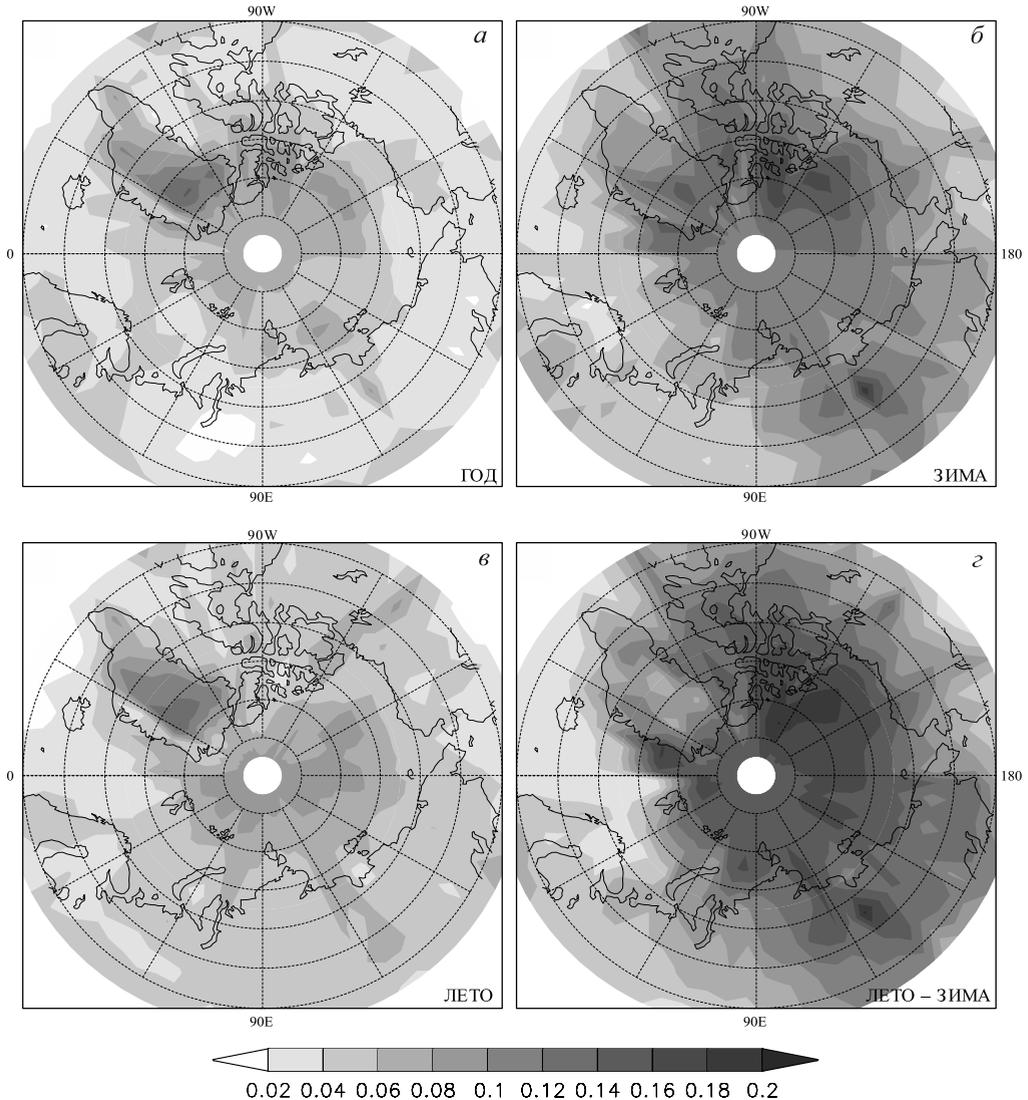


Рис. 1.5.5. Пространственное распределение стандартного отклонения для ряда из различных данных наблюдений (СКОД) для среднегодовых значений (а), средних для зимы (б), средних для лета (в) и разницы между летом и зимой (г) (см. также [Chernokulsky, Mokhov, 2012])

Гренландского моря, где отмечается существенное сокращение протяженности льдов [Liu et al., 2009]. Наибольшие значения СКОД в зимнее время (и для разницы между сезонами) отмечены (см. рис. 1.5.5б, з) над Канадским Арктическим архипелагом и над северными регионами Восточной Сибири (до 0,2) — в регионах с сильными тропосферными температурными инверсиями [Devasthale et al., 2010]. Большие значения СКОД отмечены также над Северным Ледовитым океаном (главным образом за счет данных ISCCP с существенными проблемами алгоритма детектирования облаков над ледовым покровом во время полярной ночи и за счет данных ЕЕСРА с относительно редкими в зимнее время судовыми наблюдениями). В летнее время значения СКОД в целом меньше, чем зимой. Наибольшие значения СКОД отмечены летом над ледовой поверхностью Гренландии. Различия между данными можно связать с различиями в алгоритме определения облачности, особенно над снежно-ледовой поверхностью (для всего года в целом) и над регионами с сильной тропосферной температурной инверсией (для зимы в условиях полярной ночи).

Межгодовая изменчивость облачности в атлантическом секторе Арктики по различным данным. Достаточно длительные и квазиоднородные ряды наблюдений за облачностью, основанные на визуальных наблюдениях на норвежских и российских метеорологических станциях, доступны для атлантического сектора Арктики. Первые регулярные наблюдения датируются концом XIX века (1868 г. для станции Vardo в Норвегии и 1893 г. для станции Териберка в России). Рис. 1.5.6 характеризует сеть станций, в том числе

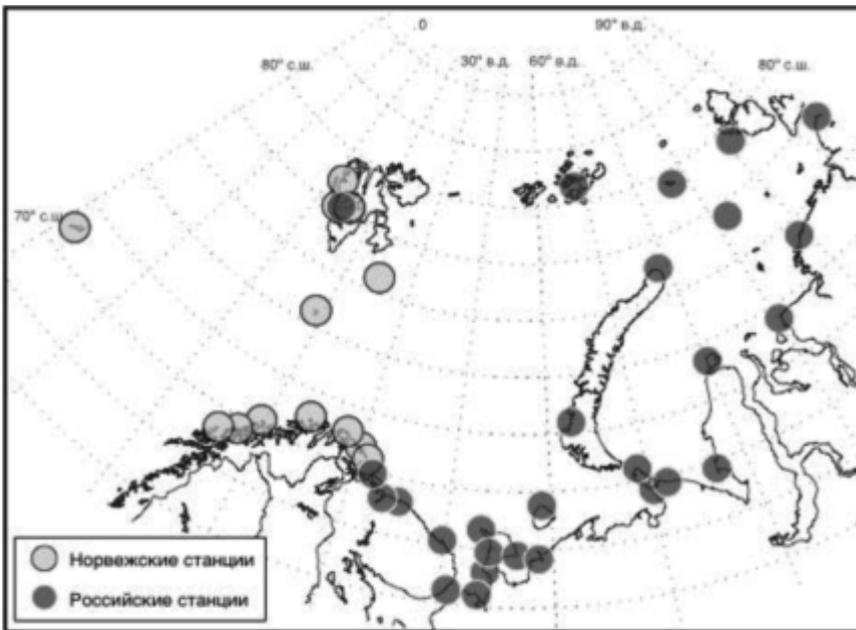


Рис. 1.5.6. Расположение сети метеорологических станций в атлантическом секторе Арктики (см. также [Эзау и Чернокульский, 2015])

15 норвежских и 27 российских, расположенных на островах или в прибрежных районах в атлантическом секторе Арктики. Для анализа доступны среднемесячные значения о количестве общей и нижней облачности (n и n_n) и о повторяемости различных морфологических типов облачности (oss_t , где t — тип облачности) (в процентах). Более подробная информация об этих данных, методах их обработки и расчете среднемесячных значений приведена в [Chernokulsky et al., 2011; Эзау и Чернокульский, 2015; Chernokulsky et al., 2017].

Для уменьшения влияния ошибок, связанных с недостаточной освещенностью в темное время суток, можно использовать так называемый «критерий освещенности» [Hahn et al., 1995], учитывающий фазу и высоту Луны, а также высоту Солнца и отбраковывающий около 60–70% наблюдений в рассматриваемом регионе во время полярной ночи [Chernokulsky et al., 2013].

Спутниковые наблюдения за облачностью начались в 1960-х гг. (см., например, [Мохов, 1985; Марчук и др., 1986; Матвеев и др., 1986; Mokhov 1991 Mokhov, Schlesinger, 1993; 1994]). Одной из наиболее обширных баз данных являются данные Международного спутникового проекта по климатологии облачного покрова Земли (The International Satellite Cloud Climatology Project — ISCCP) [Rossow and Schiffer, 1999]. Облачность измеряется в двух спектральных каналах — видимом (длина волны $\sim 0,6$ мкм) и инфракрасном (длина волны ~ 11 мкм) с полярноорбитальных спутников NOAA и нескольких геостационарных спутников. Пространственное разрешение составляет 4–7 км (размер пиксела), временное — 3 часа*). На основании спектрального порогового теста и комбинации тестов на пространственную и временную однородность каждый пиксел определяется либо облачным, либо безоблачным. После определения, облачный пиксел или безоблачный, количество облаков на определенной территории рассчитывается как соотношение числа облачных пикселов к числу всех пикселов. Для облачных пикселов с использованием модели радиационного переноса определяются температура и давление на верхней границе облаков (ВГО), излучательная способность, оптическая толщина и влагосодержание облаков [Rossow, Schiffer, 1999]. В зависимости от оптической толщины и давления на ВГО облачность подразделяется на 3 яруса и 9 типов (табл. 1.5.2), которые отличаются от классификации облаков, принятой ВМО и используемой на регулярной метеорологической сети.

На рис. 1.5.7 представлена климатология для доли небосвода (в %), покрытого конвективными облаками (n_{Cu+Cb}) по данным наземных наблюдений для двух групп станций: станций, расположенных вдоль кромки льда, и станций, расположенных вдоль южного берега Баренцева и Карского морей. Климатология представлена в общем направлении с запада на восток. Наибольшие значения n_{Cu+Cb} отмечаются не на западных станциях, где температура воды наиболее высокая, а на станциях восточной части Баренцева моря, куда направлен поток при холодных вторжениях в тылу циклонов [Эзау и Чернокульский, 2015]. Область наибольших значений n_{Cu+Cb} и наибольшей

*) В полярных областях информация поступает только с полярноорбитальных спутников, поэтому временное разрешение ниже — от 6 до 12 часов в различные годы (в зависимости от количества спутников NOAA).

Т а б л и ц а 1.5.2. Классификация типов облаков в ISCCP

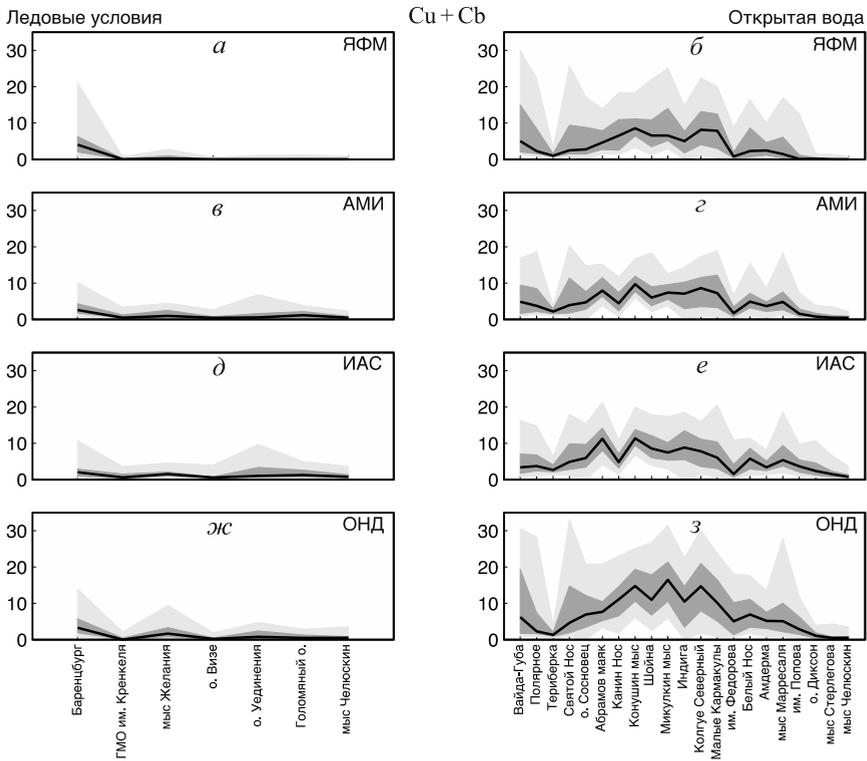
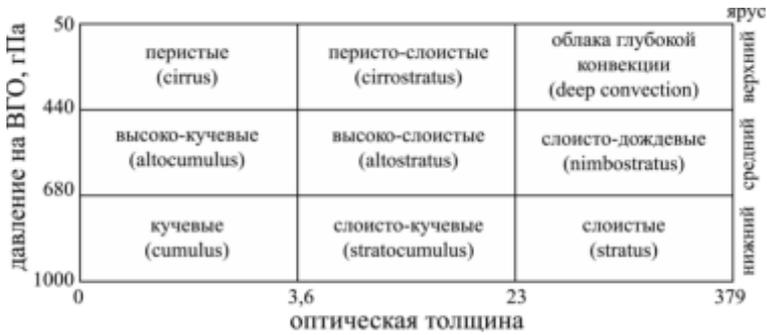


Рис. 1.5.7. Климатология (1936–2013 гг.) доли небосвода, покрытого конвективными облаками (кучевые облака Cu и кучево-дождевые Cb) n_{Cu+Cb} по данным наземных наблюдений на станциях вблизи сезонной границы морского льда (*а, в, д, ж*) и вблизи южного берега Баренцева и Карского морей (*б, г, е, з*) в различные сезоны: в январе–феврале–марте (*а, б*), апреле–мае–июне (*в, г*), июле–августе–сентябре (*д, е*) и октябре–ноябре–декабре (*ж, з*). Черная линия соответствует второму квартилю, темно-серая область ограничена первым и третьим квартилями, светло-серая область ограничена 5- и 95-процентными квантилями n_{Cu+Cb} . Приведены так называемые «верхние оценки» n_{Cu+Cb} (см. также [Эзау, Чернокульский, 2015])

повторяемости кучевых форм облачности в целом соответствует области частых холодных вторжений по результатам анализа [Kolstad et al., 2009].

При этом, следуя за кромкой льда, максимальные значения n_{Cu+Cb} и максимальная повторяемость кучевой облачности смещаются к западу при переходе от осени (максимум на станциях Микулкин Мыс – Колгуев) к зиме (максимум на станциях Канин Нос – Шойна) (n_{Cu+Cb} доходит до 30% в отдельные годы). При этом над ледовыми станциями значения n_{Cu+Cb} обычно не превосходят 2–5% (достигая в отдельные годы 10%).

Долгопериодная изменчивость конвективной и слоистой для всего рассматриваемого региона показаны на рис. 1.5.8–рис. 1.5.10. Изменение доли небосвода, покрытого слоистыми облаками нижнего яруса (слоистыми (St) и слоисто-дождевыми (Ns)) n_{St+Ns} в регионе за период наблюдений

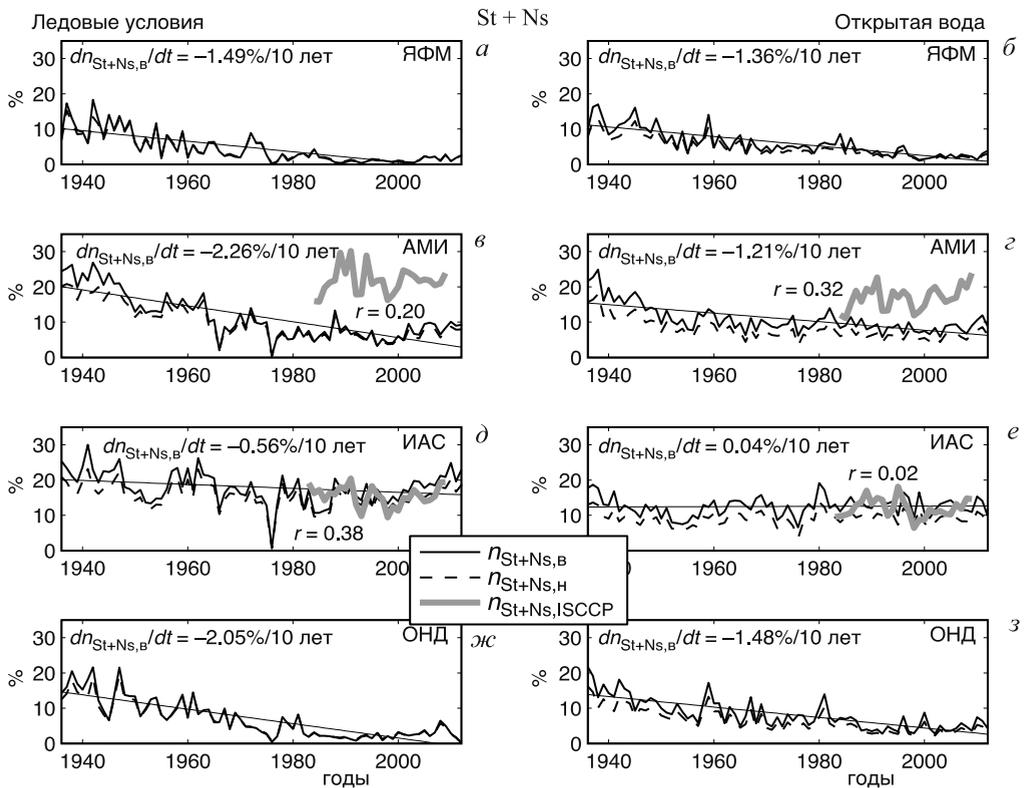


Рис. 1.5.8. Межгодовые изменения доли небосвода, покрытой слоистыми формами облаков n_{St+Ns} по данным наземных наблюдений (черные линии, сплошная черная – верхняя оценка, пунктир – нижняя оценка) и спутниковых данных ISCCP (серая линия, только для светлого времени года), осредненные для регионов сезонной границы морских льдов (а, б, д, ж) и южной границы Карского и Баренцева морей (б, з, е, з) в различные сезоны: в январе–феврале–марте (а, б), апреле–мае–июне (б, з), июле–августе–сентябре (д, е) и октябре–ноябре–декабре (ж, з). Приведены также значения линейного тренда $n_{St+Ns,B}$ и коэффициент корреляции между $n_{St+Ns,B}$ и $n_{St+Ns,ISCCP}$ (см. также [Эзау, Чернокульский, 2015])

(1936–2013 гг.) представлено на рис. 1.5.8. Как надо льдом, так и над открытой водой отмечается значительное уменьшение n_{St+Ns} , особенно в период 1950–1980 гг., главным образом в осенне-зимний сезон, когда атмосфера, как правило, холоднее подстилающей поверхности (воды и даже тонкого однолетнего льда). В весенне-летний сезон слоистая облачность встречается чаще и ее уменьшение не такое значительное, особенно в летний сезон (рис. 1.5.8*д, е*). Стоит отметить, что по спутниковым данным количество слоистых облаков в весенний сезон значительно больше. Это связано с трудностями определения облачности над снежно-ледовой поверхностью при небольшом вертикальном градиенте температуры в приповерхностных слоях атмосферы [Mokhov, Schlesinger, 1993; 1994; Chernokulsky and Mokhov, 2012; Чернокульский, 2012]. При этом наземные и спутниковые наблюдения хотя и положительно коррелированы, но коэффициент корреляции небольшой (см. табл. 1.5.3).

Уменьшение доли небосвода, покрытого слоистыми облаками нижнего яруса и частоты их появления сопровождается увеличением повторяемости кучевых форм облачности (Cu и Cb), а также слоисто-кучевых (Sc) и соответствующей доли небосвода, покрытого этими облаками (n_{Cu+Cb}), в особенности над открытой водой (рис. 1.5.9, 1.5.10). Увеличение n_{Cu+Cb} над открытой

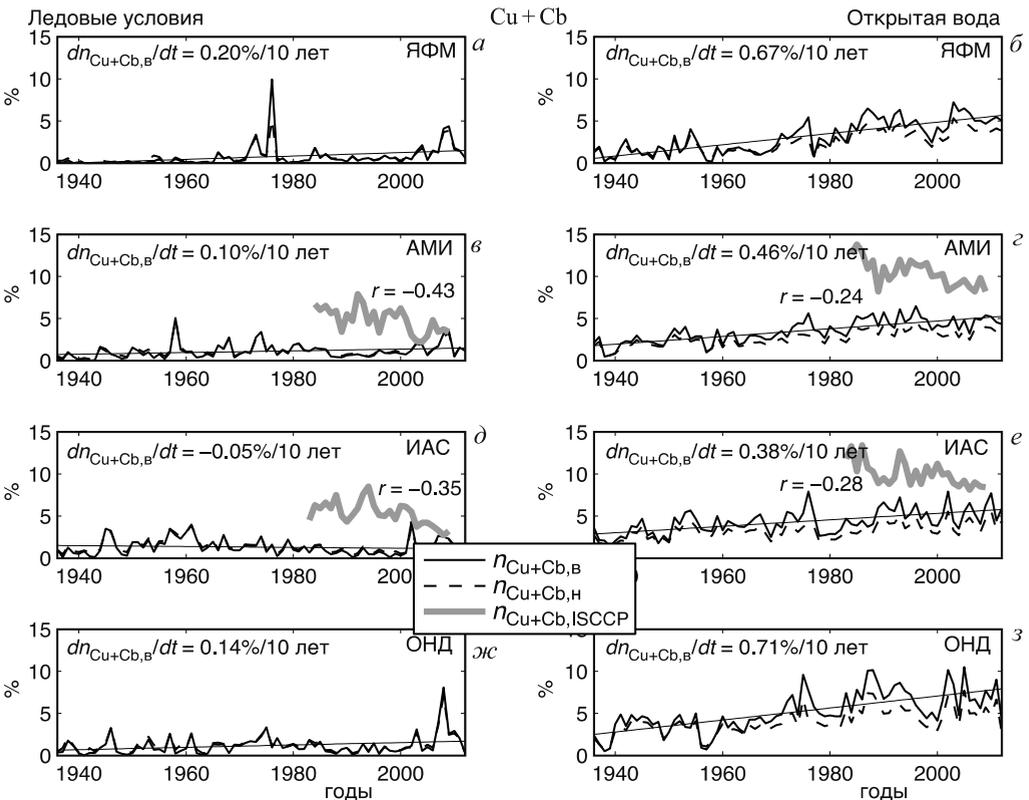


Рис. 1.5.9. То же, что и рис. 1.5.8, но для кучевых форм облачности

водой отмечается во все сезоны по наземным наблюдениям. При этом спутниковые данные свидетельствуют об уменьшении конвективной облачности. Спутниковые тренды конвективной облачности хорошо согласуются с отрицательными трендами потоков явного тепла в регионе и уменьшением скоростей ветра, особенно в районе сезонной кромки льда [Yu et al., 2013].

Сокращение доли слоистой облачности и рост доли конвективной облачности сопровождаются также изменением функции распределения дней с раз-

Т а б л и ц а 1.5.3. Коэффициенты корреляции между спутниковыми и наземными наблюдениями облачности в регионе Баренцева и Карского морей

Тип подстилающей поверхности	Сезон		Облака
	весна	лето	
Лед	-0,43	-0,24	Кучевые Слоистые Слоисто-кучевые
	0,20	0,32	
	0,28	0,17	
Вода	-0,35	-0,28	Кучевые Слоистые Слоисто-кучевые
	0,38	0,02	
	0,23	0,21	

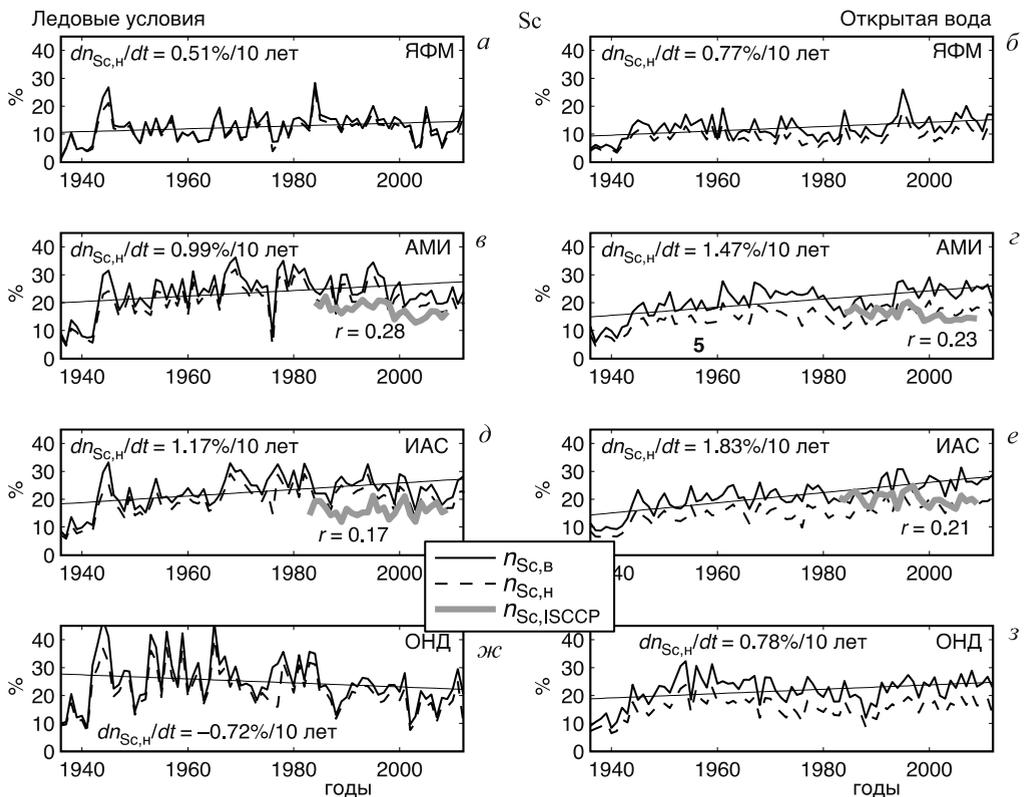


Рис. 1.5.10. То же, что и рис. 1.5.8, но для слоисто-кучевой облачности

личными облачными условиями: отмечается сокращение пасмурных дней (доля покрытия облаками небосвода 100%) и рост числа дней с разорванной облачностью (доля покрытия облаками небосвода от 50 до 100%) при слабом изменении балла общей облачности. Эти особенности отмечены как по российским, так и по норвежским наземным станциям и характерны главным образом для станций вблизи открытой воды.

Для объяснения происходящих изменений облачности, в частности разницы в трендах облачности для станций вблизи открытой воды и у кромки льда, было сделано предположение о наличии пространственно организованных полей конвекции (ПК) [Эзау, Чернокульский, 2015]. Наблюдаемая конвективная облачность должна зависеть от расположения границы ледяного покрова относительно станции и от динамики циклонической активности в регионе. Эти два фактора также предполагаются взаимосвязанными [Honda et al, 2009; Outten, Esau, 2011].

Традиционно конвекция в планетарном пограничном слое (ППС) рассматривается как локальный процесс, связанный со статической неустойчивостью атмосферных слоев. Такой подход не вполне оправдан при рассмотрении конвекции в высоких широтах, где тепловой баланс в ППС, как правило, отрицателен. В среднем Арктика севернее 70° с. ш. теряет $70\text{--}110 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ тепла [Сорокина, Эзау, 2011], которое должно быть компенсировано горизонтальной адвекцией тепла в верхней атмосфере (95% от общего меридионального потока энергии) и океане (5%). При этом в Атлантическом секторе Северного Ледовитого океана тепловой поток в океане сравним с потоком в атмосфере [Smedsrud et al., 2013], что обуславливает круглогодичное существование свободной ото льда поверхности воды в Норвежском и Баренцевом морях. В Баренцевом море океан отдает в атмосферу порядка $70 \cdot 10^{12}$ Вт (70 ТВт) тепла в год, из которых примерно 30% — в виде явного тепла через интенсивный конвективный обмен в нижних слоях атмосферы [Smedsrud et al., 2013]. Это соответствует теплоотдаче водной поверхности примерно $150\text{--}200 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ в течение холодного сезона с октября по апрель.

В Атлантическом секторе Арктики и особенно в Баренцевом море существуют условия, поддерживающие зимнюю конвекцию в ППС за счет значительного меридионального притока тепла в океане. Конвекция в этом регионе хотя и является локально однородной, контролируется динамикой региональной циркуляции и горизонтальными неоднородностями подстилающей поверхности, в частности, положением границы морского льда. Конвекция в высоких широтах развивается при холодных вторжениях в тыловую часть циклонов. Нелокальность конвекции проявляется в развитии ПК, где степень развития конвективной облачности и высота ППС зависят от пути пройденного частицей воздуха над теплой поверхностью открытой воды. ПК хорошо различимы на спутниковых снимках [Vgontmetz, Pohlman, 2000], но с точки зрения неподвижного наземного наблюдателя создается впечатление, что конвективная облачность не развивается во времени. В климатическом смысле эффект пространственной самоорганизации полей конвекции проявляется в виде связи наблюдений конвективной облачности с частотой и другими характеристиками холодных вторжений, т. е. с региональной изменчивостью атмосферной циркуляции, а также с расположением границы ледяного покро-

ва относительно точки наблюдения. В свою очередь, изменчивость холодных вторжений связана с более крупномасштабными модами атмосферной изменчивости. В [Skeie, 2000; Chen et al., 2013] изменчивость холодных вторжений связана с так называемой «осцилляцией Баренцева моря» (Barents Oscillation). Климатология холодных вторжений в регионе получена в [Kolstad et al., 2009].

Пространственная организация конвективной облачности была выявлена с появлением спутниковых снимков достаточно высокого разрешения [Agee et al., 1973], так как наземные наблюдения не позволяют обнаружить такую организацию без сложного статистического анализа. ПК состоят из (следуя по потоку от выхода воздушной массы на сравнительно более теплую подстилающую поверхность): параллельных рядов кучевых облаков (облачных улиц), вытянутых по ветру и растущих в масштабе (кучевые плоские (Cu hum), кучевые средние (Cu med) и кучевые мощные (Cu con)) по мере удаления от границы раздела поверхностных неоднородностей (в конкретном случае Арктики — от границы раздела лед–вода); и более-менее пространственно изотропных конвективных ячеек с облаками Cu con и Cb (кучево-дождевыми) в узлах и Cu hum, Cu med в перемычках. При этом свободные от облаков участки с возвратными оседающими вертикальными движениями занимают большую часть ПК. ПК хорошо различимы на самолетных и спутниковых снимках, но для наблюдателя на земле наличие конвективной облачности может быть неочевидно, так как в центральной части конвективных ячеек небо ясное, а облачность на малых масштабах имеет пространственно однородную структуру.

Анализ облачных структур на спутниковых снимках Arctic mosaic (MODIS) в [Эзау, Чернокульский, 2015] показал, что атмосферная конвекция не определяется исключительно условиями локальной устойчивости атмосферы. Важную роль играют горизонтальная мезомасштабная циркуляция между открытой водной поверхностью и окружающими континентальными районами и морскими льдами. Соответственно, потепление климата в высоких широтах, отступление границы морских льдов и аккумуляция солнечного тепла в поверхностных слоях арктических морей могут приводить к условиям в ППС, которые благоприятствуют развитию конвекции, но само по себе развитие должно контролироваться активностью синоптических возмущений (циклонов) в регионе. При этом в XXI веке при росте концентрации парниковых газов в атмосфере и соответствующем росте глобальной приповерхностной температуры ожидается смещение основных маршрутов внетропических циклонов (шторм-треков) Северного полушария к полюсу, что может привести к учащению холодных вторжений и росту повторяемости конвективной облачности (см., например, [Мохов и др., 2009]). На основе статистических данных для холодных вторжений для периода 1958–2007 гг. в [Kolstad et al., 2009] не выявлено статистически значимого увеличения их повторяемости, несмотря на отмеченное смещение путей циклонов в направлении центральной Арктики [Honda et al., 2009; Outten, Esau, 2011; Smedsrud et al., 2013].

В [Bruemmer, Pohlman 2000] представлены статистические данные для конвективных облачных структур в зимних холодных вторжениях над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями за 10 лет (1985–1995 гг.). На рис. 1.5.11, полученном на основе этих данных, проявляется пространственная связь повторяемости форм конвекции в зависимости от расстояния до

кромки льда (береговой линии): у кромки льда наблюдаются конвективные валы (ряды облаков — облачные улицы), а участки открытого моря заняты конвективными ячейками.

Отмеченное различие в трендах облачности для станций вблизи открытой воды и у кромки льда можно связать с наличием пространственно-организованных полей конвекции. Степень развития облачности над открытой водой зависит от прогрева приповерхностного атмосферного слоя, в частности от протяженности траекторий воздушных частиц над водой и скорости ветра. Морские льды в последние десятилетия существенно отступают, создавая возможность развития более мощной кучевой облачности [Palm et al., 2010; Zygmuntowska et al., 2014]. Если передача водяного пара конвективными движениями в более высокие слои атмосферы способствует формированию

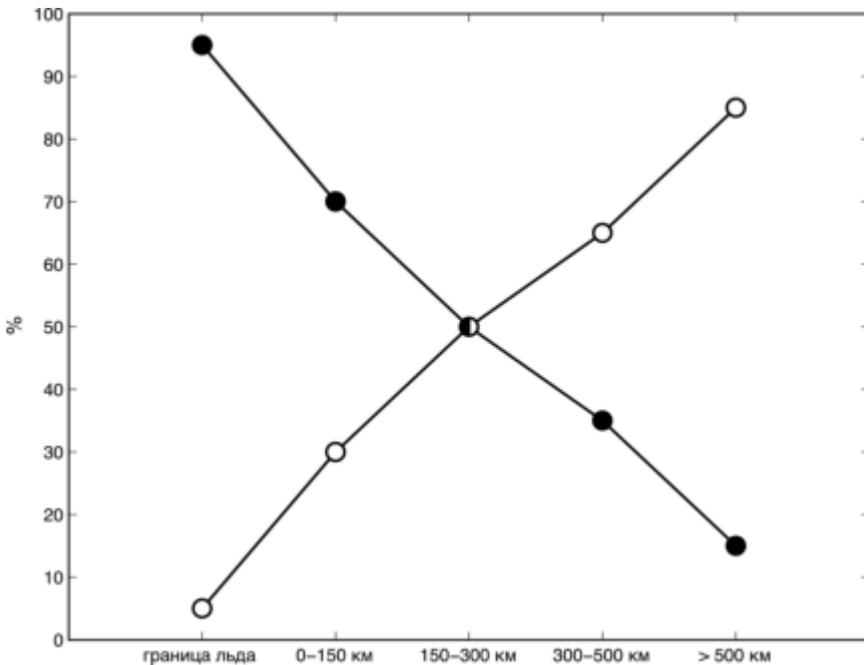


Рис. 1.5.11. Повторяемость наблюдений в зимний период (ноябрь–март) конвективных валов (черные кружки) и ячеек (белые кружки) над Гренландским и Баренцевым морями в зависимости от расстояния до кромки льда. Получено по данным спутников NOAA-9, 11, 14, анализировавшимся в [Vignemmer, Pohlman 2000] (см. также [Эзау, Чернокульский, 2015])

облачности верхнего яруса, то это может затруднять детектирование кучевых облаков по спутниковым данным. Представленные оценки влияния изменения ледовых условий на характеристики облачности [Эзау, Чернокульский, 2015] дополняют результаты [Palm et al., 2010; Liu et al., 2012; Pistone et al., 2014; Chernokulsky et al., 2017] с положительной зависимостью облачности в Арктике от площади открытой воды.

Список использованной литературы

1. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. 512 с.
2. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 278 с.
3. Мохов И. И. Глобальная связь облачности и температуры по данным об их межгодовой изменчивости // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 9. С. 907–912.
4. Мохов И. И. Диагностика структуры климатической системы. — СПб: Гидрометеоздат, 1993. 271 с.
5. Мохов И. И., Галин В. Я., Дегтярев А. И., Круглова Е. Н., Мелешко В. П., Соколов А. П., Спорышев П. В., Стенчиков Г. Л., Тросников И. В., Шейнин Д. А. Сравнение моделей общей циркуляции. Диагностика внутригодовой эволюции облачности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1994а. Т. 30. № 4. С. 527–542.
6. Мохов И. И., Скоцкая О. П., Остапенко И. Г. О перекрывании облаков различных ярусов в моделях общей циркуляции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1994б. Т. 30. № 4. С. 558–563.
7. Мохов И. И., Чернокульский А. В., Акперов М. Г., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными // Доклады АН. 2009. Т. 424. № 3. С. 393–397.
8. Сорокина С. А., Эзау И. Н. Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 5. С. 622–633.
9. Чернокульский А. В. Климатология облачности в арктических и субарктических широтах по данным спутниковых и наземных наблюдений и данных реанализа // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 73–78.
10. Чернокульский А. В., Мохов И. И. Сравнение современных глобальных климатологий облачности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Вып. 6. Т. 2. С. 235–243.
11. Чернокульский А. В., Мохов И. И. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследования Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
12. Эзау И. Н., Чернокульский А. В. Поля конвективной облачности в Атлантическом секторе Арктики: спутниковые и наземные наблюдения // Исследования Земли из космоса. 2015. № 2. С. 49–63.
13. Agee E. M., Chen T. S., Dowell K. E. A review of mesoscale cellular convection // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1973. V. 54. P. 1004–1012.
14. Arctic Climate Impact Assessment. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005. 1042 p.
15. Bruemmer B., Pohlman S. Wintertime roll and cell convection over Greenland and Barents Sea regions: A climatology // J. Geophys. Res. 2000. V. 105 (D12). P. 15559–15566.
16. Chen H. W., Zhang Q., Körnich H., Chen D. A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. № 11. P. 2856–2861.
17. Chernokulsky A. V., Bulygina O. N., Mokhov I. I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // Environ. Res. Lett. 2011. V. 6. № 3. P. 035202. DOI: 10.1088/1748-9326/6/3/035202.
18. Chernokulsky A. V., Esau I., Bulygina O. N., Davy R., Mokhov I. I., Outten S., Semenov V. A. Climatology and interannual variability of cloudiness in the Atlantic Arctic from surface observations since the late 19th century // J. Climate. 2017. V. 30. No. 6. P. 2103–2120.
19. Chernokulsky A. V., Mokhov I. I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses // Adv. Meteorol. 2012. V. 2012. P. 15.

20. *Chernokulsky A. V., Mokhov I. I., Nikitina N. G.* Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // *Environmental Research Letters*. V. 8. № 4. P. 045012. DOI: 10.1088/1748-9326/8/4/045012.

21. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York, 1535 p.

22. *Curry J. A., Rossow W. B., Randall D. et al.* Overview of Arctic cloud and radiation properties // *J. Climate*. 1996. V. 9. P. 1731–1764.

23. *Devasthale A., Willén U., Karlsson K.-G. et al.* Quantifying the clear-sky temperature inversion frequency and strength over the Arctic Ocean during summer and winter seasons from AIRS profiles // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. P. 5565–5572.

24. *Eastman R., Warren S. G.* Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice // *J. Climate*. 2010. V. 23. P. 4216–4232.

25. *Hahn C. J., Warren S. G., London J.* The effect of moonlight on observation of cloud cover at night, and application to cloud climatology // *J. Climate*. 1995. V. 8. № 5. P. 1429–1446.

26. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 8. DOI: 10.1029/2008GL03079.

27. *Kolstad E. W., Bracegirdle T. J., Seierstad I. A.* Marine cold-air outbreaks in the North Atlantic: temporal distribution and associations with large-scale atmospheric circulation // *Clim. Dyn.* 2009. V. 33. № 2–3. P. 187–197.

28. *Liu Y., Ackerman S. A., Maddux B. C. et al.* Errors in cloud detection over the Arctic using a satellite imager and implications for observing feedback mechanisms // *J. Climate*. 2010. V. 23. № 7. P. 1894–1907.

29. *Liu Y., Key J. R., Wang X.* Influence of changes in sea ice concentration and cloud cover on recent Arctic surface temperature trends // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 20.

30. *Liu Y. et al.* A cloudier Arctic expected with diminishing sea ice // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. № 5.

31. *Mokhov I. I.* Global cloudiness: Tendencies of change / In: ISPP-7 “Piero Caldirola”, Controlled Active Global Experiments (CAGE). E. Sindoni and A. Y. Wong (Eds.). Societa Italiana di Fisica, Bologna. 1991. P. 19–37.

32. *Mokhov I. I.* Trends in global and polar cloudiness from satellite data / In: Role of the Polar Regions in Global Change. V. I. G. Weller, C. L. Wilson and B. A. B. Severin (Eds.). GIUAF/CGCASR, Fairbanks. 1991. P. 176–182.

33. *Mokhov I. I., Schlesinger M. E.* Analysis of global cloudiness. 1. Comparison of Meteor, Nimbus 7, and International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) satellite data // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. No. D7. P. 12849–12868.

34. *Mokhov I. I., Schlesinger M. E.* Analysis of global cloudiness. 2. Comparison of ground-based and satellite-based cloud climatologies // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. No. D8. P. 17045–17065.

35. *Outten S., Esau I.* A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia // *Climatic Change*. 2011. V. 110. P. 1069–1075. DOI: 10.1007/s10584-011-0334-z.

36. *Palm S. P., Strey S. T., Spinhirne J., Markus T.* Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate // *Journal of Geophysical Research*. 2010. V. 115. № D21.

37. *Pistone K., Eisenman I., Ramanathan V.* Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice // *Proceedings of National Academy of Science*. 2014. V. 111. № 9. P. 3322–3326.

38. *Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A.* Six- and Three-Hourly Meteorological Observation from 223 USSR Stations (NDP-048) // Oak Ridge, TN: Carbon Dioxide Information Analysis Center. 1995. P. 69.

39. *Rossow W. B., Schiffer R. A.* Advances in Understanding Clouds from ISCCP // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1999. V. 80. № 11. P. 2261–2287.

40. *Shupe M. D., Intrieri J. M.* Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle // *J. Climate*. 2004. V. 17. P. 616–628.

41. *Skeie P.* Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27(16). P. 2569. DOI: 10.1029/2000GL011529.
42. *Smedsrud L. H.* et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. T. 51. №3. С. 415–449. DOI: 10.1002/rog.20017.
43. *Wang X., Key J. R.* Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space // *Science*. 2003. V. 299. № 5613. P. 1725–1728.
44. *Weare B. C., Mokhov I. I.* and Project Members. Evaluation of total cloudiness and its variability in the Atmospheric Model Intercomparison Project // *J. Climate*. 1995. V. 8. No. 9. P. 2224–2238.
45. *Yu L. et al.* Trends in latent and sensible heat fluxes over the oceans surrounding the Arctic Ocean // *Journal of Applied Remote Sensing*. 2013. T. 7. № 1. С. 073531–073531.
46. *Zygmuntowska M., Rampal P., Ivanova N., Smedsrud L. H.* Uncertainties in Arctic sea ice thickness and volume: new estimates and implications for trends // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 705–720. DOI: 10.5194/tc-8-705-2014.

1.6. Связь осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции

Е. А. Черенкова, В. А. Семенов

Последние десятилетия XX и начало XXI века характеризовались значительными изменениями глобального климата (в особенности в зимний период в высоких широтах Северного полушария). Вместе с ростом глобальной температуры происходит стремительное сокращение площади арктических морских льдов, ускорившееся в начале XXI века [Иванов и др., 2013; Semenov et al., 2015].

Во Втором оценочном докладе Росгидромета отмечается, что выявленный в период 1979–2006 гг. положительный линейный тренд зимней температуры на европейской части территории России (ЕЧР) сохранился и в период 2007–2012 гг. Однако темпы зимнего потепления понизились. В тот же период на территории ЕЧР наблюдалось статистически незначимое увеличение суммарных зимних осадков [Второй, 2014]. Вместе с тем в работе [Черенкова, Золотокрылин, 2010] отмечается, что увеличение сумм осадков в холодный период года было статистически значимым в южной половине ЕЧР в период 1961–1990 гг. (по отношению к предыдущему тридцатилетию). Отмечается, что в тот же период на фоне увеличения общего количества осадков на юге ЕЧР происходило повышение как годового, так и сезонного увлажнения. В конце XX–начале XXI века увлажнение начало понижаться, что свидетельствует о возможной смене его тенденции [Золотокрылин, Черенкова, 2013].

Главную роль в формировании межгодовых аномалий температуры и осадков в Европе в зимний период играет Североатлантическое колебание (САК), ведущая мода межгодовой изменчивости атмосферной циркуляции в регионе Европы и Северной Атлантики, для характеристики которой часто используют разность давления между Азорскими островами и Исландией [Hurrell, 1995; van Loon, Rogers, 1978; Walker, 1924]. САК связано с интенсивностью региональной зональной циркуляции и переноса тепла и влаги с Атлантики на континент.

Важную роль в формировании аномалий климата в европейском секторе на десятилетнем и междесятилетнем временном масштабе играет Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО), связанная с аномалиями температуры поверхности океана и переноса океанического тепла в Северной Атлантике (СА) [Gulev et al., 2013]. С середины 1970-х гг. по начало XXI века АМО перешла от отрицательной к положительной фазе, что сопровождалось аномальными потоками тепла из океана в атмосферу в СА и Арктике. Согласно модельным оценкам, это может объяснить примерно половину потепления в Северном полушарии в этот период [Семенов, 2014; Semenov, 2012].

Недавние исследования указывают на наличие взаимодействия между АМО и САК. При этом остается значительная неопределенность в механизмах такого взаимодействия. Предполагается как воздействие САК на формирование АМО (например, [Latif et al., 2006], так и АМО на САК [Omrani et al., 2014; Peings, Magnusdottir, 2014]. В то же время как АМО, так и САК влияют на распространение морских льдов в Атлантическом секторе Арктики в зим-

ний период [Семенов, 2015; Day, 2012; Semenov, Latif, 2012], причем связь САК с площадью морских льдов нестационарна [Семенов, 2008; Smedsrud et al., 2013]. В последние годы на основе экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы предполагается и обратное влияние аномалий распространения морских льдов на САК [Семенов, 2016; Mori et al., 2014; Semenov, Latif, 2015; Vihma, 2014]. Отмечено, что эта связь может быть нелинейной [Семенов, 2016; Petoukhov, Semenov, 2010; Semenov, Latif, 2015].

Несмотря на преобладающее влияние САК в формировании межгодовой изменчивости климата в Европе в зимний период, другие факторы, в том числе АМО и аномалии распространения арктических морских льдов, могут вносить значимый вклад в формирование аномалий зимних осадков. В этой связи выявление характерных мод взаимодействия между атмосферой и океаном, которые могут приводить к изменению сезонных осадков, безусловно, представляет интерес. Такой анализ необходим для более глубокого понимания механизмов межгодовой изменчивости региональных осадков и может способствовать улучшению их сезонного прогнозирования.

Методика исследования. Изучение пространственно-временной структуры полей совместной многолетней изменчивости зимних осадков на территории Европы, концентрации морских льдов (КМЛ) в акватории Арктического бассейна, температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике и глобальной циркуляции атмосферы (высота геопотенциальной поверхности на уровне 500 гПа, Z500) проводилось с помощью метода линейных сингулярных разложений ковариационных матриц (SVD, Singular Value Decomposition). Согласно методу ковариационная матрица $C(x, y)$ векторных последовательностей $x(t)$, $y(t)$ размерностей Nx , Ny может быть представлена следующим образом:

$$C = \sum_{i=1}^p s_i Y_i X_i^T, \quad (1.6.1)$$

где $p = \min(Nx, Ny)$, s_i — матрица сингулярных значений, расположенных на главной диагонали (все остальные элементы матрицы являются нулевыми), Y_i — матрица левых сингулярных векторов, X_i — матрица правых сингулярных векторов [Bretherton, 1992].

SVD-анализ как метод математической статистики, являющийся разновидностью анализа главных компонент, позволяет уменьшить размерность данных исследуемых процессов и выделить ведущие моды совместной изменчивости факторов, вносящих наибольший вклад в объясненную совместную изменчивость взаимодействующих полей рассматриваемых параметров. Метод определяет пары связанных пространственных структур [Bjornsson, Venegas, 1997].

Был проведен анализ первых двух компонент SVD-разложения матриц ковариаций поля осадков по данным архива CRU-TS (пространственного разрешения $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) Университета Восточной Англии [Harris et al., 2014] и поочередно полей ТПО, КМЛ из архива Центра Гадлея Метеослужбы Великобритании, HadISST1.1 с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ [Rayner, 2003] и высоты геопотенциальной поверхности на уровне 500 гПа (Z500) для Северного полушария из глобального архива реанализа NCEP/NCAR ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) [Kalnay et al., 1996]. Ковариационные матрицы вычислялись по трехмесяч-

ным аномалиям рассмотренных характеристик. В каждом случае первые две SVD-моды суммарно объясняют не менее 70% совместной изменчивости, понимаемой как сумма квадратов сингулярных значений s_i . Рассмотрено гетерогенное влияние участвующих в SVD-анализе параметров (т. е. корреляция выявленных мод изменчивости поля осадков с полями ТПО, КМЛ и Z500).

Далее использованы следующие обозначения:

$SVD_i (P \leftrightarrow k)$ — i -я сингулярная мода (пара векторов), получаемая в результате SVD-анализа матрицы ковариаций поля осадков и поля характеристики k . В этом обозначении i принимает значения 1 или 2 и означает порядковый номер моды, P — обозначение поля осадков, k — обозначение поля характеристики, для которой вычисляется ковариация (может быть T для поля ТПО, I для поля КМЛ и Z для поля Z500);

$SVDC_i (m : P \leftrightarrow k)$ — i -я сингулярная компонента, получаемая как проекция i -й сингулярной моды на исходное поле характеристик m (в качестве m может быть указано P для поля осадков, T для поля ТПО, I для поля КМЛ и Z для поля Z500). Этот показатель представляет собой изменения поля m во времени и в англоязычной литературе называется «expansion coefficient» (коэффициент расширения). Нормализованные сингулярные компоненты показаны на рис. 1.6.2 в виде графиков;

$SVDF_i (m : P \leftrightarrow k)$ — поле корреляций между $SVDC_i (m : P \leftrightarrow k)$ и наблюдаемым полем характеристики k . Поскольку значения вычисляются в каждой точке поля k , результат удобно отображать в виде карты (рис. 1.6.1).

Для интерпретации полей ведущих компонент Z500, полученных в результате SVD анализа (проведенного совместно с зимними осадками на европейской территории), исследовалась их связь с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции, полученными посредством разложения на естественные ортогональные функции (Empirical Orthogonal Functions, EOF) поля высоты геопотенциала 500 ГПа Северного полушария [Barnston Livezey, 1987].

Отклик в полях метеорологических элементов на изменения ТПО и КМЛ может происходить с запаздыванием в 1–2 месяца [Omrani et al., 2014; Peings, Magnusdottir, 2014; Vihma, 2014]. С целью выявления наилучшей общей согласованности рассмотренных характеристик выполнено сравнение временных рядов главных SVD-компонент зимних осадков с различными временными сдвигами с шагом в один месяц в период с октября по февраль 1952–2012 гг. В качестве данных осадков и концентрации льда в зимний период использованы осредненные данные за декабрь предыдущего года, а также январь и февраль текущего года. Для определения временного запаздывания сигнала барических аномалий и аномалий температуры поверхности океана в поле осадков был проведен предварительный анализ. Процедура SVD-анализа применялась к данным за различные периоды: температуры поверхности океана в период с октября по декабрь и в период с ноября по январь, а высоты геопотенциала — в период с ноября по январь и с декабря по февраль. Установлено, что наиболее тесная связь наблюдается между первыми и вторыми SVD-компонентами зимних осадков на территории Европы, полученных в их совместном анализе с данными концентрации морского льда в Арктическом бассейне, и ТПО Северной Атлантики и высотой геопотенциала 500 гПа Северного полушария в период с ноября по январь.

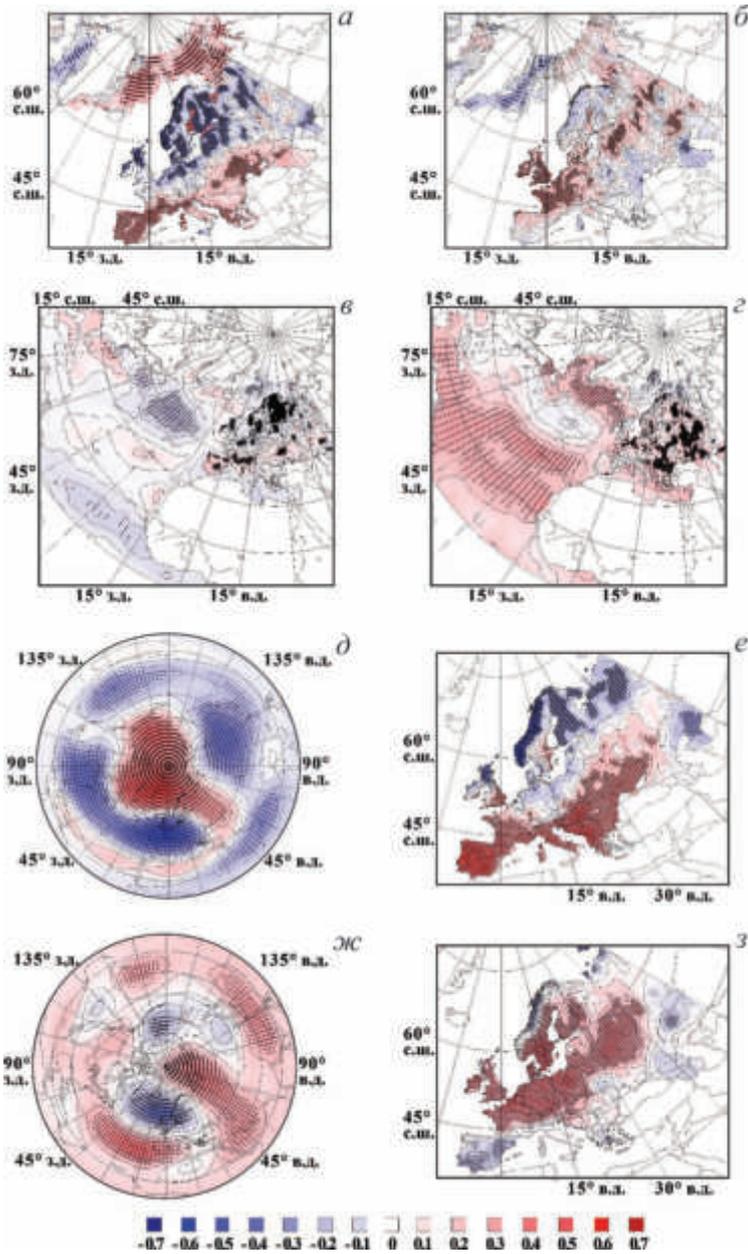


Рис.1.6.1. Пространственные структуры первых сингулярных компонент SVDF₁ ($I: P \leftrightarrow I$) и SVDF₁ ($P: P \leftrightarrow I$) (а), SVDF₁ ($T: P \leftrightarrow T$) и SVDF₁ ($P: P \leftrightarrow T$) (б), SVDF₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$) (д) и SVDF₁ ($P: P \leftrightarrow Z$) (е); вторых сингулярных компонент SVDF₂ ($I: P \leftrightarrow I$) и SVDF₂ ($P: P \leftrightarrow I$) (б), SVDF₂ ($T: P \leftrightarrow T$) и SVDF₂ ($P: P \leftrightarrow T$) (г), SVDF₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$) (ж) и SVDF₂ ($P: P \leftrightarrow Z$) (з) в период 1952–2012 гг. Изолинии проведены с шагом 0,1. Точками показаны статистически значимые изменения (на уровне значимости 0,95). Адаптировано из [Черенкова, Семенов, 2017]

Связь зимних осадков на территории Европы и концентрации морского льда в Арктическом бассейне. Ведущая мода SVD_1 ($P \leftrightarrow I$) SVD-анализа зимних осадков на территории Европы и концентрации льда зимой в Арктическом бассейне в период 1952–2012 гг. объясняет 68,7% совместной изменчивости обоих параметров. Пространственная структура $SVDF_1$ ($P: P \leftrightarrow I$) ведущей SVD-компоненты зимних осадков представляет собой меридиональный диполь с противоположными по знаку изменениями осадков над северной и южной Европой (рис. 1.6.1a). Такая картина соответствует канонической структуре аномалий осадков во время положительной фазы САК [Hurrell, 1995]. Как следует из рис. 1.6.1a, связанные поля $SVDF_1$ ($I: P \leftrightarrow I$) ведущей SVD-компоненты демонстрируют сопряженные статистически значимые изменения ледовитости в Атлантико-Европейском секторе Арктического бассейна со значимыми изменениями зимних осадков в южной Европе и противоположно направленными изменениями с изменениями осадков в Северной Европе. Структура первой SVD-компоненты КМЛ $SVDF_1$ ($I: P \leftrightarrow I$) также указывает на связь с САК. Уменьшение ледовитости в Баренцевом и Карском морях при положительной фазе САК вследствие усиления атмосферного и океанического притока тепла [Dickson et al., 2000] сопровождается положительной аномалией КМЛ в заливе Баффина из-за адвекции холодного арктического воздуха. В положительную фазу САК зимой по сравнению с его отрицательной фазой в Северной Атлантике (между 55° и 75° с. ш.) наблюдается значимое увеличение повторяемости циклонов и их интенсификация [Бардин, Полонский, 2005]. Полученные результаты согласуются с выводами, полученными для первой EOF-моды зимних осадков над Европой в рассмотренный период XX века, объясняющей почти треть их общей изменчивости [Zverev, 2009]. Временной ряд $SVDC_1$ ($I: P \leftrightarrow I$) также демонстрирует наиболее тесную связь с рядом САК в январе с коэффициентом корреляции 0,7 (рис. 1.6.2a).

Вторая мода SVD_2 ($P \leftrightarrow I$) объясняет 8,4% общей изменчивости указанных полей. Структура поля корреляций $SVDF_2$ ($P: P \leftrightarrow I$) соответствующей SVD-компоненты в целом представляет собой область положительных аномалий осадков в широтной зоне 45° – 60° с. ш. (рис. 1.6.1б). При этом структура $SVDF_2$ ($I: P \leftrightarrow I$) связана с отрицательными аномалиями КМЛ в Гренландском море и положительными — в южной части Баренцева моря. На графиках на рис. 1.6.2a и 1.6.2б показано, что временной ряд $SVDC_2$ ($P: P \leftrightarrow I$) зимних осадков на Восточно-Европейской равнине демонстрирует более тесную, чем для первой SVD-компоненты, согласованность с временным рядом осадков в зимний сезон (коэффициент корреляции с $SVDC_1$ ($P: P \leftrightarrow I$) — 0,5, с $SVDC_2$ ($P: P \leftrightarrow I$) — 0,7).

Связь зимних осадков на территории Европы и температуры поверхности океана в Северной Атлантике в зимний сезон. Первая ведущая мода SVD-анализа SVD_1 ($P \leftrightarrow T$) объясняет 53,7% общей изменчивости. Пространственная структура связанных с ней аномалий ТПО и осадков, как и в случае с КМЛ, указывает на связь с САК (рис. 1.6.1в). Трипольная зональная структура $SVDF_1$ ($T: P \leftrightarrow T$) в Северной Атлантике похожа на карту регрессии индекса САК на зимние аномалии ТПО [Rodwell et al., 1999]. Статистически значимое изменение температуры поверхности океана в области Северной Атлантики, ограниченной 40° – 55° с. ш. и 20° – 70° з. д., а также в северной части

Норвежского моря и на востоке Баренцева моря в период с ноября по январь имело синхронную направленность с изменением зимних осадков в северной половине Европы и противоположную направленность с изменением осадков в ее южной половине. Основная область значимого изменения зимних осадков сосредоточена на территории Фенноскандии, а область значимого изменения ТПО расположена в центре Северной Атлантики. Результаты применения множественной регрессии к временному ряду $SVDC_1 (T : P \leftrightarrow T)$ первой SVD-компоненты ТПО Северной Атлантики с индексами САК и АМО в ноябре, декабре и январе показали, что модель объясняет 41,6% совместной изменчивости. Из них вклад индекса САК составляет 34,2%, а индекса АМО — только 7,4%. Можно предположить, что пространственная структура $SVDF_1 (T : P \leftrightarrow T)$ поля первой SVD-компоненты температур поверхности океана Северной Атлантики отражает влияние САК на ТПО Северной Атлантики (см. рис. 1.6.1б).

Вторая SVD-мода совместного анализа зимних осадков в Европе и температуры поверхности океана Северной Атлантики в зимний сезон $SVD_2 (P \leftrightarrow T)$ объясняет 18,9% их общей изменчивости. Пространственная структура $SVDF_2 (T : P \leftrightarrow T)$ поля 2-й SVD-компоненты отражает синхронное изменение зимних осадков практически на всей территории Европы и ТПО большей части Северной Атлантики с областью противоположного знака в Баренцевом море. Принимая во внимание незначимость корреляций $SVDF_2 (T : P \leftrightarrow T)$ и осадками в области Северной Атлантики, расположенной к западу и к северу от Азорских островов (рис. 1.6.1з), можно предположить, что поле корреляций 2-й SVD-компоненты ТПО отражает аномалии, связанные с АМО (например, [Knight et al., 2005]). Область значимых корреляций между временной разверткой второй компоненты $SVDC_2 (P : P \leftrightarrow T)$ зимних осадков и ТПО сосредоточена на территории Восточно-Европейской равнины и на Балканском полуострове. Построенная регрессионная модель для второй компоненты SVD-анализа $SVDC_2 (T : P \leftrightarrow T)$, по индексам САК и АМО объясняет 70,4% общей изменчивости, 67,2% из которых обусловлена изменчивостью индекса АМО в декабре. Вклад индекса САК в ноябре составляет только 3,2%.

Связь зимних осадков на территории Европы и высоты геопотенциала 500 гПа Северного полушария. При помощи SVD-анализа рассмотренных параметров были выделены две ведущие моды, первая из которых $SVD_1 (P \leftrightarrow Z)$ объясняет 79,1% общей изменчивости полей, а вторая $SVD_2 (P \leftrightarrow Z)$ — 10,6%. $SVDF_1 (Z : P \leftrightarrow Z)$ практически идентична первой ЭОФ поля Z500, получившей название Арктической осцилляции [Thompson, Wallace, 1998]. Проведенный дополнительно композитный анализ аномалий зимних осадков на территории Европы и аномалий высоты геопотенциала в годы положительной и отрицательной фазы первой SVD-компоненты $SVDC_1 (Z : P \leftrightarrow Z)$ отразил, в частности, уменьшение осадков над северной половиной Европы при наличии обширной антициклонической аномалии циркуляции над полярными областями (с «затокном» над ЕЧР) и уменьшение осадков над южной половиной Европы под действием антициклона с центром над центральной Европой. При этом наиболее значимые изменения зимних осадков наблюдались над Пиренейским полуостровом и западом Балканского полуострова. Годы отрицательных значений временного ряда второй SVD-компоненты

SVDC₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$), характеризуются значимым увеличением осадков над северной половиной Европы и наличием циклонической области над Северной Атлантикой с центром, локализованным между Исландией и югом Норвегии. При этом южнее и восточнее наблюдаются обширные антициклонические области. Пространственная структура ведущих SVD-компонент SVDF_{1,2} ($Z: P \leftrightarrow Z$) может быть объяснена с точки зрения взаимодействия центров действия атмосферы Северного полушария. Ввиду осреднения данных высоты геопотенциала за три месяца, получившаяся пространственно-временная

Таблица 1.6.1. Коэффициенты корреляции временных рядов SVDC₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$) и SVDC₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$) с индексами циркуляции атмосферы Северного полушария для ноября, декабря и января (обозначенными как «-11», «-12» и «-1» соответственно)

	NAO-1	NAO-11	NAO-12	PNA-1	PNA-11	PNA-12
SVDC ₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,47**	-0,31**	-0,51**	0,25*	0,03	0,05
SVDC ₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	0,22*	0,31**	0,55**	0,2	0,08	0,3**
	Polar-1	Polar-11	Polar-12	WP-1	WP-11	WP-12
SVDC ₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,22*	0,04	-0,31**	-0,19	-0,09	-0,01
SVDC ₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,51**	-0,27*	-0,13	0,22*	0,12	0,06
	EA-1	EA-11	EA-12	Scand-1	Scand-11	Scand-12
SVDC ₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,01	0,01	0,14	0,43**	0,43**	0,29*
SVDC ₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	0,06	0,07	0,09	-0,06	0,26*	0,39**
	EAWR-1	EAWR-11	EAWR-12			
SVDC ₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,34**	-0,18	-0,47**			
SVDC ₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$)	-0,24*	-0,11	-0,28*			

Корреляция значима на уровне 0,01 (**), на уровне 0,05 (*).

структура отражает вклад нескольких циркуляционных индексов. Как показано в табл. 1.6.1, наибольшие коэффициенты корреляции между SVDC₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$) и среднемесячными индексами атмосферной циркуляции Северного полушария наблюдаются с индексами NAO в декабре (-0,51), Scand в ноябре (0,43) и EAWR в декабре (-0,47). Согласно результатам множественной регрессии временного ряда первой SVD-компоненты высоты геопотенциала SVDC₁ ($Z: P \leftrightarrow Z$) по индексам атмосферной циркуляции в период с ноября по январь, вклад циркуляционных индексов в ее изменчивость составляет 88,3%. В линейную регрессионную модель вошли индексы NAO и Polar (за все рассмотренные месяцы), Scand в ноябре и декабре и EAWR в январе. Наибольшие коэффициенты корреляции между SVDC₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$) и среднемесячными индексами атмосферной циркуляции наблюдаются с индексами NAO в декабре (0,55), Polar в январе (-0,51) и Scand в декабре (0,39). Аналогичная регрессионная модель временного ряда второй SVD-компоненты высоты геопотенциала SVDC₂ ($Z: P \leftrightarrow Z$) объяснила 87,1% изменчивости. Регрессия включает индексы NAO в декабре и Polar и Scand в декабре и январе, PNA в ноябре и декабре и EAWR в декабре.

Между временными рядами первых двух SVD-компонент зимних осадков над территорией Европы, полученных в совместном анализе с данны-

ми концентрации морского льда Арктического бассейна $SVDC_{1,2} (P: P \leftrightarrow I)$, ТПО Северной Атлантики $SVDC_{1,2} (P: P \leftrightarrow T)$ и высотой геопотенциала 500 гПа Северного полушария $SVDC_{1,2} (P: P \leftrightarrow Z)$ наблюдается тесная корреляционная связь (коэффициенты корреляции от 0,75 до 0,99). Кроме того, поля полученных первых SVD-компонент $SVDF_1 (P: P \leftrightarrow I)$, $SVDF_1 (P: P \leftrightarrow T)$, $SVDF_1 (P: P \leftrightarrow Z)$ и вторых SVD-компонент зимних осадков $SVDF_2 (P: P \leftrightarrow I)$, $SVDF_2 (P: P \leftrightarrow T)$, $SVDF_2 (P: P \leftrightarrow Z)$ демонстрируют достаточно хорошую пространственную (рис. 1.6.1а, 1.6.1в и 1.6.1д (справа), рис. 1.6.1б, 1.6.1г и 1.6.1е (справа)) и временную согласованность между собой (рис. 1.6.2а, 1.6.2в и 1.6.2д, 1.6.2б, 1.6.2г и 1.6.2е). То есть в результате попарного SVD анализа зимних осадков на территории Европы с КЛМ, ТПО

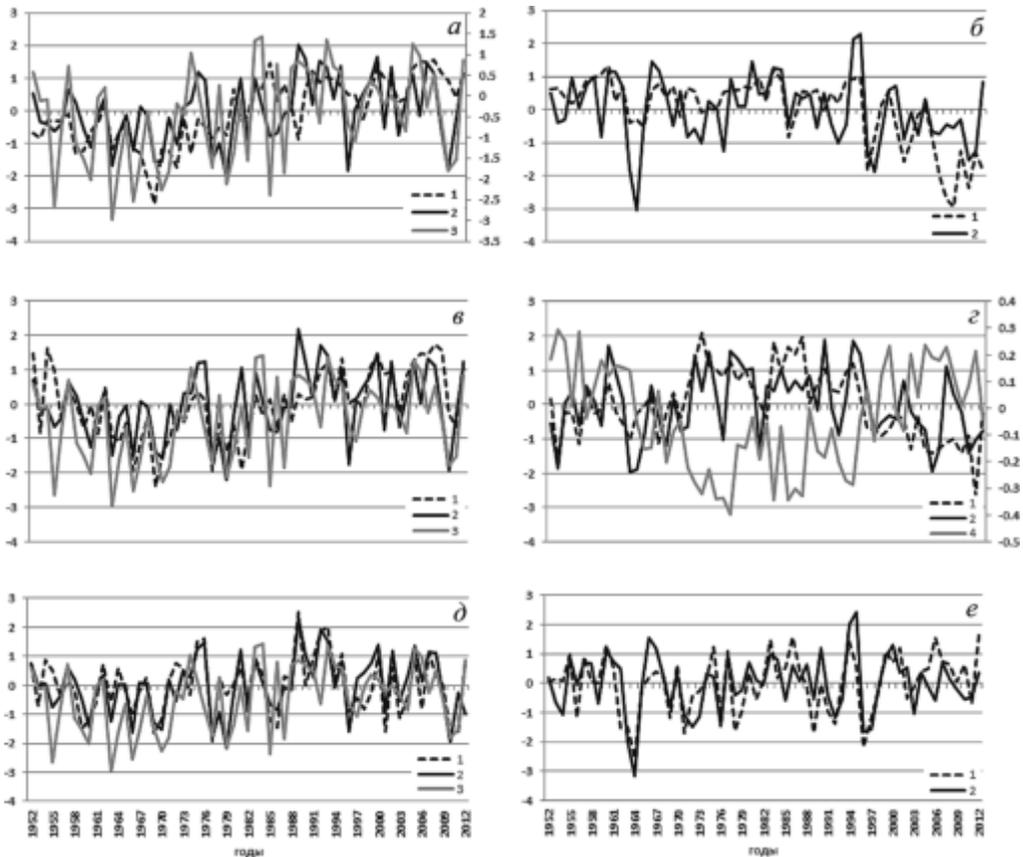


Рис. 1.6.2. Графики изменения временных рядов первых сингулярных компонент $SVDC_1 (I: P \leftrightarrow I)$ (1) и $SVDC_1 (P: P \leftrightarrow I)$ (2) (а), $SVDC_1 (T: P \leftrightarrow T)$ (1) и $SVDC_1 (P: P \leftrightarrow T)$ (2) (б), $SVDC_1 (Z: P \leftrightarrow Z)$ (1) и $SVDC_1 (P: P \leftrightarrow Z)$ (2) (д); вторых сингулярных компонент $SVDC_2 (I: P \leftrightarrow I)$ (1) и $SVDC_2 (P: P \leftrightarrow I)$ (2) (б), $SVDC_2 (T: P \leftrightarrow T)$ (1) и $SVDC_2 (P: P \leftrightarrow T)$ (2) (г), $SVDC_2 (Z: P \leftrightarrow Z)$ (1) и $SVDC_2 (P: P \leftrightarrow Z)$ (2) (е) в период 1952–2012 гг. На графиках показаны: индекс САК в январе (3) и АМО с ноября по январь (4).

и высотой геопотенциала 500 гПа получена сходная пространственно-временная структура ведущих SVD-компонент осадков. Можно сделать вывод о том, что все четыре рассмотренные характеристики взаимосвязаны. Их связанные изменения происходят согласно приведенным выше схемам, описывающим значительную часть общей изменчивости.

В целом полученные результаты, помимо подтверждения преобладающего влияния САК на формирование аномалий зимних осадков на территории Европы, также выявили существенный вклад АМО, выраженный в увеличении осадков над всей территорией Европы с максимумами на Восточно-Европейской равнине и в регионе Балкан во время положительной фазы АМО.

Список использованной литературы

1. Бардин М. Ю., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2005. Т. 41. № 2. С. 3–13.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М., Государственный научный центр Российской Федерации «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» Федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Санкт-Петербург).
3. Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2013. Т. 25. С. 251–264.
4. Иванов В. В., Алексеев В. А., Алексеева Т. А., Колдунов Н. В., Репина И. А., Смирнов А. Арктический ледяной покров становится сезонным? — Исследование Земли из Космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
5. Семенов В. А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
6. Семенов В. А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера — арктические льды — океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 1. С. 232–248.
7. Семенов В. А. Роль морских льдов в формировании зимних температурных аномалий в Арктике // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 4. С. 390.
8. Семенов В. А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море // Изв. РАН Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 3. С. 257–266.
9. Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н. Реакция границ зон увлажнения равнин России на изменения климата // Метеорология и гидрология. 2010. № 12. С. 17–25.
10. Черенкова Е. А., Семенов В. А. Связь зимних осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 38–52.
11. Barnston A.G. and Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev. 1987. V. 115. P. 1083–1126.
12. Bjornsson H., and Venegas S. A. A manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data. McGill University, CCGCR Report № 97-1. Montreal. Quebec. 1997. 52 p.
13. Bretherton C. S., Smith C., and Wallace J. M. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data // J. Clim. 1992. V. 5. P. 541–560.
14. Day J. J., Hargreaves J. C., Annan J. D., and Abe-Ouchi A. Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. // Environ. Res. Lett. 2012. Vol. 7. 034011.

15. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., and Maslowski W. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation // *J. Clim.* 2000. V. 13. P. 2671–2696.

16. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., and Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*. 2013. V. 499. P. 464–467.

17. Harris I., Jones P.D., Osborn T.J., and Lister D.H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset // *Int. J. Climatol.* 2014. V. 34. I. 3. P. 623–642.

18. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation // *Science*. 1995. V. 269. P. 676–679.

19. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77. P. 437–471.

20. Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., and Mann M.E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L20708.

21. Latif M., Böning C., Willebrand J., Biastoch A., Dengg J., Keenlyside N., Schweckendiek U., and Madec G. Is the Thermohaline Circulation Changing? // *J. Climate*. 2006. V. 19. P. 4631–4637.

22. Mori M., Watanabe M., Shiogama H., Inoue J., and Kimoto M. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 869–873.

23. Omrani N.E., Keenlyside N.S., Bader J.R., and Manzini E. Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm atlantic decadal conditions // *Climate Dynamics*. 2014. V. 42. P. 649–663.

24. Peings Y. and Magnusdottir G. Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. // *Environ. Res. Lett.* 2014. V. 9. 034018.

25. Petoukhov V. and Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. I. D21.

26. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., and Kaplan A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № D14. 4407.

27. Rodwell M.J., Rowell D.P., and Folland C.K. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // *Nature*. 1999. V. 398. P. 320–323.

28. Semenov V.A. Arctic warming favours extremes // *Nature Climate Change*. 2012. V. 2. P. 315–316.

29. Semenov V.A. and Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. 054020.

30. Semenov V.A. and Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1231–1237.

31. Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., and Latif M. Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change. – *The Cryosphere Discuss.* 2015. V. 9. P. 1077–1131.

32. Smedsrud L.H., Esau I.N., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V., Olsen A., Omar A., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., and Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Rev. Geophysics*. 2013. V. 51. P. 415–449.

33. Thompson D.W.J. and Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 1297–1300.

34. van Loon H. and Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: general description // *Mon. Weather Rev.* 1978. V. 106. P. 296–310.

35. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review // *Surv. Geophys.* 2014. V. 35. P. 1175–1214.

36. *Walker G. T.* Correlations in seasonal variations of weather IX // *Mem Ind Meteorol Dept.* 1924. V. 24. P. 275–332.

37. *Zoeryaev I. I.* Interdecadal changes in the links between European precipitation and atmospheric circulation during boreal spring and fall // *Tellus.* 2009. 61A. P. 50–56.

ОКЕАН И МОРСКИЕ ЛЬДЫ — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

2.1. Современные изменения термохалинного состояния вод океана

В. В. Иванов

В последние годы наметилась устойчивая тенденция к изменению термохалинного состояния вод СЛО по сравнению с наблюдавшимся во второй половине XX века. Об этом свидетельствует сравнение данных, полученных в морских экспедициях в 2000-е годы, с материалами Электронного атласа [EWG, 1997, 1998], где обобщены данные наблюдений за температурой и соленостью в СЛО за период 1950–1990 гг. Вероятно, было бы преждевременно связывать происходящие изменения исключительно с сокращением площади морского льда. Однако нельзя не отметить, что подобная связь весьма вероятна и физически обоснована. Согласно данным спутниковых наблюдений, сокращение летней площади арктического морского льда ускорилось на рубеже XXI века, а после рекордного минимума 2007-го года летний минимум площади льда устойчиво сохраняется ниже, чем в предыдущее десятилетие, и существенно отличается от климатической нормы 1979–2000 гг. [Иванов и др., 2013]. Столь значимые изменения в состоянии поверхности океана с неизбежностью должны сказаться на динамической и термохалинной структуре его вод. Учитывая большую инерционность процессов в гидросфере по сравнению с процессами в атмосфере и ледяном покрове, можно ожидать, что отклик океана на происходящие изменения в этих двух средах будет характеризоваться сдвигом во времени относительно вынуждающих сил и большей продолжительностью. Однако уже сейчас можно говорить о явных изменениях, регистрируемых прямыми и дистанционными измерениями в различных водных массах, формирующих структуру вод СЛО. Систематическому описанию произошедших изменений и посвящен данный раздел. В отдельных подразделах рассмотрены изменения термохалинных характеристик верхнего слоя океана, промежуточной воды атлантического происхождения, а также важнейших процессов формирования/обновления водных масс СЛО и прилегающего субарктического региона — глубокой конвекции в Гренландском море и шельфовой конвекции — каскадинга в арктических морях.

Изменения термохалинных характеристик верхнего слоя. Из очевидных соображений можно предположить, что изменения в состоянии поверхности океана (сокращение площади льда) должны в первую очередь прояв-

ляться в параметрах верхнего квазиоднородного слоя, непосредственно взаимодействующего с ледяным покровом и атмосферой. При этом наибольшие изменения гипотетически следует ожидать в конце летнего сезона, после продолжительного воздействия атмосферы на свободную ото льда поверхность в районах, где ранее присутствовал круглогодичный ледяной покров. Также интуитивно понятно, что усиленное таяние льда должно вести к понижению солености, а продолжительное сохранение безледного режима — к повышению температуры за счет избыточного поглощения солнечной радиации. Исследования, выполненные в последние годы в различных районах СЛО [IPCC, 2014], в целом подтверждают указанные тенденции. Однако, помимо явных

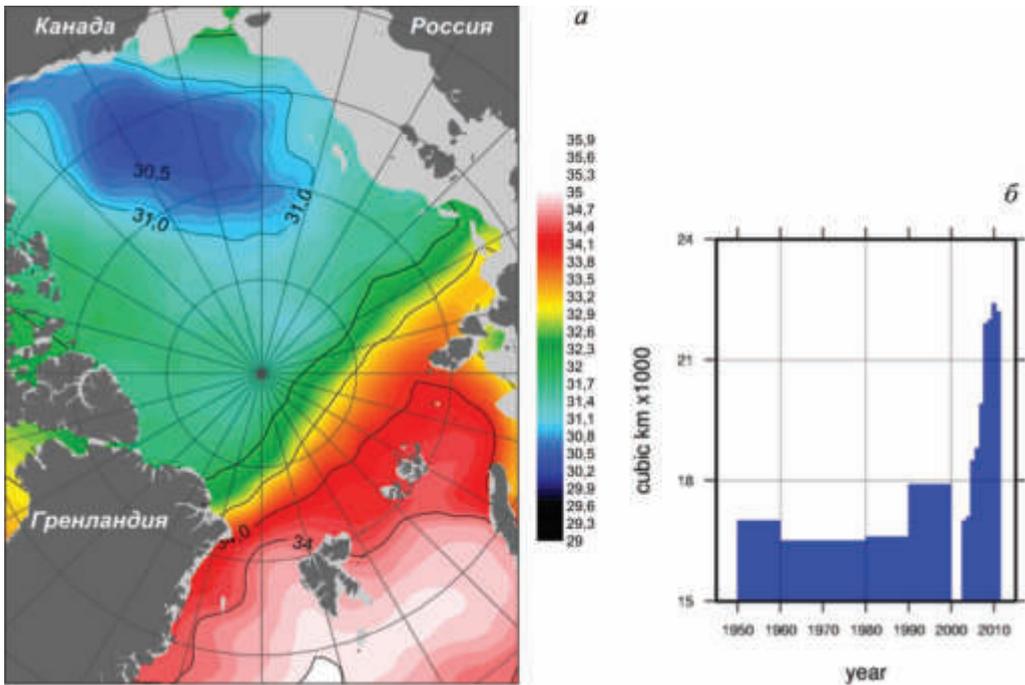


Рис. 2.1.1. Среднее зимнее распределение солености в СЛО на глубине 25 м (а) [EWG, 1997, 1998]; изменение содержания пресной воды ($\times 10^3 \text{ m}^3$) в центральной части круговорота Бофорта (б) (расчет выполнен относительно солености 34.8 ПСУ; использованы данные из [Proshutinsky et al., 2010])

следствий сокращения летней площади льда, в действие вступают также вторичные эффекты и обратные связи. В результате общая картина изменений в верхнем слое оказывается пространственно неоднородной.

Наиболее значимое распреснение в верхнем слое СЛО зарегистрировано в Канадском бассейне, в круговороте Бофорта (рис. 2.1.1). Начало формирования отрицательной соленостной аномалии датируется концом 1980-х–началом 1990-х гг. [Proshutinsky et al., 2009], т. е. еще до ускоренного таяния морского льда. В силу этого появление отрицательной аномалии солености в круговороте Бофорта изначально связывали не с дополнительным таяни-

ем льда, а с изменением особенностей его дрейфа вследствие долгопериодных изменений крупномасштабной циркуляции атмосферы над Арктическим бассейном. Основная причина дрейфа льда — воздействие ветрового поля [Зубов, 1947]. Преобладающий в течение ряда лет режим атмосферной циркуляции над северной полярной областью определяет генеральные траектории перемещения льдов и вод верхнего слоя океана. Среди многообразия возможных режимов атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном выделяют два основных типа: циклонический и антициклонический [Proshutinsky and Johnson, 1997]. Характерными особенностями циклонического типа являются: ослабление максимума атмосферного давления над Арктическим бассейном, усиление ветров, направленных с континента на океан, повышение температуры воздуха и количества осадков. Водообмен и ледообмен через пролив Фрама возрастают, приводя к усилению распреснения в Северо-Европейском бассейне и поступления атлантических вод в Арктический бассейн. При антициклоническом режиме, отличительной чертой которого является расширение и усиление арктического антициклона, описанные выше характерные особенности меняются на противоположные. Наиболее вероятным механизмом, регулировавшим «переключение» между циркуляционными режимами во второй половине XX века, являлись изменения интенсивности выноса пресной воды и льда из Арктического бассейна. Усиленное распреснение верхнего слоя в Северо-Европейском бассейне в «циклонические годы» ослабляло вертикальный обмен в океане и теплоотдачу с поверхности, что способствовало изменению траекторий движения циклонов, понижению атмосферного давления и переходу к антициклоническому режиму [Proshutinsky et al., 2002]. С 1948 по 1996 г. наблюдалось чередование описанных режимов циркуляции при среднем сохранении определенного режима в течение 5–7 лет. Однако с середины 1990-х годов эта закономерность нарушилась. С 1996 г. и до настоящего времени над Арктическим бассейном в среднем сохраняется антициклонический циркуляционный режим. В то же время этот режим в его нынешнем проявлении утратил ряд своих характерных особенностей и по существу может скорее рассматриваться как своего рода гибридный между классическими циклоническим и антициклоническим типами. Характерной особенностью поля приземного давления при этом является смещение центра высокого давления в море Бофорта и формирование глубокой депрессии над восточной Сибирью. В современной западной литературе такую структуру обозначают термином Арктический диполь — АД [Wu et al., 2006; Overland et al., 2008; Wang et al., 2009]. Под действием АД над Восточно-Сибирским и Чукотским морями преобладают ветры южной четверти, приносящие теплый воздух с континента (что усиливает таяние льда) и ускоряющие вынос льда, формирующегося в морях сибирского шельфа, в направлении полюса и пролива Фрама [Wang et al., 2009]. Другая важная особенность АД состоит в том, что он также обеспечивает сохранение безоблачной погоды в море Бофорта. Дополнительная солнечная радиация, поступающая в летний сезон, способствует таянию дополнительного количества льда. В рамках описанной концепции продолжающееся накопление пресной воды в верхнем слое круговорота Бофорта главным образом объясняется аномально длительным сохранением АД [Mauritzen, 2012]. При этом, помимо «консервации» в круговороте распресненных за счет локального таяния вод, приземное поле давления спо-

собствует также «подпитке» круговорота пресной речной водой, поступающей в этот район вследствие отклонения стоков Оби и Лены к востоку от их средних траекторий [Morrison et al., 2012]. В Евразийском бассейне, напротив, наблюдается дефицит речного стока и повышение солёности, происходящее также вследствие усиленного поступления высокосолёных атлантических вод (см. следующий раздел). Таким образом, несмотря на распреснение (в среднем) верхнего слоя Арктического бассейна по сравнению с климатической нормой, фактические изменения включают как распреснение в канадском секторе Арктики, так и осолонение — в атлантическом секторе.

Немаловажный вопрос, связанный с распреснением верхнего слоя — насколько глубоко в водную толщу оно проникает? Распреснение, вызванное таянием, уменьшает плотность воды. Помимо этого, интенсивное поглощение солнечной радиации свободной ото льда поверхностью приводит к росту температуры, что также способствует уменьшению плотности. При слабом ветро-волновом перемешивании в зонах интенсивного летнего таяния льда на поверхности океана формируется «линза» (толщиной до нескольких метров), содержащая сильно распресненную и сравнительно теплую воду, отделенную от нижележащих вод мощным пикноклином. Подстилающий пикноклин обеспечивает эффективный прогрев воды в линзе за счет «захвата» поступающей солнечной радиации, которая не проникает ниже пикноклина. В этом заключается так называемый «эффект стратификации», результатом действия которого является дополнительный прогрев распресненного слоя [Головин и Иванов, 2015]. Когда зона открытой воды окружена ледяными полями (что типично для летних условий в Арктическом бассейне) накопленное в разводьях тепло способно повысить эффективность таяния льда сбоку и снизу [Perovich et al., 2008], усиливая действие «альбедного механизма» — положительной обратной связи между таянием льда и площадью свободной ото льда воды [Currey et al., 1995]. Возможно, действие такой обратной связи, усиленное «эффектом стратификации», способствовало быстрому уменьшению толщины и площади многолетних льдов в канадской Арктике между 1990 и 1998 гг., когда средняя толщина многолетних льдов уменьшилась вдвое (на 1–1,5 м). Разрушение линзы пресных вод происходит вследствие ветро-волнового перемешивания в штормовую погоду [Rigchter-Menge et al., 2001] и сдвиговой турбулентности [Головин и Иванов, 2015]. Результатом перемешивания вод линзы с нижележащими водами является проникновение талой воды в более глубокие слои.

Одновременно с пресной водой в более глубокие слои проникает тепло, изначально аккумулированное в тонком поверхностном слое, повышая тепло-содержание ниже зоны интенсивного поглощения коротковолновой радиации. При длительном (1–2 месяца) отсутствии льда на значительной акватории динамический фактор (ветровое волнение, течения и приливы) начинает играть все более значимую роль в перераспределении тепла и соли в верхнем слое океана. Согласно недавним исследованиям, в море Лаптевых была выявлена высокая отрицательная корреляция ($-0,73 \pm 0,05$) между сплоченностью льда и амплитудой доминирующего в Арктике полусуточного прилива [Pnyushkov and Polyakov, 2011]. В условиях малой сплоченности льда отмечено возрастание амплитуды приливных течений более чем в 4 раза (с 2 до 8,5 см/с). Развитие ветровых волн в значительной степени определяется длиной разбега, т. е.

расстоянием, на котором нормальное напряжение ветра беспрепятственно передается водной поверхности. Модельные оценки показывают, что при отсутствии льда (или при его малой сплоченности) ветровые волны в Арктическом бассейне смогут достигать средней амплитуды в несколько метров, чего никогда не происходит на покрытой льдом акватории [Khon et al., 2014]. Результатирующим эффектом усиленного динамического форсинга в свободных ото льда зонах является более интенсивное перемешивание верхнего слоя. В силу сезонных особенностей вертикального распределения температуры и солености в верхнем слое, с поверхности в более глубокий слой переносится пресная вода и тепло, а из глубин к поверхности, как правило, поступает более соленая и холодная (сформированная предшествующей зимой при халинной конвекции) вода. В конечном итоге противоположно направленные вертикальные потоки и горизонтальная адвекция воды и льда определяют состояние параметров верхнего слоя к началу холодного сезона.

Возникает закономерный вопрос, насколько значимы происходящие изменения, и в первую очередь, возрастание теплосодержания верхнего слоя, для ледообразования следующей зимой? В опубликованной литературе имеются различные оценки на этот счет. Например, согласно [Steele et al., 2008], рассчитанное по температуре воды возрастание аккумуляции тепла в верхнем слое Чукотского моря и моря Бофорта с 1965 по 1995 гг. на 50–70 МДж/год могло привести к задержке начала ледообразования в этом регионе на 13–71 сутки при условии, что все накопленное за лето тепло отдается в атмосферу в осенне-зимний сезон. Фактически это косвенная оценка сверху, поскольку часть поглощенного океаном тепла тратится на таяние льда, а часть выносятся из зоны интенсивного нагрева течениями. Прямая оценка продолжительности зимнего ледостава для различных районов СЛО по данным спутниковой микроволновой радиометрии показала генеральную тенденцию на сокращение продолжительности ледостава во всех районах СЛО с 1979 по 2007 гг. со средней скоростью 6,4 суток за 10 лет [Marcus et al., 2009]. При этом было установлено, что продолжительность ледостава сокращается как за счет задержки начала ледообразования, так и за счет более раннего начала таяния [Stroeve et al., 2014]. Этот факт указывает на возможное действие положительной обратной связи на сезонном интервале, гипотетически предположенной в [Stroeve et al., 2012]. За счет наличия избыточного тепла в верхнем слое океана к концу летнего сезона зимнее нарастание льда замедляется, и к началу сезона таяния толщина льда оказывается меньше. Более тонкий лед легче разрушается за счет динамических факторов, что способствует более ранним срокам начала таяния, в результате чего площадь открытой воды к концу следующего летнего сезона возрастает.

Специфические особенности вертикальной термохалинной структуры в различных районах СЛО определяют характер теплового воздействия океанского тепла на эволюцию ледяного покрова в зимний сезон. В зонах поступления в СЛО теплых вод из сопредельных океанов дополнительное тепло, аккумулированное за летний сезон в верхнем слое, создает предпосылки для усиления влияния тепла промежуточных вод на ледяной покров в зимний сезон. В западной части бассейна Нансена, где верхний слой непосредственно подстилается теплой и соленой атлантической водой (АВ), этот эффект оказывается особенно значимым и подробно исследуется в §5.1. В тихооке-

анском секторе верхний слой сильно распреснен (по причинам, описанным выше) и изолирован от теплых промежуточных вод (тихоокеанских и атлантических) высокоградиентными структурными зонами. По этой причине зимняя конвекция, как правило, не достигает даже тихоокеанских вод [Никифоров и Шпайхер, 1980], за исключением случаев вторжения глубинных вод на шельф в результате комплексного действия каскадинга (см. § 4.1) и апвеллинга [Hirano et al., 2016]. В глубоководной части Канадского бассейна

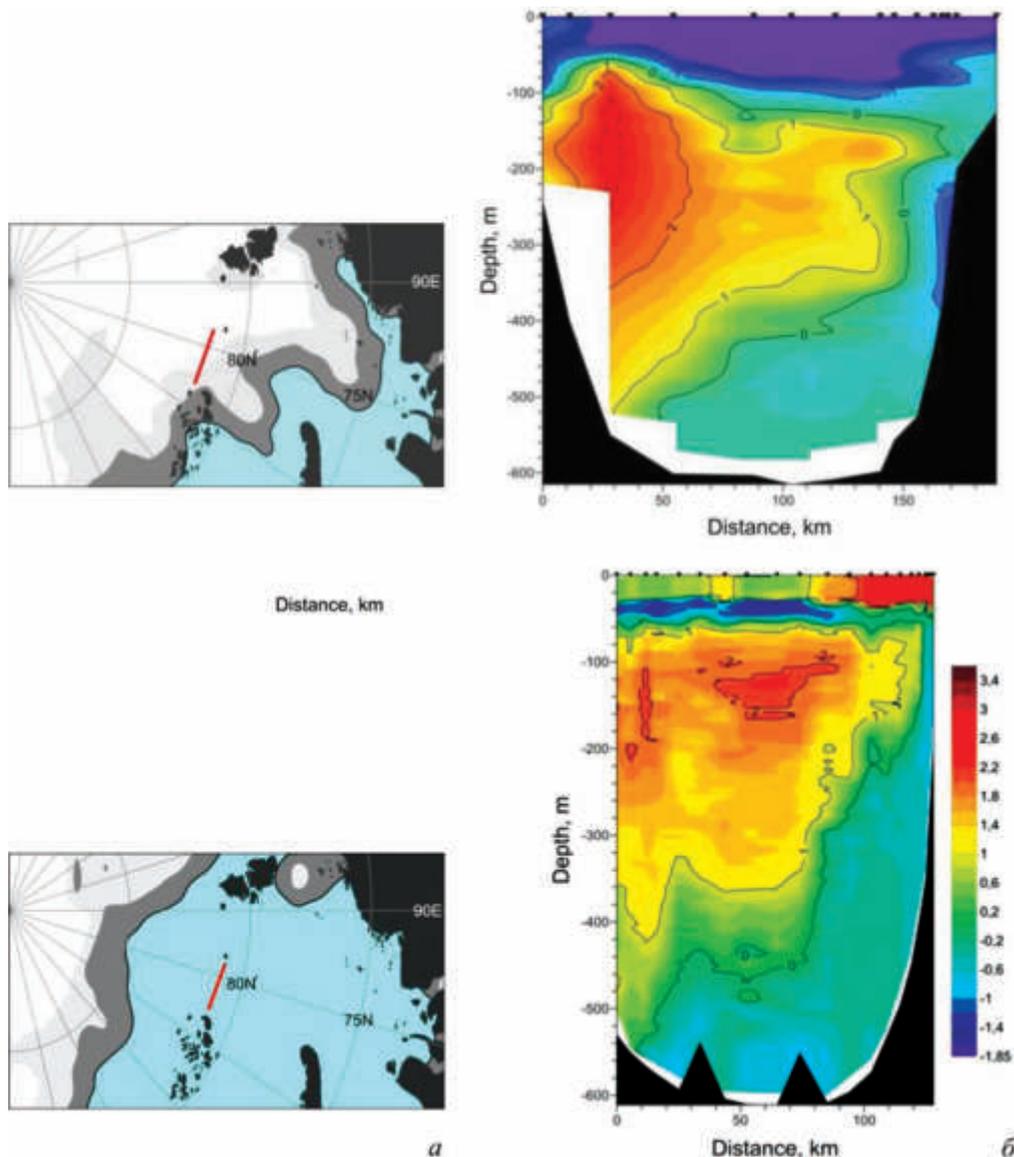


Рис. 2.1.2. Вертикальное распределение солёности в желобе Св. Анны летом 1996 г. (а) и летом 2013 г. (б)

между сезонным пикноклином и летними тихоокеанскими водами выделяют так называемый подповерхностный температурный максимум (near-surface temperature maximum, NSTM, [Jackson et al., 2010] на глубине 20–30 м. Этот пик температуры на вертикальном профиле показывает величину и уровень проникновения летнего прогрева, которая определяется интенсивностью поглощения солнечной радиации и степенью распреснения у поверхности океана. Наблюдаемое уменьшение глубины залегания NSTM в период между 1993 и 2010 гг. и уменьшение его средней солености [Jackson, 2011] связано с усиленным таянием льда, а возрастание температурного максимума (на 1,5°C) обусловлено дополнительным поглощением коротковолновой радиации (альбедный механизм). Также установлено, что тепло, аккумулированное в NSTM, может вовлекаться в верхний перемешанный слой в процессе зимней конвекции и повышать его температуру, в конечном итоге замедляя рост льда и даже способствуя его таянию снизу [Jackson et al., 2012]. С точки зрения особенностей вертикальной термохалинной структуры, восточная часть бассейна Нансена (к востоку от желоба Св. Анны) занимает промежуточную нишу между слабостратифицированным западным бассейном Нансена и сильностратифицированным Канадским бассейном. Главным препятствием на пути взаимопроникновения поверхностных и промежуточных (атлантических) вод в этом районе является так называемый «холодный галоклин» — слой резкого возрастания солености при квазиоднородности температуры. Поскольку вертикальный градиент плотности в галоклине весьма велик, трудно ожидать проникновения летнего прогрева на значительную глубину. Однако, как показывают данные недавних измерений, при длительном (1,5–2 мес.) сохранении безледного режима в центральной и восточной частях моря Лаптевых аномально сильное сезонное повышение температуры достигает глубины 45–55 м, что существенно ниже типичной глубины сезонного пикноклина (рис. 2.1.2). Наиболее вероятной причиной этого является динамический фактор, описанный выше, т.е. более интенсивное перемешивание ветровыми волнами, приливными и дрейфовыми течениями. Простейшая оценка потенциального вклада избыточного теплосодержания верхнего слоя в задержку ледообразования (см. [Steele et al., 2008]) для северной части желоба Св. Анны по данным профильных измерений в сентябре 2013 г. дает время задержки 45 суток. Учитывая аномально низкую зимнюю сплоченность льда в желобе Св. Анны в течение ряда последних лет [Dmitrenko et al., 2015], можно заключить, что подобная оценка вполне реалистична.

Переход АВ к новому тепловому состоянию. Одновременно с сокращением летней площади льда в 2000-х гг., повлиявшего на термохалинные параметры верхнего слоя, произошли также изменения характеристик глубинной атлантической воды, причем результирующий вектор произошедших в этих структурных зонах изменений направлен в сторону усиления роли АВ как источника тепла и соли для верхнего перемешанного слоя. В настоящее время можно утверждать, что с 1990 г. имело место две «волны» потепления, разделенные кратким периодом (1995–1999 гг.), когда температура АВ вернулась к средним климатическим значениям (рис. 2.1.3). При этом вторая «волна», начало которой датируется 1999-м годом, в проливе Фрама, привела к переходу к качественно новому тепловому состоянию АВ в Арктическом

бассейне, которое сохраняется по настоящий момент и характеризуется повышенной (примерно на 1°C) температурой по сравнению с климатической нормой 1950–1990 гг. [Polyakov et al., 2012]. Как следует из рис. 2.1.3, ранее 1990 г. также наблюдались кратковременные повышения температуры АВ, поступающей через пролив Фрама. Более того, существуют данные наблюдений

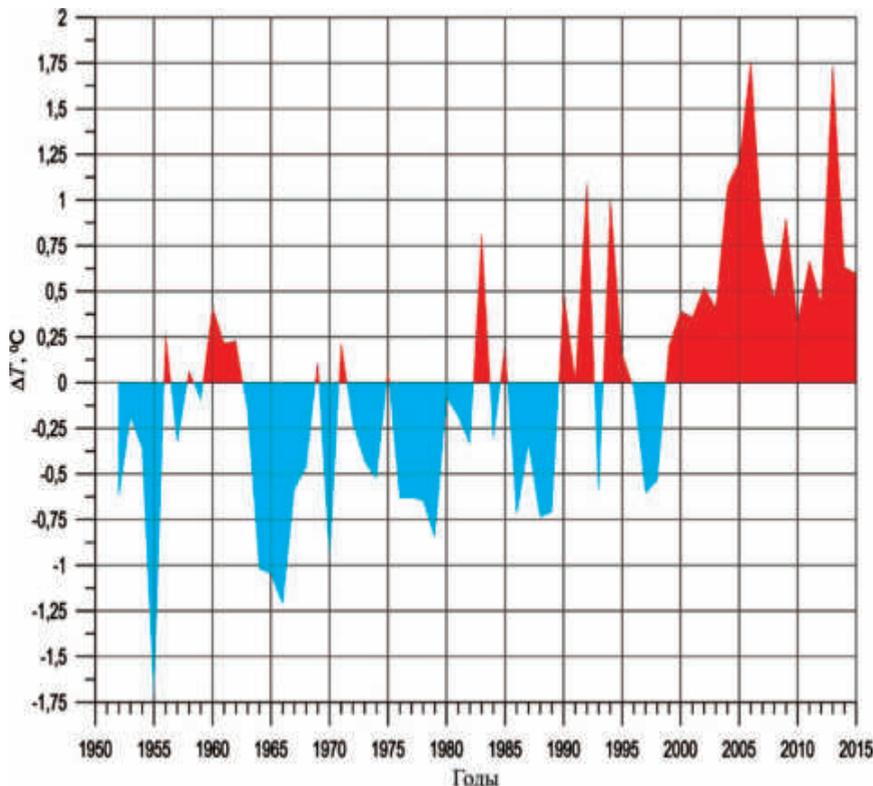


Рис. 2.1.3. Температура АВ в проливе Фрама (79° с.ш., 5° в.д.) в слое 100–200 м

и косвенные свидетельства о значительной положительной аномалии температуры АВ в 1930-е годы [Алексеев и др., 1999; Polyakov et al., 2003]. Однако, хотя малое количество надежных исторических данных, относящихся к этому периоду времени, не позволяют однозначно говорить о сопоставимости потепления АВ 1930-х и 1990–2000-х большинство исследователей сходятся во мнении, что потепление 1990–2000-х гг. не имеет аналога по интенсивности и продолжительности за весь имеющийся ряд инструментальных наблюдений за температурой АВ в СЛО.

Первый сигнал о значительном повышении (более чем на 1°C) температуры атлантической воды в Арктическом бассейне по сравнению с климатической нормой датируется летом 1990 г. [Quadfasel, 1991]. Последующие наблюдения, выполненные в период с 1991 по 1998 гг., подтвердили устойчивый рост температуры в ветви атлантических вод, распространяющихся от пролива Фрама вдоль континентального склона Евразии на восток (ФАВ). К 1996 г. аномаль-

но теплая атлантическая вода заполнила всю западную Арктику (до хребта Ломоносова) и частично восточную (котловина Макарова, Чукотский желоб, котловина Подводников). Значения температуры воды в ядре ФАВ на 0,5–1 °С превысили абсолютные максимумы, когда-либо наблюдавшиеся в АБ [Алексеев и др., 1998]. Временные границы аномального повышения температуры АБ в 1990-е гг. можно оценить по данным повторяющихся наблюдений северной части моря Лаптевых [Алексеев и др., 1999]. На временном интервале 1955–1990 гг. максимальная температура в ядре АБ испытывала межгодовые колебания в диапазоне 0,2 °С. Резкое возрастание температуры на 0,5–0,7 °С датируется 1993 г., что согласуется с соответствующим ростом температуры АБ в проливе Фрама (см. рис. 2.1.3). Сопоставление данных наблюдений, полученных в 1990-х гг., с распределениями температуры, приводимыми в атласе СЛО [EWG, 1997, 1998], позволило установить незначительные изменения абсолютного значения тепловой аномалии (относительно климатической нормы) вниз по потоку в котловине Нансена (от пролива Фрама до моря Лаптевых) [Иванов, 2002]. Это косвенно свидетельствует в пользу того, что произошедшее в 1990-х гг. повышение температуры не повлияло на характер трансформации АБ при ее переносе вдоль континентального склона котловины Нансена.

После непродолжительного охлаждения АБ, отмеченного в проливе Фрама в середине 1990-х гг., началась новая «волна» потепления, которая по существу (с небольшими отступлениями) продолжается по настоящее время. Детальному документированию распространения этой «волны» в значительной степени способствовало внедрение в практику океанографических исследований СЛО новых методов долговременного мониторинга, основанных на применении АБС. Массив АБС, функционирующий с 1997 г. в проливе Фрама (установленный вдоль параллели 79° с.ш.), дает подробную информацию об изменении температуры в Западно-Шпицбергенском течении на входе в АБ [Schauer et al., 2008]. АБС, установленные вдоль пограничного течения, и ежегодные гидрологические разрезы через ядро ФАВ в рамках программы NABOS, позволили задокументировать распространение аномалий температуры в котловине Нансена в 2000-е гг. [Polyakov et al., 2011]. Основной отличительной чертой потепления 2000-х является его беспрецедентная продолжительность: более 15 лет средняя температура ФАВ в котловине Нансена превышает климатическую норму примерно на 0,8–1 °С. Экстремальные значения температуры в ядре ФАВ достигали в отдельные годы более 5 °С в западной части котловины Нансена (31° в.д.) и более 3 °С в восточной части (м. Арктический), что на 3–1,5 °С выше климатической нормы для этих районов. В отличие от потепления 1990-х, в 2000-х гг. происходило постепенное затухание аномалии вниз по потоку. Наибольшие положительные отклонения температуры наблюдались в проливе Фрама и в западной части котловины Нансена. Возможное объяснение этого отличия состоит в том, что потепление 1990-х пришлось на изначально «аномально холодный» слой АБ в СЛО, который сохранялся в течение примерно 25 лет — с 1965 по 1989 гг. [Polyakov et al., 2003]. Вследствие этого даже при уменьшении абсолютного значения аномалии вниз по потоку (вследствие вертикального и горизонтального перемешивания) отклонение от климатической нормы оставалось достаточно значительным. Сохранению повышенных значений тепловой аномалии также способствовал подъем верхней границы ФАВ к поверхности океана [Алексеев

и др., 1998], благодаря чему вода с температурой больше нуля оказывалась на глубине, ранее заполненной водой с отрицательной температурой.

Следует ли ожидать в ближайшие годы обратных изменений температуры АВ, т. е. насколько устойчиво современное состояние? Некоторое снижение температуры в котловине Нансена, связанное с понижением температуры в Северной Атлантике [Holiday et al., 2008], наблюдалось после максимума 2006 г. [Polyakov et al., 2011]. Однако это понижение не восстановило среднее состояние, наблюдавшееся до 1999 г. Последние доступные измерения в проливе Фрама указывают на то, что в ближайшие годы высока вероятность очередной «волны» потепления в АВ. В то же время, так как полной ясности относительно причин долгопериодных колебаний температуры воды в системе Северная Атлантика–СЕБ пока нет, возможны различные физически непротиворечивые сценарии развития событий на ближайшее десятилетие.

Ослабление глубокой конвекции в Гренландском море. Главной отличительной чертой изменений, произошедших в термохалинной структуре вод Северо-Европейского бассейна СЛО в 1990–2000 гг., стало исчезновение так называемого «купола» глубинных и донных вод — характерного поднятия изопикн в центральной части Гренландского моря [Helland-Hansen and Nansen, 1909], обусловленного периодическим развитием глубокой конвекции. В настоящее время вместо характерного подъема изопикн наблюдается промежуточный максимум температуры на горизонте около 1500 м, отделяющий глубинную гренландскую водную массу от поверхностных и промежуточных вод (рис. 2.1.4). Эпизодические глубоководные наблюдения за температурой воды в Гренландском море были начаты в 1950-х гг. В 1980-х они стали регулярными (ежесезонными), благодаря отечественным научным программам «Разрезы» и ПОЛЭКС [Алексеев и Кораблев, 1994]. Основные закономерности межгодовых изменений температуры Гренландской глубинной водной массы (ГГВМ), объективно отражающих интенсивность образования глубинных вод, и факторы, их определяющие, были обобщены и проанализированы в [Alexeev et al., 2001]. Проведенный анализ позволил установить, что интенсивное развитие глубокой конвекции в конце 1960-х–начале 1970-х гг. сопровождалось выполнением следующих трех условий:

1) повторение суровых зим с низкой температурой воздуха в течение нескольких лет;

2) высокая фоновая соленость поверхностного слоя в Гренландском и Норвежском морях;

3) сравнительно высокая соленость подповерхностного слоя, вовлеченного в процесс зимнего перемешивания.

Было выявлено чередование двух периодов потепления (с максимальными значениями температуры ГГВМ в 1957 и 1998 гг.) и двух периодах похолодания (с минимальными значениями температуры ГГВМ в 1953 и 1973 гг.). В 1950-е гг. контраст температуры между холодным и теплым периодами не превышал $0,1^{\circ}\text{C}$. Позднее наиболее значительные изменения температуры произошли в промежуточном слое до глубины 1500 м. Разница в температуре между фазами похолодания и потепления «1957–1953» составляет $0,05^{\circ}\text{C}$, а «1998–1973» — более $0,2^{\circ}\text{C}$. Приведенные цифры в достаточной степени условны, так как зависят от выбора временно-

го интервала осреднения, и отражают общие тенденции скорее качественно, чем количественно. Более показательной количественной характеристикой служит изменение средних ежегодных значений температуры воды на горизонте 2000 м. Так, увеличение температуры между фазами «1998–1973»

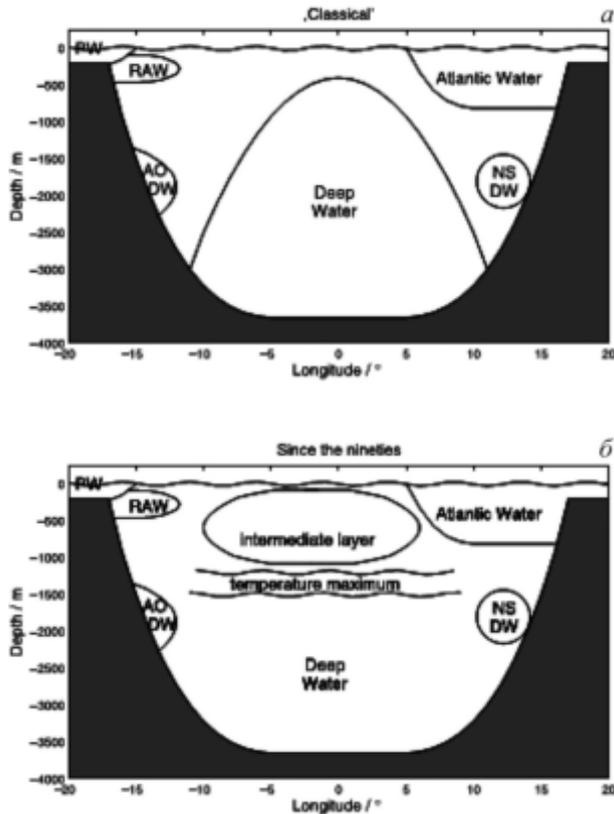


Рис. 2.1.4. Схема структуры водных масс на зональном разрезе через 75° с. ш.: *а* — «классическая» структура; *б* — современная структура (адаптировано на основе рисунка из [Ronski and Budeus, 2005])

достигает 0,25 °С, а рост температуры между двумя фазами потепления превысил 0,1 °С. По данным наблюдений за трассерами [Schlosser et al., 1991] считается, что начало ослабления конвекции в Гренландском море приходится на 1982 г. Период 1980–1985 гг. можно рассматривать как переходный, после чего начался резкий рост температуры промежуточных и глубинных вод. В [Helland-Hansen and Nansen, 1909] была высказана идея о том, что, несмотря на климатические изменения условий развития конвекции, не должно наблюдаться существенных изменений термохалинных индексов глубинных вод. Это утверждение обосновывалось тем, что конвекция развивается в достаточно узком диапазоне параметров, и опускающиеся воды не могут сильно изменять свои характеристики. Однако ослабление вертикального обмена в 1990-х гг. привело к значительным изменениям в промежуточном

и глубинном слоях. Продолжительное действие неблагоприятных для развития конвекции гидрометеорологических условий (пониженная фоновая соленость, мягкие зимы) привело к переходу режима конвекции на качественно новый уровень, когда изменения приняли необратимый характер, и процессы, ответственные за увеличение температуры воды в глубинном слое, стали преобладающими [Ronski and Budeus, 2005].

Изменение вертикальной термической структуры вод от фазы интенсивной к ослабленной конвекции проявляется в переходе от однородного распределения к возрастанию вертикальных градиентов в диапазоне более высоких температур и в усилении изоляции глубинных вод от поверхностного слоя. Горизонтальная структура вод для периода развитой конвекции, переходного периода и периода ослабленной конвекции на горизонте 1500 м характеризуется сначала уменьшением площади, занятой водой с низкой температурой, а затем заполнением всего района водами с температурой, превышающей $-0,88^{\circ}\text{C}$. Эта тенденция проявилась в исчезновении характерного поднятия («купола») глубинных вод в центральной части Гренландского моря (см. рис. 2.1.4б). В начале 1980-х годов фаза эффективного обмена с поверхностью сменилась фазой ослабления образования глубинных вод и усиления их смешения с окружающими водами. Изменение характеристик Гренландской глубинной водной массы происходит путем уменьшения контрастов с Евразийской и Канадской глубинными водными массами, поступающими в Гренландское море через пролив Фрама. По данным расчетов по боксовым моделям и по наблюдениям с использованием трассеров, общий объем образования глубинных вод за счет конвективных процессов снизился более чем в 5 раз [Schlosser et al., 1991]. Перечислим отличительные черты современного периода, характеризующегося ослаблением глубокой конвекции в Гренландском море:

- 1) уменьшение объемов образования глубинных вод;
- 2) уменьшение глубины развития конвекции;
- 3) релаксация куполообразного поднятия глубинных вод;
- 4) ослабление циклонической циркуляции;
- 5) уменьшение изоляции центральной части Гренландского круговорота от сопредельных районов, результатом чего является усиление адвекции и рост температуры ГГВМ;
- 6) ослабление вертикального обмена и усиление вертикальной стратификации.

В настоящее время температура глубинных вод Гренландского моря достигла абсолютного максимума за весь период наблюдений с начала века, на $0,1^{\circ}\text{C}$ превышающего максимум, наблюдавшийся в конце 1950-х гг. (рис. 2.1.5). Следует подчеркнуть, что эта величина весьма значительна, поскольку почти на порядок превышает характерный диапазон изменчивости температуры глубинных слоев Гренландского моря. Динамическим следствием произошедших изменений должно стать уменьшение градиентов плотности и ослабление бароклинной компоненты циклонической циркуляции над Гренландской котловиной. Таким образом, даже при сохранении расхода атлантической воды через Фареро-Шетландский пролив, ее объем, поступающий в Арктический бассейн с Западно-Шпицбергенским течением, должен возрасти [Rudels et al., 2000]. В 1901 г. была зарегистрирована экстремально низкая температура глубинных вод Гренландского моря $-1,3^{\circ}\text{C}$, а в 1998 г.

температура глубинных вод составила всего $-0,9^{\circ}\text{C}$. Сравнивая указанные величины, можно предположить, что интенсивность образования глубинных вод в начале XX века была намного выше даже по сравнению с периодом 1960-х–1970-х годов, когда их температура равнялась $-1,15^{\circ}\text{C}$. Точность исторических данных по солености, особенно глубинных слоев Гренландского моря, часто превышает ее истинную изменчивость. С уверенностью можно

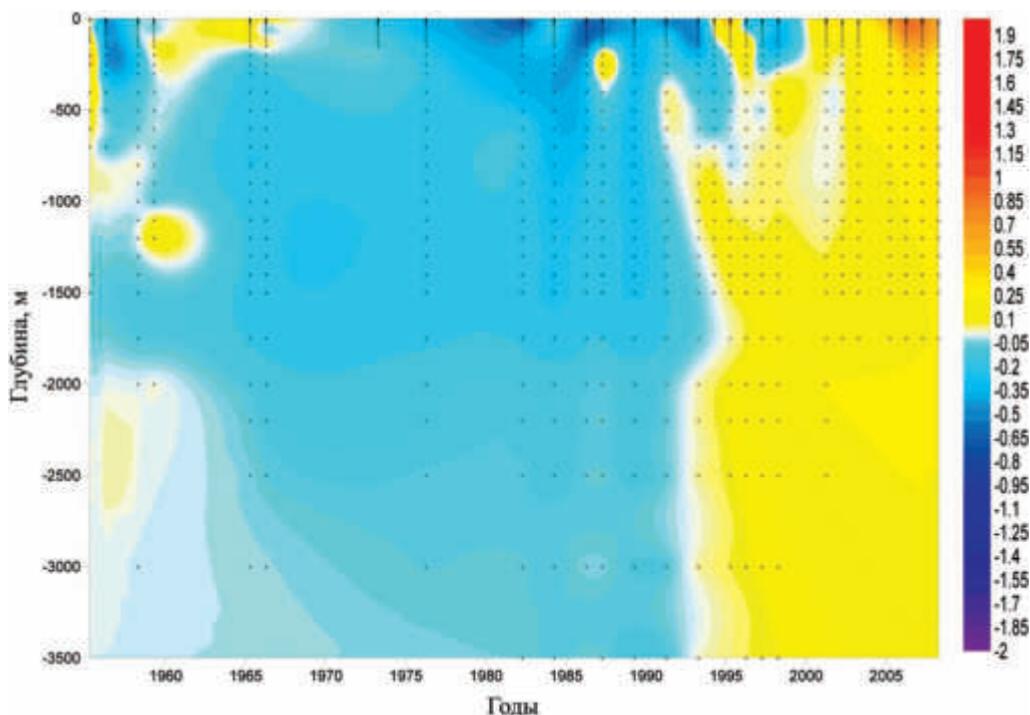


Рис. 2.1.5. Временные изменения аномалии средней температуры (*celsii*) воды в центре гренландской котловины 75° с. ш., 0° в. д. (горизонтальное осреднение выполнено внутри круга с радиусом 50 км)

лишь утверждать, что в верхнем 1000-метровом слое соленость непрерывно уменьшалась с 1950-х гг. до 1998 г. Уменьшение на горизонте 500 м между периодами I и IV составило около $0,05$ PSU.

Усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном. Характерной чертой изменения состояния ледяного покрова СЛО в последнее десятилетие является тот факт, что резкое уменьшение летней ледовитости СЛО с 2000 по 2012 гг. не сопровождалось заметным уменьшением площади ледяного покрова в конце зимы, т.е. в период его максимального развития. Восстановление ледяного покрова в течение зимы означает, что в осенне-зимний период происходит интенсивное ледообразование в обширных зонах, освободившихся ото льда в летний сезон. Пропорционально скорости нарастания льда возрастает поток соли в водную толщу. Осенью и в начале зимы молодой лед значительно тоньше многолетнего льда. Благодаря этому молодой

лед легче ломается и торосится под действием ветра и течений. Образующиеся при этом полыньи и разводья создают дополнительные очаги интенсивного ледообразования и осолонения верхнего слоя океана (см. далее § 4.1). Кроме перечисленных изменений, способствующих усиленному поступлению соли в водную толщу, в условиях сезонного ледяного покрова возрастает число районов, где шельфовая конвекция приобретает больше особенностей, характерных для прикромочной зоны [Ivanov and Shapiro, 2005]. Указанные изменения охватили значительную часть котловины Нансена, на большей части которого многолетний ледяной покров сменился однолетним [Иванов и др., 2013]. Усиленное осолонение воды на шельфе ведет к возрастанию плотностных градиентов между шельфом и глубоководной зоной. Значимость этого изменения для усиления водообмена иллюстрируется упрощенной аналитической моделью (см. рис. 2.1.6). Соль, выпадающая в воду при ледообразовании, увеличивает плотность воды на шельфе, формируя градиент давления между шельфом

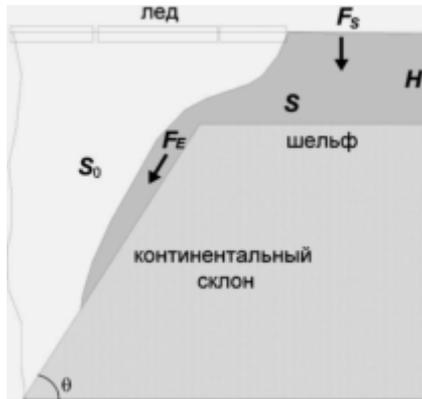


Рис. 2.1.6. Упрощенная схема шельфовой конвекции, сопровождающейся выносом уплотнений воды через придонный пограничный слой

и континентальным склоном. Движение, вызванное этим градиентом, переносит более плотную воду вдоль склона вследствие установления геострофического баланса. Перенос поперек склона происходит в придонном вязком экмановском слое. В такой упрощенной постановке задачи уравнение баланса соли в направлении поперек склона записывается по аналогии с уравнением баланса тепла, рассмотренном в § 4.1,

$$\frac{dS}{dt} = -\frac{F_S}{\rho H} + \frac{0,36 L H_E g \theta \beta (S_0 - S)^2}{f \rho A H}. \quad (2.1.1)$$

В уравнении (2.1.1) приняты следующие обозначения: S и ρ — соленность и плотность морской воды на шельфе; F_S — поток соли у поверхности океана вследствие ледообразования; S_0 — постоянная соленность воды на континентальном склоне; A — площадь шельфа, к которой приложен поток соли; H — глубина шельфа; L — длина периметра кромки шельфа; H_E — экмановский масштаб длины; f — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения; β — коэффициент солёностного сжатия; θ — уклон дна. В (2.1.1) учтена взаи-

мосвязь плотности и солёности морской воды при низких температурах в рамках линейной формулы $\Delta\rho \approx \beta\Delta S$, а также принята параметризация потока воды через придонный экмановский пограничный слой через скорость Нофа, определенную в § 4.1,

$$F_E = 0,36 \frac{g\Delta\rho\theta H_E}{\rho f}. \quad (2.1.2)$$

где F_E — поток воды через экмановский придонный пограничный слой; $\Delta\rho$ — перепад плотности между шельфом и континентальным склоном. Коэффициент 0,36 получается путем умножения коэффициента 1,8, появляющегося при аналитическом решении двухслойной задачи о стекании более плотной жидкости в экмановском пограничном слое [Sharigo and Hill, 1997], на коэффициент 0,2, связывающий скорость стекания уплотненной воды со скоростью Нофа. При постоянном F_S через конечный промежуток времени поток соли у поверхности уравнивается выносом через экмановский пограничный слой, и перепад солёности ΔS стабилизируется. Равновесный перепад солёности определяется из (2.1.1) при нулевой левой части:

$$\delta S = \sqrt{\frac{F_S f A}{0,36 L H_E g \theta \beta}} \quad (2.1.3)$$

Формулы (2.1.2) и (2.1.3) показывают, что при возрастании потока соли F_S на поверхности океана стекание уплотненной воды увеличивается пропорционально $\sqrt{F_S}$.

Правомерность приведенной аналитической оценки была протестирована на модели POLCOMS для идеализированного рельефа дна, включающего круговую подводную банку с плоской вершиной на глубине 50 м, переходящую в линейный континентальный склон. Угол наклона континентального склона был выбран равным среднему углу склона в северо-восточной части моря Лаптевых (0,003). Основание континентального склона задавалось на глубине 500 м. В проведенных численных экспериментах мелководная банка помещалась в центре расчетной области на широте 80° с. ш. Линейный размер области вдоль меридиана составлял 240 км, а шаг сетки — 2 км. Остальные входные параметры, граничные условия на боковых границах и дне океана, а также начальные профили термохалинных характеристик задавались теми же, что и в численных экспериментах, описанных в § 4.1. Поток соли на поверхности океана, описывающий меняющуюся интенсивность ледообразования, задавался в диапазоне $(2 \pm 1) \cdot 10^{-5} \frac{\text{кг}}{\text{м}^2 \cdot \text{с}}$. Обоснованность задания указанных границ величины потока соли следует из результатов оценки этого параметра по данным натуральных наблюдений, представленных в § 4.1, а также из средней межгодовой изменчивости величины потока соли, получаемой в панарктических моделях (например, [Hasumi, 2006]). Следует подчеркнуть, что в случае реализации сценария безледного СЛО в летний сезон*), возрастание интенсивности ледообразования (и соответственно потока соли в водную толщу) возрастет пропорционально увеличению свободной ото льда поверхности. Таким образом, с учетом наблюдаемого возрастания площади открытой воды

*) IPCC Report: www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.htm

летом [Иванов и др., 2013], задание 50-процентной изменчивости площади открытой воды на шельфе зимой в качестве физически реалистичной оценки представляется достаточно адекватным.

Продолжительность численных экспериментов составляла 50 суток. Также как и в экспериментах для стратифицированного океана, рассмотренных в § 4.1, в течение 25–30 суток рост солёности над банкой прекращался вследствие установления баланса между поступлением соли через поверхность океана и ее выносом вследствие каскадинга. Равновесная солёность над банкой увеличивалась с ростом потока соли через поверхность. Глубина проникновения шельфовых вод также заметно менялась с изменением вынуждающей силы. При величине потока соли на поверхности $1 \cdot 10^{-5}$ (г/м²)/с уплотнённая вода не достигает ядра атлантической воды, а при максимальном заданном форсинге $3 \cdot 10^{-5}$ (г/м²)/с развитый каскадинг прослеживается вдоль всего склона до его основания на глубине 500 м в форме тонкого клина охлажденной воды. Одновременно с опусканием более холодной шельфовой воды происходит компенсационный подъем более теплой воды с глубины. В процессе стекания опускающаяся вода теряет избыток соли вследствие перемешивания со стратифицированной окружающей водой. В итоге к моменту достижения глубины температурного максимума в атлантическом слое солёность опускающейся воды оказывается меньше, чем солёность окружающей воды. Как показали эксперименты, описанные в данном параграфе, увеличение внешнего форсинга в физически реалистичных границах принципиально не меняет этот результат.

Для оценки интегрального эффекта, оказываемого каскадингом–апвеллингом на водные массы сопредельного к шельфу глубоководного бассейна, вычислялись горизонтальные потоки тепла и соли в направлении градиента донной топографии. Величины потоков нормировались на единичную площадь поперечного сечения. Результаты расчета потоков соли и тепла для трех экспериментов с различным потоком соли на поверхности океана представлены на рис. 2.1.7. Значительное возрастание интенсивности переноса между шельфом и бассейном при увеличении вынуждающей силы (потока соли на поверхности океана) подтверждают сформулированную в начале данного параграфа гипотезу. По данным численных экспериментов средний коэффициент пропорциональности между изменениями вынуждающей силы и результирующего потока массы поперек склона составляет $1,0 \pm 0,15$. Эта зависимость существенно зависит от глубины и термохалинной стратификации: поток тепла всегда является отрицательным (с шельфа выносятся более холодная вода), а поток соли меняет знак с положительного на отрицательный при достижении стекающей с шельфа водой более солёного атлантического слоя. Более сильный отклик водообмена на увеличение вынуждающей силы по сравнению с предсказанным в упрощённой аналитической модели объясняется компенсационным апвеллингом вдоль склона, не учитываемым в аналитической модели.

С целью оценки того, насколько полученные в идеализированных моделях результаты применимы для более реалистичных условий, были выполнены численные эксперименты на модели НЕМО (www.nemo-ocean.eu/) в региональной постановке для моря Лаптевых. Методической основой выбранно-

го подхода стал сравнительный анализ расчетного водообмена между шельфом и склоном в типичных для второй половины XX века ледовых условиях и аномально легких ледовых условиях, наблюдавшихся летом 2007 г. [Ivanov et al., 2015]. В результате анализа результатов моделирования были количественно подтверждены выводы описанных выше идеализированных

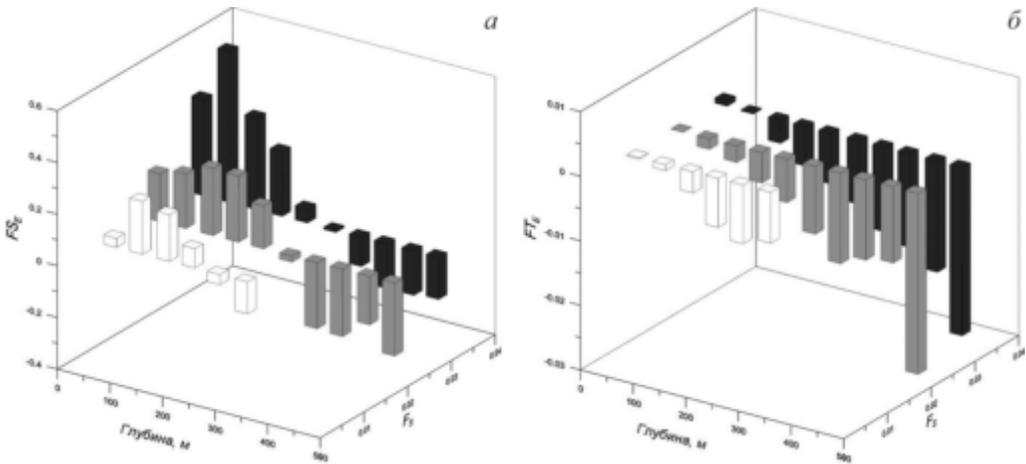


Рис. 2.1.7. Вызванные каскадингом потоки соли FS_E ($\text{г/м}^2/\text{с}$) (а) и тепла FT_E (МВт/м^2) (б) при постоянном вертикальном потоке соли на поверхности океана F_S : $0,01$ ($\text{г/м}^2/\text{с}$) (белые столбики), $0,02$ ($\text{г/м}^2/\text{с}$) (серые столбики), $0,03$ ($\text{г/м}^2/\text{с}$) (черные столбики)

моделей. В частности, было установлено, что в случае более легких ледовых условий, наблюдавшихся в море Лаптевых в 2006–2007 гг., интенсивность процессов водообмена возрастает в 1,2–1,5 раза по сравнению со средними ледовыми условиями, наблюдавшимися в море Лаптевых в 1980-е гг.

Основным результатом описанных численных экспериментов является установление факта, что возрастание сезонности арктического ледяного покрова способствует усилению водообмена между арктическими шельфами и глубоководным бассейном. Физическим механизмом, обеспечивающим усиление водообмена, выступает каскадинг уплотненных шельфовых вод, сопровождающийся компенсационным апвеллингом глубинных вод. Причиной интенсификации каскадинга является увеличение горизонтального градиента плотности между шельфом и глубоководной зоной. В свою очередь возрастание плотностного градиента вызвано расширением свободной ото льда площади, приводящим к более интенсивному ледообразованию и осолонению подледного слоя.

Принимая во внимание, что в описанных модельных экспериментах не учитываются происходящие изменения термохалинной структуры вод верхнего и промежуточного слоев, возникает вопрос, насколько полученные результаты применимы для будущих термохалинных условий в сезонно-безледном океане? Рассмотрим этот вопрос более подробно с учетом выводов, сделанных в предыдущих разделах. Интенсивное таяние льда в летний сезон при-

водит к формированию верхнего распресненного слоя, замедляющего развитие зимней конвекции. В случае отсутствия течений и ветрового дрейфа льда количество соли, выпадающее в воду при ледообразовании, полностью компенсируется образующейся при таянии пресной водой. Положительный баланс соли в заданном районе возможен, только если лед выносится из зоны образования, что является необходимым условием для создания благоприятных для каскадинга условий. В масштабе СЛО генеральное направление переноса льда связано с системой поверхностных течений Трансдрифт [Никифоров и Шпайхер, 1980]. Для морей восточной Арктики, включая море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря, движение льда в среднем является выносным, т. е. лед, формирующийся в этих морях в зимний сезон, частично выносится в Арктический бассейн [Захаров, 1996]. В результате недавних пан-Арктических съемок с помощью массива дрейфующих буев была выявлена сильная пространственная неоднородность в распределении поверхностной солености в конце зимы 2008 г. [McPhee et al., 2009]. Отрицательная аномалия поверхностной солености смещена в Канадскую котловину, а атлантический сектор СЛО характеризуется повышенной по сравнению с климатической нормой, соленостью [EWG, 1997, 1998]. Принимая во внимание, что данные 2008 г. характеризуют пространственную структуру верхнего слоя СЛО в условиях повышенной сезонности, можно заключить, что направление горизонтального переноса вод в верхнем слое и дрейф льда в изменившихся условиях благоприятствуют положительным изменениям солености на арктических шельфах. Это означает, что вывод об усилении водообмена между шельфом и глубоководным бассейном не противоречит наблюдаемым изменениям термохалинной структуры и может рассматриваться как обоснованная рабочая гипотеза для дальнейшего изучения.

Выводы. В данном разделе обобщены и проанализированы изменения термохалинной структуры вод СЛО в сравнении с «климатическими» условиями второй половины XX века. Показано, что летний нагрев и распреснение верхнего слоя океана непосредственно связано с сезонным отступлением ледяного покрова к северу. Ключевую роль при этом играет так называемый альбедный эффект, обусловленный значительным отличием отражательной способности открытой воды от отражательной способности льда и снега. Перенос тепла и пресной воды под действием противоположно направленных вертикальных движений и горизонтальной адвекции воды и льда приводит к неоднородному характеру распределения температуры и солености к началу холодного сезона с аномально высоким распреснением в Канадской Арктике и умеренным осолонением в Атлантическом секторе. Постепенное повышение температуры промежуточной водной массы атлантического происхождения в СЛО привело к установлению качественно нового режима промежуточных вод, характеризующегося их близостью к поверхности океана и повышенной по сравнению с климатической нормой 1950–90 гг. температурой. Совместный эффект произошедших в верхнем слое и в АВ изменений способствует усилению теплового влияния океана на ледяной покров. Представленные результаты об изменении условий формирования уплотненных вод в глубоком океане и на мелководных шельфах указывают на то, что в условиях продолжающегося снижения ледовитости СЛО есть основания ожидать смещения основного рай-

она образования плотной воды в северном полушарии из Северо-Европейского бассейна в Арктический бассейн. В планетарном масштабе более плотная вода, формирующаяся в высоких широтах, обеспечивает стабильность глобальной термохалинной циркуляции [Лаппо, 1984]. Возрастание роли Арктического бассейна как источника более плотной воды для Мирового океана способно уменьшить отрицательный эффект блокирования меридионального переноса тепла вследствие таяния льдов и связанного с этим распреснения верхнего слоя океана в высоких широтах [Stocker and Wright, 1991].

Беспрецедентное сокращение площади летнего ледяного покрова в СЛО безусловно инициировало изменение состояния термохалинной структуры верхнего слоя океана. Однако по мере развития изменений в океане они сами становятся способны оказывать обратное воздействие на вызвавшие их процессы в атмосфере и ледяном покрове.

Список использованной литературы

1. *Алексеев Г. В., Корблев А. А.* Океанографические условия развития глубокой конвекции // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. — СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 79–93.
2. *Алексеев Г. В., Булатов Л. В., Захаров В. Ф., Иванов В. В.* К изменению теплового состояния атлантических вод в Арктическом бассейне за последние 100 лет // Проблемы Арктики и Антарктики. 1999. Вып. 71. С. 70–71.
3. *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.
4. *Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М., Кузьмина С. И., Иванов Н. Е.* Изменение площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия АН, ФАО. 2009. Т. 45, № 6. С. 723–735.
5. *Алексеев Г. В., Иванов В. В., Корблев А. А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
6. *Головин П. Н., Иванов В. В.* Влияние плотностной стратификации на тепловой баланс разводий и таяние многолетних льдов в центральной Арктике // Метеорология и Гидрология. 2015. № 1, С. 67–85.
7. *Захаров В. Ф.* Морской лед в климатической системе. — СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
8. *Зубов Н. Н.* Льды Арктики. — Л.: Изд. Главсевморпути, 1947. 500 с.
9. *Иванов В. В.* Атлантические воды в западной Арктике // Комплексные океанографические исследования в Северном Ледовитом океане. Сб. научн. трудов под ред. А. П. Лисицына. М. Е. Виноградова и Е. А. Романкевича. — М.: Научный мир, 2002. С. 76–91.
10. *Иванов В. В., Алексеев В. А., Алексеева Т. А., Колдунов Н. В., Репина И. А., Смирнов А. В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
11. *Лаппо С. С.* К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исслед. процессов взаимодействия океана и атмосферы. 1984. С. 125–129.
12. *Никифоров Е. Г., Шнайхер А. О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
13. *Alekseev G. V., Johannessen O. M., Korablev A. A., Ivanov V. V., Kovalevskii D.* Interannual variability of water mass in the Greenland Sea and the adjacent areas // J. Polar Research. 2001. V. 20. № 2. P. 201–208.
14. *Curry J. A., Schramm J. L., Ebert E. E.* Sea ice-albedo climate feedback mechanism // Journal of Climate. 1995. V. 8. № 2. P. 240–247.

15. *Dmitrenko I.A. et al.* Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. V. 120. № 7. P. 5158–5178. DOI: 10.1002/2015JC010804.

16. Environmental Working Group (EWG): Joint U.S.–Russian Atlas of the Arctic Ocean (CD-ROM) National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA. 1997, 1998. WWW-page, http://www.aari.nw.ru/index_en.html

17. *Hasumi H.* CCSR Ocean Component Model (COCO) version 4.0. Rep. 25. Cent. for Clim // Syst. Res. Univ. of Tokyo. Chiba. Japan. 2006.

18. *Helland-Hansen B., Nansen F.* The Norwegian Sea: its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900–1904. Det Mallingske Bogtrykkeri, 1909.

19. *Hirano D. et al.* A wind-driven, hybrid latent and sensible heat coastal polynya off Barrow, Alaska // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. № 1. P. 980–997. DOI: 10.1002/2015JC011318.

20. *Holliday N.P. et al.* Reversal of the 1960s to 1990s freshening trend in the northeast North Atlantic and Nordic Seas // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 3. DOI: 10.1029/2007GL032675.

21. IPCC 2014. Climate Change 2014 – Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II 2366 and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2367 Geneva: IPCC.

22. *Ivanov V. et al.* Shelf-basin exchange in the Laptev Sea in the warming climate: a model study // *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2015. V. 109. № 3. P. 254–280. DOI: 10.1080/03091929.2015.1025776.

23. *Ivanov V. V., Shapiro G. I.* Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // *Deep Sea Research*. 2005. Part I. V. 52. P. 1699–1717.

24. *Jackson J. M. et al.* Identification, characterization, and change of the near-surface temperature maximum in the Canada Basin, 1993–2008 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010. V. 115. № C5. DOI: 10.1029/2009JC005265.

25. *Jackson J. M., Williams W. J., Carmack E. C.* Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. № 3. DOI: 10.1029/2011GL050219.

26. *Khon V. C. et al.* Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. № 8. P. 2956–2961. DOI: 10.1002/2014GL059847.

27. *Markus T., Stroeve J. C., Miller J.* Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. V. 114. № C12. DOI: 10.1029/2009JC005436.

28. *Mauritzen C.* Oceanography: Arctic freshwater // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5. № 3. P. 162–164.

29. *McPhee M. G. et al.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2009. T. 36. № 10. DOI: 10.1029/2009GL037525.

30. *Morison J. et al.* Changing arctic ocean freshwater pathways // *Nature*. 2012. V. 481. № 7379. P. 66–70. DOI: 10.1038/nature10705.

31. *Overland J. E., Wang M., Salo S.* The recent Arctic warm period // *Tellus*. 2008. V. 60A. P. 589–597.

32. *Perovich D. K. et al.* Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007 // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 11. DOI: 10.1029/2008GL034007.

33. *Pnyushkov A. V., Polyakov I. V.* Observations of Tidally Induced Currents over the Continental Slope of the Laptev Sea, Arctic Ocean // *Journ. Phys. Oceanogr.* 2011. V. 42. P. 78–94.

34. *Polyakov I. V. et al.* Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 23. P. 4485–4497.

35. *Polyakov I. V. et al.* Fate of early 2000s Arctic warm water pulse // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011. V. 92. № 5. P. 561–566. DOI: 10.1175/2010BAMS2921.1.

36. *Polyakov I. V., Pnyushkov A. V., Timokhov L. A.* Warming of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean in the 2000s // *Journal of Climate*. 2012. V. 25. № 23. P. 8362–8370.

37. *Proshutinsky A. Y., Johnson M. A.* Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 12493–12514.
38. *Proshutinsky A., Bourke R. H., McLaughlin F. A.* The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. № 23. DOI: 10.1029/2002GL015847.
39. *Proshutinsky A. et al.* Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. V. 114. №. C1. DOI: 10.1029/2008JC005104.
40. *Quadfasel D.* Warming in the Arctic // *Science*. 1991. V. 350. P. 385.
41. *Richter-Menge J. A., Perovich D. K., Scott Pegau W.* Summer ice dynamics during SHEBA and its effect on the ocean heat content // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. № 1. P. 201–206.
42. *Ronski S., Budéus G.* Time series of winter convection in the Greenland Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005. V. 110. № C4. DOI: 10.1029/2004JC002318.
43. *Rudels B., Meyer R., Farhbach E., Ioanov V., Osterhus S., Quadfasel D., Schauer U., Tveberg V., Woodgate R.A.* Water mass distribution in Fram Strait and over Yermak Plateau in summer 1997 // *Annales Geophysicae*. 2000. V. 18. P. 687–705.
44. *Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E.* Variation of Measured Heat Flow Through the Fram Strait Between 1997 and 2006 // In: *Dickson R.R., Meincke, J., Rhines, P.* (Eds.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. 2008. P. 65–85.
45. *Schlosser P., Bonisch G., Rhein M., Bayer R.* Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: Evidence from tracer data // *Science*. 1991. V. 251. P. 1054–1056.
46. *Shapiro G. I., Hill A. E.* Dynamics of dense water cascade at the shelf edge // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 2381–2394.
47. *Steele M., Ermold W., Zhang J.* Arctic Ocean surface warming trends over the past 100 years // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 2. DOI: 10.1029/2007GL031651.
48. *Stocker T. F., Wright D. G.* Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes // *Nature*. 1991. V. 351. P. 729–732.
49. *Stroeve J. C., Serreze M. C., Holland M. M., Kay J. E., Malanik J., Barrett A. P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climatic Change*. 2012. DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1
50. *Stroeve J. C. et al.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. № 4. P. 1216–1225. DOI: 10.1002/2013GL058951.
51. *Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J. E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *GRL*. 2009. V. 36. № 5. DOI: 10.1029/2008GL036706.
52. *Wu B. Y., Wang J., Walsh J. E.* Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // *J. Clim.* 2006. V. 19 (2). P. 210–225. DOI: 10.1175/JCLI3619.1.

2.2. Роль колебаний площади арктического ледового покрова в формировании температурных аномалий в Арктике

В. А. Семенов, М. Латиф

Результаты анализа изменчивости приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в высоких широтах Северного полушария, полученные в гл. 1, указывают на существование значительной отрицательной аномалии ледового покрова в Арктике в середине XX века, соответствующей долгопериодной положительной аномалии ПТВ в зимний период. Связь между вариациями ПТВ в Арктике и аномалиями ледового покрова на временных масштабах от межгодового до декадного была выявлена как по данным инструментальных наблюдений за последние 50 лет [Алексеев и др., 2005; Bengtsson et al., 2004], так и по результатам продолжительных численных экспериментов с климатическими моделями [Bengtsson et al., 2004; Семенов, 2008]. Начиная с конца 1960-х гг. отмечается значительное сокращение площади ледового покрова в Арктике, ускорившееся в последние годы [Johannessen et al., 1999; Serreze et al., 2007; Comiso et al., 2008], которое, согласно некоторым оценкам, может привести к полному отсутствию льда в сентябре уже через 30 лет [Wang and Overland, 2009]. Происходящие изменения, как правило, всецело связываются с антропогенным воздействием на климат, поскольку климатические модели воспроизводят таяние льда, хотя в целом и с несколько меньшими темпами [Катцов и др., 2007; Stroeve et al., 2007; Алексеев и др., 2009]. Недооценку наблюдаемых трендов моделями объясняют как недостаточной чувствительностью моделей к антропогенному воздействию [Stroeve et al., 2007], так и воздействием флуктуаций и долгопериодных трендов атмосферной циркуляции [Wu et al., 2006; Wang et al., 2009; Deser and Teng, 2007; Overland and Wang, 2010]. В то же время потепление середины XX века в Арктике в зимний период было превышено современным потеплением лишь в последнее десятилетие, а темпы потепления в 1920–30-е гг. не уступают современным [Polyakov et al., 2002; Semenov and Bengtsson, 2003; Семенов, 2007]. Сопровождалось ли потепление в начале XX века значительным уменьшением площади ледового покрова в Арктике? На этот вопрос нет однозначного ответа. Проблема заключается в отсутствии систематических наблюдений до 1930-х годов, неполных визуальных наблюдениях до середины 1950-х годов, различных методиках самолетных и спутниковых наблюдений до конца 1970-х гг., когда в 1978 г. начались спутниковые наблюдения с помощью микроволнового радиометра [Cavalieri et al., 1997; Johannessen et al., 1999]. Обзор и сравнение данных по арктическому ледовому покрову приводятся в работах [Mahoney et al., 2008; Алексеев и др., 2009].

Следует отметить два основных источника данных по арктическому ледовому покрову. Это данные, собранные и проанализированные в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ, Санкт-Петербург) [Захаров, 1996; Алексеев и др., 2009] и данные Национального центра данных по льду и снежному покрову (NSIDC, США) [Walsh, 1978; Walsh and Johnson, 1978; Walsh and Chapman, 2001]. Эти данные лежат в основе анализа, использованного для составления сеточного архива данных по границам морского льда (ГМЛ) и температуре поверхности океана (ТПО)

HadISST1.1 (Центр Гадлея, Великобритания). Также отдельно нужно отметить независимые региональные норвежские данные по распространению ледового покрова в Гренландском, Исландском, Норвежском, Баренцевом и западной части Карского моря [Vinje, 2001]. Интересно, что использование различных данных приводит к принципиально различным оценкам долгопериодных трендов ледового покрова в период до 1960-х гг. Это отмечено в отчете Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК–IPCC) [Lemke et al., 2007]. Тренды площади ледового покрова в сентябре по данным ААНИИ и HadISST1.1 за период 1960–2000 гг. хорошо согласуются. В то же время данные ААНИИ свидетельствуют о значительном сокращении ледового покрова в середине 1920-х–1930-х гг., за которым последовал рост до 1960-х гг. Такие аномалии (так же, как и увеличение площади ледового покрова в 1910-х-до середины 1920-х гг.) отсутствуют в данных HadISST1.1. Долгопериодное колебание распространения ледового покрова (по данным для летнего периода) хорошо прослеживается в данных для отдельных морей восточной Арктики [Polyakov et al., 2003; Алексеев и др., 2009]. Хотя данные ААНИИ представляют восточную (российскую) часть Арктики (от Баренцева до Чукотского моря), весьма странно, что такие значительные аномалии ГМЛ не нашли отражения в данных по Арктике в целом.

Норвежские данные [Vinje, 2001] демонстрируют практически линейный отрицательный тренд на протяжении всего периода наблюдений. В отчете МГЭИК делается вывод, что данные явно указывают на значительное таяние льда в последние десятилетия, в то время как в период до 1960-х гг. данные региональные тренды часто бывали противоположными, в частности, уменьшение площади ледового покрова в восточной Арктике могло компенсироваться увеличением в атлантическом секторе Арктики [Vinje, 2001], что в целом привело к незначительным аномалиям (в сравнении в современными трендами), как в летний, так и в зимний сезоны. Таким образом, именно анализ данных HadISST1.1 считается наиболее достоверной оценкой изменения площади ледового покрова в Арктике в XX веке. В этих данных долгопериодная эволюция площади ледового покрова в XX веке представлена относительно малыми изменениями до 1960-х гг. с последующим сильным отрицательным трендом.

Сравнение данных по ГМЛ HadISST1.1 с температурой над сушей в высоких широтах СП (севернее 60° с. ш.) показывает (рис. 2.2.1), что, начиная с 1960-х гг., аномалии ПТВ и площади ледового покрова в зимний период антикоррелированы. В предшествующий же период резкий рост температуры в 1920-х и 1930-х гг. не сопровождается аномалиями ледового покрова согласно данным HadISST1.1. Существует два возможных объяснения таким расхождениям в данных по температуре и ледовому покрову в различные периоды. Либо изменения температуры в зимний период не связаны с аномалиями ледового покрова, а определяются аномалиями атмосферной циркуляции и/или температуры поверхности океана. Либо данные HadISST1.1 в период до 1960-х гг. недостоверно описывают изменения ГМЛ в зимний период. При этом, разумеется, предполагается, что температурные данные наблюдений на метеорологических станциях, использующиеся в сеточном архиве CRUT3 [Brohan et al., 2006], являются достоверными. Для ответа на эти вопросы можно использовать численные эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с предписанными граничными условиями на нижней границе

атмосферы (ТПО и ГМЛ), используя данные HadISST1.1. Сравнение изменений температуры по данным экспериментов и инструментальных наблюдений позволяет оценить влияние граничных условий на изменения температуры, а также вклад случайных флуктуаций атмосферной циркуляции (используя

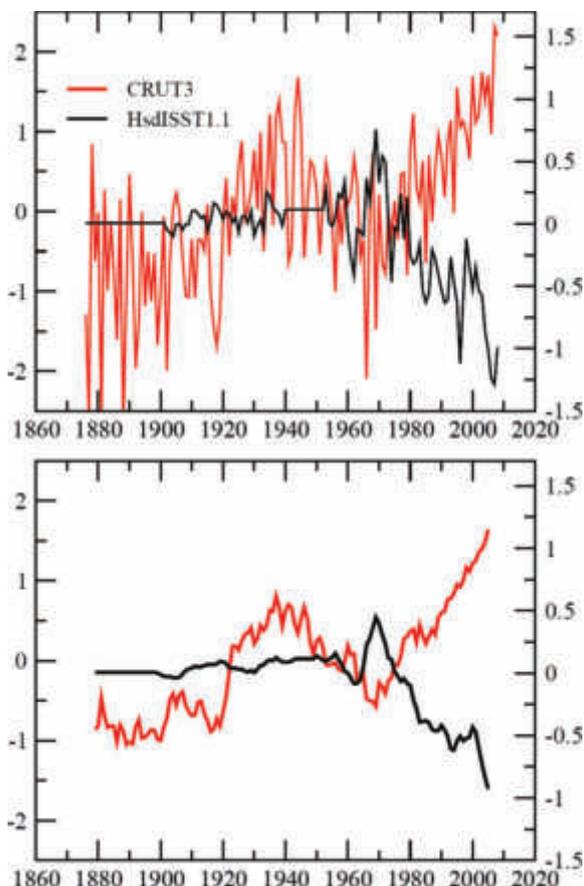


Рис. 2.2.1. Аномалии приповерхностной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) над сушей в Арктике (60° – 90° с. ш.) в зимний период (ноябрь–апрель) по данным CRUT3 (шкала слева, черные кривые) и аномалии площади ледового покрова (млн км^2) в Северном полушарии по данным HadISST1.1 (красные кривые, шкала справа). На верхнем рисунке показаны среднегодовые значения, на нижнем — скользящие 7-летние средние

результаты ансамблевых расчетов, с одинаковыми граничными, но различными начальными условиями). Такие эксперименты были проведены с использованием МОЦА ЕСНАМ5 [Roesckner et al., 2003].

Описание модели и проведенных экспериментов. Численные эксперименты проводились с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ЕСНАМ5, разработанной в Метеорологическом институте им. Макса Планка (Германия) (Roesckner et al., 2003). Данная модель является последней версией

климатической МОЦА, основанной на спектральной модели прогноза погоды Европейского среднесрочного центра прогноза погоды (ECMWF). Используемая для экспериментов модель имеет спектральное горизонтальное разрешение Т31 (примерно $3,85^\circ \times 3,85^\circ$ по широте и долготе) и 19 вертикальных уровней. Граничными условиями модели являются температура поверхности океана и границы морского льда (данные HadISST1.1). Концентрации парниковых газов в модели постоянны для всех экспериментов и примерно соответствуют современным значениям (концентрация CO₂ 348 ppm, метана 1,64 ppm).

С целью исследования влияния граничных условий на изменения температуры в Арктике были выполнены 6 ансамблевых численных экспериментов с МОЦА ЕСНАМ5 по моделированию климата XX века с использованием ТПО и ГМЛ по данным HadISST1.1 за период 1900–1998 гг. Во всех 6 экспериментах использовались идентичные граничные условия и различные начальные условия.

Для оценки вклада изменений ТПО и ГМЛ в изменения ПТВ в Арктике с 1966 г. по 1998 г. (период достоверных данных по ГМЛ) также были выполнены ансамблевые эксперименты (по 4 эксперимента в каждом ансамбле) с «замороженным» полем ТПО (для всего периода 1966–1998 гг. использовался повторяющийся годовой ход 1966 г.) при изменениях ГМЛ согласно данным HadISST1.1, и наоборот: с «замороженным» полем ГМЛ (на уровне 1966 г., когда согласно данным HadISST1.1 наблюдался максимум площади ледового покрова в Арктике в зимний период, см. рис. 2.2.1) при меняющейся (согласно данным HadISST1.1) ТПО.

Также был выполнен один эксперимент с новыми данными по концентрации ледового покрова в зимний период (ноябрь–апрель), составленными с использованием температурных данных ААНИИ [Алексеев, Священников 1991; Kuzmina et al., 2008], включающих в себя данные над ледовым покровом в Арктике в зимний период. При этом использовалось предположение о том, что аномалии ПТВ над модельной ячейкой, содержащей лед, и аномалии концентрации ледового покрова 100% коррелированы (при 5-летнем скользящем осреднении) в зимний период. Таким образом, для периода неполных данных по ГМЛ до 1960 г. новые данные по концентрации ледового покрова полностью повторяют аномалии температуры воздуха (с масштабированием в соответствии с отношением стандартных отклонений временных рядов для концентрации льда и температуры). Для периода 1960–1998 гг. использовались оригинальные данные HadISST1.1. Для этого периода после вычитания линейного тренда и выполнения 5-летнего скользящего осреднения были вычислены (на модельной сетке) стандартные отклонения ПТВ $STDDEV_{1960-98}(T)$ и концентраций ледового покрова $STDDEV_{1960-98}(Ice)$, а также соответствующие средние значения $MEAN_{1960-98}(T)$ и $MEAN_{1960-98}(Ice)$. Далее, для каждого зимнего месяца (ноябрь–апрель) t_i в период 1900–1959 гг. концентрации ледового покрова $Ice(t_i)$, в %, для модельных ячеек, где $STDDEV_{1960-98}(Ice)$ превышало 5%, вычислялись по формуле

$$Ice(t_i) = \frac{STDDEV_{196-98}(Ice)}{STDDEV_{1960-98}(T)} (T(t_i) - MEAN_{1960-98}(T)) + MEAN_{196-98}(Ice), \quad (2.2.1)$$

где $T(t_i)$ — среднемесячные аномалии температуры по данным ААНИИ.

Результаты можно увидеть на рис. 2.2.2, где представлены значения площади арктического ледового покрова по данным HadISST1.1 и по новым данным, полученным по формуле (2.2.1). Естественно, что аномалии площади

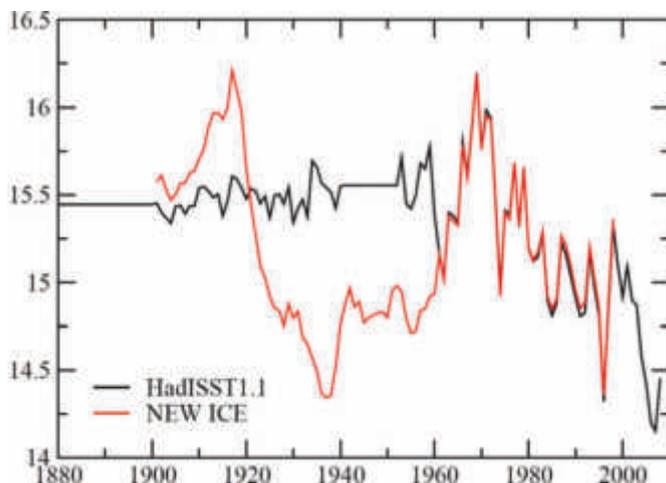


Рис. 2.2.2. Площадь ледового покрова (млн км²) в Северном полушарии в зимний период по данным HadISST1.1 (черная кривая) и по данным, реконструированным для периода 1900–1959 гг. с использованием приповерхностной температуры воздуха над арктическими морями (данные ААНИИ) в зимний период (ноябрь–апрель)

ледового покрова за период 1900–1959 гг. повторяют аномалии ПТВ с обратным знаком. Видно, что долгопериодный минимум площади ледового покрова в 1930-х–1950-х гг. по новым данным примерно соответствует значениям 1980-х–1990-х гг. Разумеется, представленная реконструкция не может являться доказательством существования отрицательной аномалии площади ледового покрова в Арктике в середине XX века. Но использование новых граничных условий в экспериментах с МОЦА позволяет исследовать эффект таких предполагаемых аномалий ледового покрова на аномалии ПТВ в Арктике.

Результаты. Эксперименты с МОЦА с использованием предписанных согласно данным наблюдений ТПО и границ морского льда в XX веке показали, что изменение граничных условий практически полностью объясняет климатические изменения над континентами в целом. Изменение глобального поля ТПО объясняет не только средние изменения температуры воздуха над сушей, но и региональные особенности гидрологического цикла [Арпе и др., 1999; Arpe et al., 2000]. Некоторые (относительно небольшие в сравнении с влиянием граничных условий на поверхности океана) расхождения в результатах таких модельных экспериментов и данных наблюдений могут объясняться прямым радиационным воздействием различной природы (парниковые газы, аэрозоли, вариации солнечной постоянной) над сушей [Folland et al., 1998; Sexton et al., 2001, 2003; Compo and Sardeshmukh, 2009; Hoerling et al., 2008; Dommenges, 2009].

Проведенные эксперименты с МОЦА ЕСНАМ5 также хорошо воспроизвели долгопериодные изменения среднегодовой ПТВ в среднем над сушей Северного полушария (рис. 2.2.3). Некоторая недооценка моделью температурного тренда в последние 30 лет XX века, как указывалось выше, может быть связана с ускорившимся увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере (см., например, [Folland et al., 1998]), которая не изменялась в модельных экспериментах.

Сравнение модельных результатов с наблюдениями над сушей высоких широт СП (севернее 60° с. ш.) (рис. 2.2.4) в зимний период показывает, что модель не воспроизводит сильное потепление в 1920-х–1940-х гг., в то время как современное потепление с 1970-х гг. воспроизводится очень хорошо. До

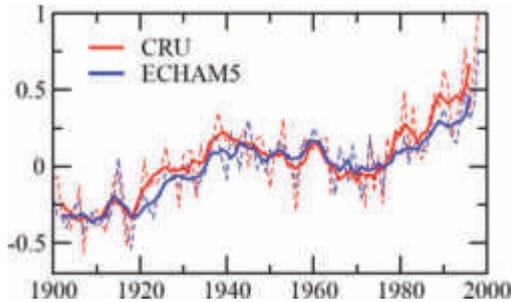


Рис. 2.2.3. Аномалии приповерхностной температуры воздуха ($^\circ\text{C}$) над сушей Северного полушария по данным наблюдений CRUT3 (красные кривые) и результатам экспериментов с моделью ЕСНАМ5 (синие кривые). Прерывистые кривые — среднегодовые значения. Сплошные кривые — 5-летние скользящие средние

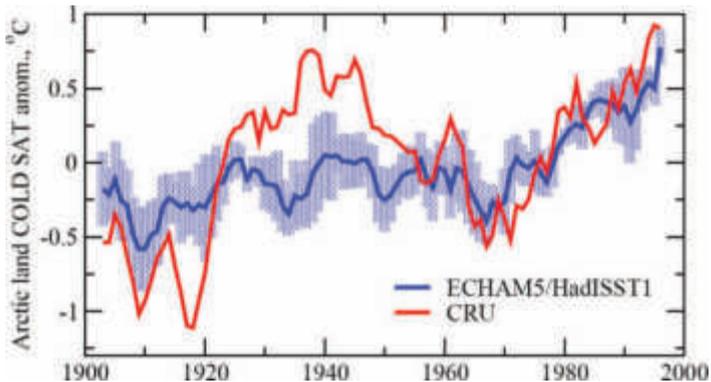


Рис. 2.2.4. 5-летние скользящие средние аномалий приповерхностной температуры воздуха ($^\circ\text{C}$) над сушей в Арктике (60° – 90° с. ш.) в зимний период (ноябрь–апрель) по данным наблюдений CRUT3 (красная кривая) и результатам экспериментов с моделью ЕСНАМ5, среднее по ансамблю экспериментов (синяя сплошная кривая). Модельным данным были присвоен статус «нет данных» в тех же узлах сетки, где отсутствовали данные наблюдений. Синяя штриховка показывает диапазон $\pm\sigma$, где σ — среднеквадратичное отклонение в ансамбле индивидуальных экспериментов

1970-х гг. модель воспроизводит лишь декадные изменения ПТВ с амплитудой менее $0,5^{\circ}\text{C}$ без долгопериодных трендов, в то время как по данным наблюдений ПТВ выросла в начале XX века более чем на $1,5^{\circ}\text{C}$. Наличие 6 экспериментов с одинаковыми граничными условиями и различающихся лишь начальными условиями позволяет оценить вклад стохастической атмосферной динамики в температурные аномалии. На рис. 2.2.4 видно, что долгопериодная положительная аномалия ПТВ в середине XX века не может быть объяснена внутренней изменчивостью атмосферной циркуляции и может быть связана с отсутствием соответствующей аномалии площади ледового покрова в этот период.

Эксперименты с «замороженными» (климатология 1966 г.) данными по ТПО и границам морских льдов для периода 1966–1998 гг. (период достоверных данных по арктическому ледовому покрову) позволяют оценить вклад

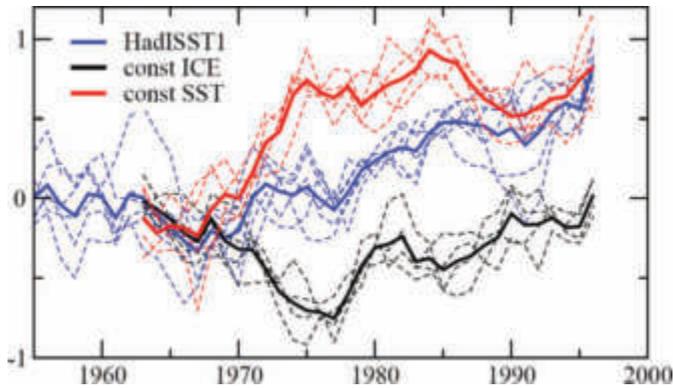


Рис. 2.2.5. 5-летние скользящие средние аномалий приповерхностной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Арктике (60° – 90° с. ш.) по данным экспериментов с моделью ECHAM5 с использованием данных HadISST1.1 (синие кривые), с неизменяющимися среднемесячными данными по ТПО с 1966 г. (с этого года до 1998 г. использовались среднемесячные данные по ТПО для 1966 г., красные кривые) и с неизменяющимися среднемесячными данными по концентрации льда с 1966 г. (с этого года до 1998 г. использовались среднемесячные данные по концентрации льда для 1966 г., черные кривые). Жирные кривые — средние по ансамблю экспериментов. Тонкие прерывистые кривые — данные соответствующих индивидуальных экспериментов

изменений ТПО и ледового покрова в ускорившееся арктическое потепление в последние десятилетия XX века. На рис. 2.2.5 показаны аномалии ПТВ для суши севернее 60° с. ш. в зимний период (ноябрь–апрель) при 5-летнем скользящем осреднении для экспериментов с «замороженным» годовым ходом ТПО (среднее по ансамблю из 4 экспериментов и данные отдельных экспериментов), а также экспериментов с изменяющимися данными по ТПО и границам морского льда (HadISST1.1). Без изменения (уменьшения) площади ледового покрова модель не воспроизводит потепления с середины 1960-х гг. до конца XX века в высоких широтах СП. При фиксированных концентрациях ледового покрова (т.е. при воздействии только изменений поля ТПО) модель воспроизводит значительное похолодание с начала 1960-х гг. до второй поло-

вины 1970-х гг. с последующим относительно медленным потеплением до конца XX века до уровня, не превышающего аномалии середины 1960-х гг. При фиксированных же значениях поля ТПО (т. е. при воздействии только изменений границ ледового покрова) модель воспроизводит такой же температурный тренд для периода 1966–1998 гг., как и в ансамблевых экспериментах с изменениями как ТПО, так и границ морского льда, но с различными декадными изменениями. Сильное потепление в модели в первой половине 1970-х гг., очевидно, связано с резким уменьшением площади ледового покрова в это время (рис. 2.2.1). При этом атмосферная динамика не вносит значительного вклада в долгопериодные (от десятилетия и выше) изменения температуры.

Распространенной гипотезой, объясняющей сильное потепление в Арктике в зимний период в последние десятилетия XX века, является воздействие Североатлантического колебания (САК) [Walker, 1924; van Loon and Rogers, 1978], индекс которого также характеризовался сильным положительным трендом в 1965–1994 гг. [Moritz et al., 2002]. Беспрецедентный положительный тренд САК в конце XX века связывался с внешними факторами, в том числе с характерной структурой изменений ТПО в Северной Атлантике [Rodwell et al., 1999; Czaja and Frankignoul, 1999; Mehta et al., 2000; Latif et al., 2000], потеплением в тропической части Тихого и Индийского океана [Hoerling et al., 2001; Bader and Latif, 2003; Hoerling et al., 2004], а также прямым радиационным воздействием вследствие увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере [Shindell et al., 1999]. Однако, как показал дальнейший анализ, полученные модельные результаты объясняют либо незначительную часть наблюдаемого тренда САК, либо не могут однозначно свидетельствовать в пользу именно воздействия САК на поле ТПО, а не наоборот, а также не подтверждаются экспериментами с другими моделями [Bretherton and Battisti, 2000; Schneider et al., 2003; Kuzmina et al., 2005; Stephenson et al., 2006; Semenov et al., 2008]. Кроме этого, с середины 1990-х гг. проявляется тенденция уменьшения индекса САК, продолжающаяся и в настоящее время, что не соответствует предложенным ранее гипотезам о связи с трендами ТПО или парниковых газов.

Анализ, представленный в §1.1, показал, что сильный положительный тренд САК действительно внес определяющий вклад в арктическое потепление в 1970-х, 1980-х гг., однако позднее (как и ранее) этот вклад был незначительным. САК может оказывать влияние на аномалии ПТВ в высоких широтах СП как непосредственно путем переноса тепла в атмосфере, так и непрямого воздействия через влияние на океанический перенос тепла и распространение ледового покрова [Dickson et al., 2000]. Поэтому важным является анализ трендов САК и их связь с изменениями ПТВ в высоких широтах СП в ансамблевых экспериментах с ECHAM5 с использованием данных HadISST1.1 как граничных условий.

На рис. 2.2.6 представлен индекс САК (разница давления воздуха на уровне моря между Лиссабоном и Исландией за период декабрь–март) по данным наблюдений и по результатам модельных экспериментов (средний по ансамблю из 6 экспериментов с граничными условиями HadISST1.1). Также показаны линейные тренды за период 1965–1995 гг. — периода наиболее сильного тренда индекса САК по данным наблюдений. Среднее по ансамблю модельных экспериментов значение индекса САК представляет собой изменения,

вызванные граничными условиями. Видно, что в модель воспроизводит отрицательный тренд САК в период 1930–1960-е гг., сменяющийся положительным трендом, но значительно занижая величину трендов. Так, величина среднего

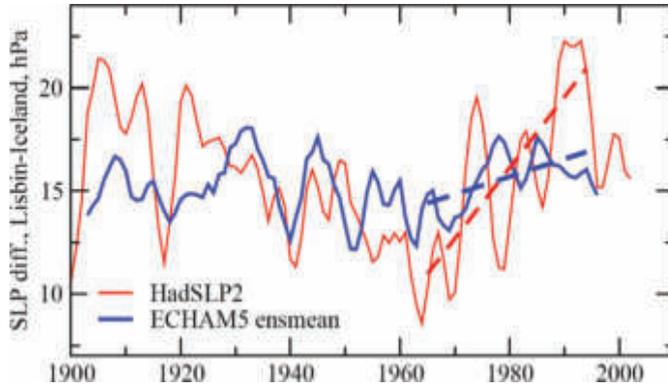


Рис. 2.2.6. Разница давления воздуха на уровне моря (гПа) между Лиссабоном и Исландией за период декабрь–март (как индекс Североатлантического колебания) по данным наблюдений (HadSLP2, красная сплошная кривая) и результатам экспериментов с моделью ECHAM5, среднее по ансамблю экспериментов (синяя сплошная кривая). Прерывистые линии соответствующего цвета — линейные тренды за 30-летний период 1965–1994 гг.

тренда САК в модели составляет 2,7 гПа/30 лет, в то время как по данным наблюдений величина тренда была 10,6 гПа/30 лет. Полученные результаты в целом согласуются с оценками, полученными в работе [Bretherton and Battisti 2000] в предположении стохастической природы колебаний САК и методики экспериментов с предписанными значениями ТПО. Значения трендов САК и арктической ПТВ (над сушей к северу от 60° с. ш.) для всех 6 модельных

Т а б л и ц а 2.2.1. Тренды разности давления воздуха на уровне моря (ДВУМ, средне-го за декабрь–март) между Португалией и Исландией, служащей индексом Североатлантического колебания, (в гПа/30 лет) и зимней (ноябрь–апрель) приповерхностной температуры воздуха (ПТВ, в °С/30 лет) в Арктике (60°–90° с.ш.) за период 1965–1994 гг.

	Эксп. 1	Эксп. 2	Эксп. 3	Эксп. 4	Эксп. 5	Эксп. 6	Сред. (1–6)	Данные наблюд.
Тренд ДВУМ	5.7	0.6	0.6	7.8	-4.4	2.9	2.7	10.6
Тренд ПТВ	1.24	1.18	0.82	0.32	0.76	1.13	0.92	1.23

экспериментов представлены в табл. 2.2.1. Следует отметить слабую зависимость трендов ПТВ от величины тренда индекса САК. Так, например, в эксперименте 2 отмечено потепление, превышающее среднее по ансамблю (1,18°С/30 лет) при практически нулевом тренде САК (0,6 гПа/30 лет),

в то время как в эксперименте 4 отмечается наиболее слабое потепление ($0,32^{\circ}\text{C}/30$ лет) при сильнейшем (из всех экспериментов ансамбля) тренде САК ($7,8$ гПа/30 лет). Такие результаты указывают на то, что другие особенности атмосферной динамики (помимо САК) могут оказывать существенное влияние на аномалии арктической температуры.

На рис. 2.2.7 представлены результаты эксперимента с новыми данными по концентрации ледового покрова в зимний период в 1900–1960 гг., рассчитанные по формуле (2.2.1). Видно, что с использованием новых данных модель

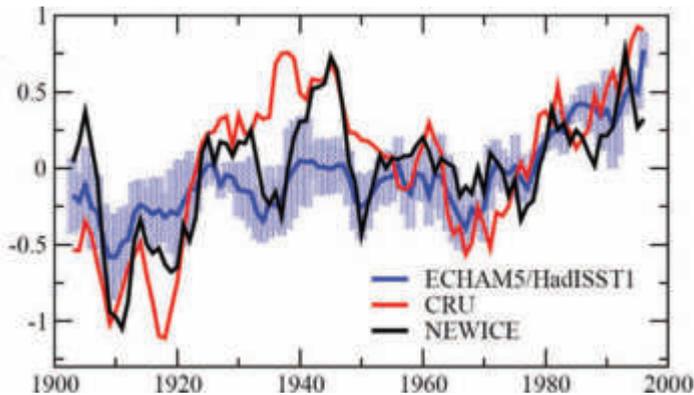


Рис. 2.2.7. Как на рис. 2.2.4, но с добавлением аномалий температуры по данным эксперимента с реконструированными данными по ледовому покрову в зимний период (черная кривая)

воспроизводит сильное потепление с 1910 г. до конца 1940-х гг., что также говорит в пользу гипотезы существования значительного уменьшения площади арктического ледового покрова в 1910-х–1930-х гг., присутствующих в региональных реконструкциях по данным ААНИИ [Захаров, 1996; Алексеев и др., 1998, 2009].

Выводы. Отсутствие регулярных достоверных данных по ледовому покрову в первой половине XX века привело к существенному занижению амплитуды колебаний зимней ГМЛ в современных массивах данных по ГМЛ, распространяемых Центром Гадлея, Великобритания (HadISST1.1). Эти данные используются в отчете Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК–IPCC) [Lemke et al., 2007] как наиболее достоверная оценка динамики арктического покрова в XX веке. Оценки изменений площади ледового покрова в восточной Арктике по данным ААНИИ свидетельствуют о значительной долгопериодной аномалии ледового покрова в первой половине XX века, в частности о сильном уменьшении площади ледового покрова в 1920-е–1930-е гг. Тем не менее, такие изменения считаются региональными и средnearктическими изменениями площади ледового покрова оцениваются с использованием данных HadISST1.1, в которых отсутствуют заметные (по сравнению с современным отрицательным трендом) изменения в период до 1960-х гг. (рис. 2.2.1). Это приводит к ассоциации начавшегося в 1960-х гг. таяния льдов в Арктике исключительно с воздействием роста концентрации

парниковых газов в атмосфере [Johannessen et al., 2009]. Для исследования достоверности сеточных данных HadISST1.1 в данном разделе использовались эксперименты с МОЦА, в которых эти данные служат граничными условиями на поверхности океана.

Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что потепление середины XX века сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади льда в Арктике, сравнимой с современными трендами, и также указывают на значительный вклад естественной изменчивости в современные климатические изменения.

Проведенные эксперименты показывают, что арктическое потепление последних трех десятилетий XX века хорошо воспроизводится в ансамблевых экспериментах с МОЦА с использованием данных HadISST1.1, в то время как потепление середины XX века в Арктике не может быть воспроизведено. При этом значительная долгопериодная аномалия температуры не может быть объяснена внутренней стохастической динамикой атмосферы. Полученные результаты говорят о том, что потепление середины XX века должно было сопровождаться значительной аномалией ледового покрова в Арктике, сравнимой с современными изменениями. Об этом говорят и дополнительные эксперименты на чувствительность с использованием фиксированных значений ГМЛ при изменяющихся (эмпирических) значениях ТПО и наоборот (для периода достоверных данных с 1960 г.), а также эксперимент с новыми данными по концентрации ледового покрова до 1960 г., реконструированными с помощью температурных данных.

Полученные результаты подтверждают достоверность оценок эволюции ледового покрова в Арктике в XX веке, полученных в ААНИИ, которые указывают на значительное уменьшение площади морского льда в 1920-х гг., по темпам сравнимое с современными изменениями, и предполагают значительный вклад естественных долгопериодных колебаний климата как потепление середины XX века, так и в современное потепление в Арктике.

Список использованной литературы

1. Алексеев Г. В., Захаров В. Ф., Смирнов А. Н., Смирнов Н. П. Многолетние колебания ледовых условий и атмосферной циркуляции в приатлантической Арктике и Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 1998. № 9. С. 87–94.

2. Алексеев Г. В., Захаров В. Ф., Иванов Н. Е., Кузьмина С. И. Зависимость между изменениями протяженности морского ледяного покрова и температурой воздуха на Северном полушарии // Материалы гляциологических исследований. 2005. Т. 99. С. 62.

3. Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М., Кузьмина С. И., Иванов Н. Е. Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.

4. Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г. С., Мохов И. И., Семенов В. А., Спорышев П. В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366. № 2. С. 248.

5. Захаров В. Ф. Морские льды в климатической системе. — М.: Гидрометеониздат, 1996. 213 с.

6. Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А. Моделирование эволюции ледового покрова мирового океана в XX и XXI века // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 2. С. 165–181.

7. Arpe K. *et al.* Connection between Caspian Sea level variability and ENSO // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. № 17. P. 2693–2696.

8. Bader J., Latif M. The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 22.

9. Bretherton C. S., Battisti D. S. An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. № 6. P. 767–770.

10. Cavalieri D. J. *et al.* Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes // Science. 1997. V. 278. № 5340. P. 1104–1106.

11. Comiso J. C. *et al.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophysical research letters. 2008. V. 35. № 1. DOI: 10.1029/2007GL031972.

12. Compo G. P., Sardeshmukh P. D. Oceanic influences on recent continental warming // Climate Dynamics. 2009. V. 32. № 2–3. P. 333–342.

13. Czaja A., Frankignoul C. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. № 19. P. 2969–2972.

14. Deser C., Teng H. Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 2. DOI: 10.1029/2007GL032023.

15. Dickson R. R. *et al.* The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation // Journal of Climate. 2000. V. 13. № 15. P. 2671–2696.

16. Dommenges D. The ocean's role in continental climate variability and change // Journal of Climate. 2009. V. 22. № 18. P. 4939–4952.

17. Folland C. K. *et al.* Influences of anthropogenic and oceanic forcing on recent climate change // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. № 3. P. 353–356.

18. Grant A. N. *et al.* The early twentieth century warm period in the European Arctic // Meteorologische Zeitschrift. 2009. V. 18. № 4. P. 425–432.

19. Hoerling M. P., Hurrell J. W., Xu T. Tropical origins for recent North Atlantic climate change // Science. 2001. V. 292. № 5514. P. 90–92.

20. Hoerling M. P. *et al.* Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming // Climate Dynamics. 2004. V. 23. № 3–4. P. 391–405.

21. Hoerling M., Kumar A., Eischeid J., Jha B. What is causing the variability in global mean land temperature? // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. DOI: 10.1029/2008gl035984.

22. Johannessen O. M., Shalina E. V., Miles M. W. Satellite evidence for an Arctic sea ice coverage in transformation // Science. 1999. V. 286. P. 1937–1939.

23. Johannessen O. M. Decreasing Arctic sea ice mirrors increasing CO₂ on decadal time scale // Atmospheric and Oceanic Science Letters. 2009. V. 1. P. 51–56.

24. Kuzmina S. I. *et al.* High northern latitude surface air temperature: comparison of existing data and creation of a new gridded data set 1900–2000 // Tellus A. 2008. V. 60. № 2. P. 289–304.

25. Kuzmina S. I. *et al.* The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. № 4. DOI: 10.1029/2004gl021064.

26. Latif M., Arpe K., Roeckner E. Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 727–730.

27. Lemke P. *et al.* Observations: changes in snow, ice and frozen ground // 2007.

28. Overland J. E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus A. 2010. V. 62. № 1. P. 1–9.

29. Mahoney A. R. *et al.* Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. № C11. DOI: 10.1029/2008jc004830.

30. Mehta V.M. et al. Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959–1993 // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 1. P. 121–124.

31. Moritz R.E., Bitz C.M., Steig E.J. Dynamics of recent climate change in the Arctic // *Science*. 2002. V. 297. № 5586. P. 1497–1502.

32. Polyakov I.V. et al. Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.

33. Polyakov I.V. et al. : Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. № 18.

34. Rayner N.A. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D14. DOI: 10.1029/2002jd002670.

35. Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // *Nature*. 1999. V. 398. № 6725. P. 320–323.

36. Schneider E.K., Bengtsson L., Hu Z.Z. Forcing of Northern Hemisphere climate trends // *Journal of the atmospheric sciences*. 2003. V. 60. № 12. P. 1504–1521.

37. Semenov V.A. et al. Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 11. DOI: 10.1029/2008gl033273.

38. Sexton D.M.H. et al. Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM // *Climate Dynamics*. 2001. V. 17. № 9. P. 669–685.

39. Sexton D.M.H. et al. Design and analysis of climate model experiments for the efficient estimation of anthropogenic signals // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 9. P. 1320–1336.

40. Shapiro I., Colony R., Vinje T. April sea ice extent in the Barents Sea, 1850–2001 // *Polar Research*. 2003. V. 22. № 1. P. 5–10.

41. Shindell D.T. et al. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing // *Nature*. 1999. V. 399. № 6735. P. 452–455.

42. Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover // *Science*. 2007. V. 315. № 5818. P. 1533–1536. DOI: 10.1126/science.1139426.

43. Stephenson D.B. et al. North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment // *Climate Dynamics*. 2006. V. 27. № 4. P. 401–420.

44. van Loon H., Rogers J.C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Review*. 1978. V. 106. № 3. P. 296–310.

45. Vinje T. Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // *Journal of Climate*. 2001. V. 14. № 3. P. 255–267.

46. Walker G.T. Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather // *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 1924. V. 24. P. 275–332.

47. Walsh J.E. A data set on Northern Hemisphere sea ice extent // *Glaciological Data, Report GD*. 1978. V. 2. P. 49–51.

48. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. № 1. P. 444–448.

49. Walsh J.E., Johnson C.M. An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journal of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. № 3. P. 580–591.

50. Walsh J.E. et al. Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models // *Journal of Climate*. 2002. V. 15. № 12. P. 1429–1446.

51. Wang M., Overland J.E. A sea ice free summer Arctic within 30 years? // *Geophysical research letters*. 2009. T. 36. № 7. DOI: 10.1029/2009gl037820.

52. Wang J. et al. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 5. DOI: 10.1029/2008gl036706.

53. Wu B., Wang J., Walsh J.E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. № 2. P. 210–225.

2.3. Определение характеристик морского ледяного покрова по спутниковым данным

И. А. Репина, В. В. Тихонов, Т. А. Алексеева

Информация о ледовых условиях в полярных регионах играет важную роль для решения ряда практических задач, являясь основой организации судоходства и добычи полезных ископаемых в полярных широтах. Кроме того, морской лед является четким индикатором изменений климатической системы [Ваггу et al., 1993; Алексеев, 2003] вследствие так называемого эффекта полярного усиления из-за ряда прямых и обратных связей приводящего к интенсификации потепления в полярных регионах [Alexeev et al., 2012]. В настоящее время в Арктике происходит драматическое уменьшение площади летнего ледового покрова, т. е. наблюдается тенденция перехода к сезонности арктического льда. Причины и следствия этого явления пока не определены, но можно с уверенностью сказать, что мы живем в эпоху интересных перемен [Иванов и др., 2013]. К сожалению, определить, насколько повторяемо это событие, даже на памяти человечества практически невозможно, ибо полная, регулярная информация о глобальном состоянии ледяного покрова полярных областей нашей планеты стала доступна только с началом спутниковых наблюдений, точнее, с 1978 года, когда миссия NIMBUS-7 открыла новую эру в мониторинге полярных районов. До этого единственным способом получения данных о ледовой обстановке были визуальные наблюдения с судов, наземных метеорологических станций и самолетов [Репина, Иванов, 2012].

Судовым и наземным наблюдениям свойственны недостаточная точность определения характеристик и привязки к месту наблюдений, субъективность количественных оценок, малая обзорность, высокая стоимость, ограниченность во времени и пространстве. Тем не менее, до первых самолетных ледовых разведок, начатых с 1914 года, они являются хоть и крайне нерегулярным, но уникальным источником информации. Первые в советской истории ледовые авиаразведки были произведены в 1924 г. в ходе обеспечения работы Карской морской экспедиции [Снежинский, 1957], когда летчик Б. Г. Чухновский на самолете палубного базирования изучал ледовую обстановку по маршруту движения судов экспедиции. С тех пор самолеты стали применяться в целях ледовой авиаразведки в арктических морях ежегодно. Данные разведок, дополненные судовыми и станционными наблюдениями, обобщались ледовыми экспертами за соответствующий период (обычно за 3–4 дня, предшествующих дате выпуска карты) и служили основой для составления обзорных ледовых карт Евразийской Арктики. В качестве методической основы использовались национальное руководство [Руководство..., 1981] и номенклатура Всемирного метеорологического общества [Номенклатура..., 1989]. Сначала авиация определяла только такие элементы ледовой обстановки, как форма и сплоченность льдов. Затем к ним прибавились цвет, торосистость, разрушенность, дрейф, возраст льда, а в ряде случаев даже его толщина. Постепенно совершенствовалась и авианавигационная сторона разведки [Карелин, 1946; Букало, Рудаков, 2007], стали применяться инструментальные методы наблюдений [Баха-

рев, Куприк, 1988, Бушуев, 1991]. Сложность в использовании этих данных для оценки климатологии морского льда заключается в их нерегулярности и региональной направленности. Но опыт ледовых авиационных разведок способствовал быстрому развитию и внедрению в оперативную практику новых спутниковых технологий картирования ледяного покрова [Бушуев, 1997].

Методы спутникового дистанционного зондирования ледового покрова. В настоящее время методы спутникового дистанционного зондирования являются основными методами мониторинга состояния ледяного покрова. С помощью него решаются две основные задачи. Первая — региональный анализ ледовой обстановки с целью обеспечения судоходств и народнохозяйственной деятельности. Для него учитываются все спутниковые материалы по исследованию района — от видимого до микроволнового диапазона. С конца 1992 г. в связи с прекращением ледовой авиаразведки оперативное ледовое картирование практически полностью базируется на информации ИСЗ видимого и инфракрасного диапазонов с разрешением 250–1000 м. Первые спутниковые фотокарты морских льдов Арктики были созданы в 1960-е годы. Но составлению надежных карт мешали облачные условия, характерные для полярных районов, и зависимость от условий освещения. Сейчас для повышения качества интерпретации используется принцип синергетического дополнения многоспектральной спутниковой информации. Так, съемки в видимом диапазоне и спутниковые радары применяют совместно с микроволновыми радиометрами, хотя пространственное разрешение пассивных микроволновых радиометров более чем на два порядка хуже, чем у радаров. Но СВЧ-изображения дают важную информацию о ледяном покрове в дополнение к данным радара. На радарном изображении старые льды выделяются сильным рассеянным сигналом, а на изображениях микроволнового радиометра — слабым собственным излучением. Молодые и однолетние льды, наоборот, выделяются слабым рассеянным сигналом и сильным собственным излучением [Смирнов и др., 2010]. Из сопоставления различных данных возможно определение сплоченности, положения кромки, дрейфа и даже возраста льдов. Для оперативных наблюдений за ледовым покровом арктических морей применяют спектрометрические высокого и среднего разрешения (MODIS на спутниках Terra и Aqua), а также радиолокаторы с синтезированной апертурой РСА на спутниках ERS-2, Envisat и Radarsat. Радары синтезированной апертуры (РСА) представляют снимки высокого разрешения (порядка 25 метров) вне зависимости от времени суток и наличия облачного покрова. Для определения динамики льда с помощью РСА разработаны достаточно надежные алгоритмы [Dokken и др., 2002]. Но существенным недостатком является низкое временное разрешение получаемых снимков при значительной временной изменчивости процессов в Арктике. Наиболее обеспеченные архивы ледового картирования находятся в АНИИ (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт), Национальном ледовом центре США и Канадской ледовой службе. Сведения об особенностях систем анализа и картирования ледовой информации АНИИ, НЛЦ США, КЛС, а также других ледовых служб и центров приведены в специальной публикации ВМО № 574 «Ледовые информационные службы мира» [WMO/TD No. 574, 2010].

Вторая задача связана с определением общей площади, сплоченности и климатологии ледяного покрова. И здесь основным источником информации является пассивное микроволновое зондирование. Вывод на орбиту микроволновых радиометров стал настоящей революцией в исследовании климата Земли.

Исследование полярных регионов из космоса в микроволновом диапазоне было начато 23 сентября 1968 г., с запуском советского спутника «Космос-243». На спутнике был размещен четырехканальный радиометр, принимающий излучение в надир на частотах 3,5, 8,8, 22,2 и 37,5 ГГц. Наклон орбиты спутника к экватору составлял $71,3^\circ$, что позволяло обследовать полярные районы вплоть до 71-го градуса широты. Небольшая высота орбиты (перигей 210 км, апогей 319 км) обеспечивала пространственное разрешение в несколько десятков километров на поверхности Земли. Анализ полученных данных позволил установить границы морских льдов Арктики и Антарктики и оценить сплоченность морского льда [Башаринов, Гурвич, 1970; Гурвич, Кутуза, 2010]. Этот космический эксперимент был повторен в 1970 г. на искусственном спутнике Земли «Космос-384».

Следующим шагом был запуск 11 декабря 1972 г. прибора EMSR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) на полярно-орбитальном ИСЗ «NIMBUS-5». Панорамный сканирующий радиометр работал на частоте 19,35 ГГц горизонтальной поляризации с полосой обзора 3000 км и пространственным разрешением в надире 25×25 км и 160×40 км на краях. EMSR выдавал информацию до конца 1976 г. Основной задачей радиометра являлось наблюдение за осадками, но уже через несколько месяцев после его запуска стала очевидна возможность определять по его данным сплоченность морского льда [Parkinson et al., 2004], и впервые было получено его пространственное распределение [Шарков, 2004; Kidder, 1976; Parkinson et al., 1987].

Но глобальный непрерывный мониторинг морского ледяного покрова полярных регионов все-таки начался 25 октября 1978 г. с запуском сканирующего многоканального микроволнового радиометра SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) на борту ИСЗ «NIMBUS-7». SMMR осуществлял конусное сканирование на пяти частотах (6,6; 10,7; 18,0; 21,0 и 37,0 ГГц) вертикальной и горизонтальной поляризации под углом $50,3^\circ$. Ширина полосы обзора прибора была 783 км. Пространственное разрешение на поверхности Земли зависело от диапазона и составляло от 136×89 км для канала 6,6 ГГц до 28×18 км для канала 37,0 ГГц. Прибор за сутки обеспечивал полное покрытие полярных регионов (выше 72-й параллели). Но из-за ограниченного режима работы аккумуляторов, находящихся на «NIMBUS-7», SMMR включался через день, выдавая информацию по полярным регионам раз в двое суток. SMMR поставлял данные в течение почти 9 лет до 20 августа 1987 г., и именно эти данные стали первым материалом для развития многоканальных алгоритмов восстановления геофизических характеристик по данным спутниковой микроволновой радиометрии [Гранков, Мильшин, 2004; Comiso, 2009; Rees, 2006].

С сентября 1983 г. по февраль 2000 г. на околополярной орбите работали отечественные ИСЗ «Океан». В 1983 и 1984 гг. были запущены два океанографических спутника («Космос-1500» и «Космос-1602»), которые эксплуати-

ровались как экспериментальные аппараты «Океан-ОЭ». Далее были выведены на орбиту «Океан-01» № 1 («Космос-1766»), «Океан-01» № 3, «Океан-01» № 5, «Океан-01» № 6. Последний космический аппарат (КА) этой серии «Океан-01» № 7 был запущен в октябре 1994 г. (http://sputnik.infospace.ru/ocean/gus_win/ocean_1.htm). В состав аппаратуры входили сканер видимого диапазона, радар бокового обзора и сканирующий микроволновый радиометр РМ-08 с одним каналом на частоте 37 ГГц горизонтальной поляризацией, полосой обзора 550 км и разрешением 15 км. ИСЗ «Океан» распознавали границы распространения однолетних и многолетних льдов в период интенсивного летнего таяния, открытую воду на крупных разводьях и полыньях, а также положение кромки льдов при взволнованной открытой водной поверхности. Совместное функционирование на одном спутнике активного и пассивного приборов микроволнового диапазона позволяло повысить достоверность распознавания льдов [Йоханнесен и др., 2007; Смирнов, 2011].

В июле 1999 г. был выведен на круговую солнечно-синхронную орбиту высотой 660–680 км и наклоном 98° российско-украинский КА «Океан-О» № 1. Этот ИСЗ предназначался для оперативного получения информации дистанционного зондирования Земли и Мирового океана в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазоне спектра. «Океан-О» нес на борту многофункциональный измерительный комплекс из 11 приборов, дополняющих друг друга по своим информационным возможностям. В составе его аппаратуры были два трассовых СВЧ-радиометра: Р-225 с длиной волны 2,25 см и разрешением 130 км и Р-600 с длиной волны 6 см и разрешением 135 км, а также многоканальный сканирующий микроволновый радиометр «Дельта-2Д». Радиометр имел восемь каналов на четыре длины волны (горизонтальная и вертикальная поляризации): 0,8 см с разрешением 17×22 км, 1,35 см с разрешением 28×37 км, 2,25 см с разрешением 49×65 км и 4,3 см с разрешением 91×120 км. Угол зондирования составлял 40° , полоса обзора — 1130 км (<http://www.mcc.rsa.ru/ocean.htm>). КА осуществлял полное покрытие российского сектора Арктики за 3–5 дней [Иванов, Соколов, 2002]. Спутник выдавал информацию до 23 апреля 2002 г.

Но наиболее длительным и статистически однородным массивом данных спутниковой микроволновой радиометрии, позволяющим получать пространственно-распределенную ежедневную информацию по состоянию морского льда Арктики и Антарктики являются данные приборов SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) и SSMI/S (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) ИСЗ серии DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Программа DMSP, курируемая Министерством обороны США, направленная на исследование задач океанографии и солнечно-земной физики, с успехом длится уже 29 лет. Первый спутник этой серии F8 с прибором SSM/I был запущен в июле 1987 года. В дальнейшем работали спутники F10, F11, F13, F14 и F15. С октября 2003 г. на спутники устанавливается прибор SSMI/S (F16, F17, F18). Семиканальные четырехчастотные радиометрические комплексы SSM/I принимают линейно-поляризованное излучение на частотах 19,35; 22,24 (вертикальная поляризация); 37,0 и 85,5 ГГц (91,655 ГГц для SSMI/S) в режиме конусного сканирования под углом 53° . Каждый из спутников этой серии находится на полярной солнечно-синхронной орбите и со-

вершает 14,1 витка в сутки. Специфика траекторий ИСЗ этой серии и полей обзора радиометров такова, что наилучшее покрытие и разрешение наблюдается именно в высоких широтах. Глобальное покрытие Земли осуществляется примерно за трое суток. Полное покрытие Земли на широтах выше 58-го градуса происходит два раза в сутки за исключением незначительных областей у полюсов ($2,4^\circ$). Полярные области (выше 72-й параллели) покрываются два или более раз в сутки от восходящей и нисходящей орбиты. Разрешение на поверхности Земли зависит от диапазона прибора и составляет от 16×14 км на частоте 85,5 ГГц до 70×45 км на частоте 19,35 ГГц [Гранков, Мильшин, 2004; Comiso, 2009; Gentemann et al., 2010; Rees, 2006; Sun, Weng, 2008; Weng et al., 2011].

Проблема недостаточного пространственного разрешения радиометров SSM/I и SSMI/S приблизилась к своему решению, когда в 2002 г. были выведены на орбиту два новых радиометра: AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) в мае на спутнике AQUA и AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) в декабре на спутнике ADEOS-II. К сожалению, в октябре 2003 ADEOS-II прекратил существование. AMSR-E передавал данные до 4 октября 2011 г. Главной особенностью этих радиометров являлось наличие низкочастотных каналов и повышенная разрешающая способность. Две поляризации в режиме конического сканирования принимались на всех частотных каналах (6,925, 10,65, 18,7, 23,8, 36,5, и 89,0 ГГц). Глобальное покрытие Земли обеспечивалось за трое суток. На широтах выше 55-й параллели полный обзор осуществлялся за сутки. Пространственное разрешение на частоте 6,93 ГГц было 74×43 км, на частоте 18,7 ГГц — 27×16 км, а на частоте 89,0 ГГц — 6×4 км. Более низкие частотные каналы дали возможность восстанавливать температуру поверхности моря и ледяного покрова, что способствовало устранению атмосферных помех при исследовании морского льда с помощью высокочастотных каналов [Гранков, Мильшин, 2004; Шарков, 2004; Comiso, 2009; Gentemann et al., 2010]. Хорошее временное разрешение (в полярных районах — несколько раз в сутки), позволяло получать регулярные данные о влагозапасе атмосферы, содержании водяного пара, водозапаса облаков, скорости приводного ветра, температуры поверхности океана, сплоченности ледяного покрова океана независимо от времени суток и состояния погоды [Заболотских и др., 2004].

Спутник Японского агентства аэрокосмических исследований (JAXA) «Shizuku» (GCOM-W1) с прибором AMSR2 был выведен на орбиту 18 мая 2012 г. (http://global.jaxa.jp/press/2013/01/20130125_shizuku_e.html). Калибровочные работы были завершены к январю 2013 г., и в настоящее время данные доступны для использования. Глобальное покрытие Земли осуществляется практически за двое суток. AMSR2 подобен AMSR-E, но имеет улучшенную систему калибровки, дополнительный канал в 7,3 ГГц и пространственное разрешение 62×35 км на частоте 6,925 ГГц, 22×14 км на частоте 18,7 ГГц и 5×3 км на частоте 89,0 ГГц. С использованием данных канала 89 ГГц возможно достигать пространственного разрешения, почти в четыре раза превышающего разрешение SSM/I при использовании канала 85 ГГц [Gentemann et al., 2010; Imaoka et al., 2010]. Использование данных первого микроволнового радиометра с полной поляризацией WindSat для определения сплоченности льда пока происходит в тестовом режиме [Narvekar, 2008].

Но при всех преимуществах радиометров AMSR миссия DMSP остается поставщиком наиболее долговременного однородного и непрерывного массива данных по морскому льду, что крайне важно для оценки климатических изменений в полярных регионах [Иванов и др., 2013].

К сожалению, до недавнего времени спутниковая информация по общей сплоченности льда, полученная до 1978 года, была практически недоступна. На данный момент есть ряд наблюдений за 36 лет, а этого с трудом хватает на восстановление климатологии, для которой нужны ряды длиной не менее 30 лет. В 2010 г. был запущен пилотный техно-археологический проект, который доказал принципиальную возможность получения информации по морскому льду на основе старых и практически уничтоженных спутниковых данных [NDIS, 2010]. Недавно опубликованы и первые результаты по восстановлению старых спутниковых данных по морскому льду в Арктике и Антарктике [Meier et al., 2013]. Удалось оцифровать 13000 изображений, полученных спутником Nimbus в видимом диапазоне, и восстановить ледовые условия для сентября 1964 г. Если проект будет продолжен, то удастся оцифровать данные со следующих спутников этой серии, что позволит получить ледовые карты за период с 1964 до 1978 г.

Сплоченность и толщина морского льда. Получаемая от спутников информация нуждается в обработке и интерпретации. В настоящее время существует более десяти алгоритмов обработки радиотепловых изображений для получения карт сплоченности морского льда [Cavalieri et al., 1984, 1999; Comiso, 1986; Comiso et al., 1992; Kaleschke et al., 2001; Pedersen, 1998; Ramseier, 1991; Smith, Barrett, 1994; Svendgen et al., 1983; Swift et al., 1985; Kern, Heygster, 2001; Spreen et al., 2008, Andersen et al., 2007; Heygster et al., 2009; Репина и др., 2012; Тихонов и др., 2016].

Основными характеристиками морского льда, определяемыми с помощью таких алгоритмов, являются: сплоченность льда (отношение площади льдин в зоне, где они распределены сравнительно равномерно, к общей площади этой зоны), ледовитость (процент площади, занятой льдом любой сплоченности по отношению к общей площади региона) и, в некоторых случаях, возраст льда [Йоханнесенн и др., 2007; Смирнов, 2011].

Наиболее известные алгоритмы: NASA Team, NASA Team 2, Bootstrap, ARTIST Sea Ice, NORSEX, Bristol, TUD, Svendsen, Near 90GHz, SEA LION, AES/York, CalVal, ECICE, 2-Phasen-Algorithmus, Lomax-MY, Kongoli, и т.д. Есть ряд гибридных алгоритмов, которые используют методики нескольких алгоритмов: OSI SAF, использующий различные комбинации алгоритмов — Bristol + Bootstrap, Bristol + Bootstrap + TUD, Bristol + NASA Team; DMI-Hybrid, который использует алгоритмы NASA Team и Bootstrap; NIC Hybrid, использующий алгоритмы CalVal и NASA Team; и ряд других гибридных алгоритмов [см., например, Ivanova et al., 2015].

В основе всех этих алгоритмов лежат экспериментальные данные по излучательной способности, яркостной и физической температуре различных морских льдов и открытой воды, полученные в ходе многочисленных экспериментов — как лабораторных [Grenfell, Comiso, 1986; Swift et al., 1992], так и натуральных: в проливе Фрама, в Гренландском и Беринговом морях, в море Бофорта, в Чукотском море, в море Уэдделла и т. д. [Onstott et al., 1987; Tucker

et al., 1991; Grenfell, 1986; Fliückiger et al., 1994; Grenfell, 1992; Drinkwater et al., 1991; Comiso et al., 1989]. Помимо этого, используются данные авиационных радиометрических наблюдений и спутниковые данные [Cavalieri et al., 1986].

По методике использования экспериментальных данных существующие алгоритмы можно условно разделить на два типа. Первый тип использует известные экспериментальные зависимости излучательной способности или яркостной температуры от частоты излучения многолетнего и однолетнего морского льда, а также открытой воды (рис. 2.3.1). К этому типу можно отнести следующие алгоритмы: NASA Team, NORSEX, ARTIST Sea Ice, Svendsen,

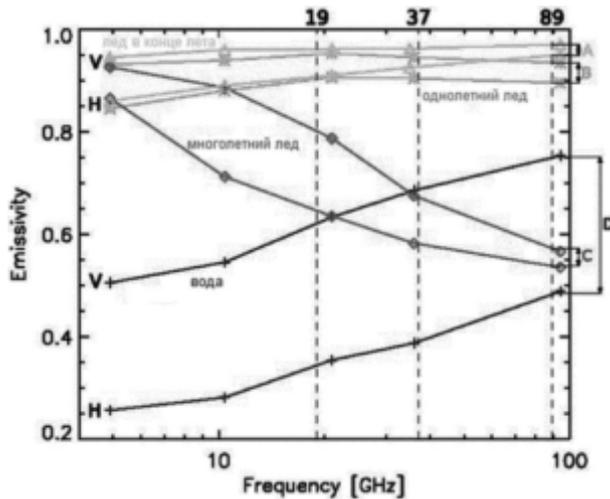


Рис. 2.3.1. Частотные зависимости излучательной способности различных льдов и открытой воды (Spreen et al., 2008). Поляризация: V — вертикальная, H — горизонтальная

CalVal, SEA LION, и др. Другой тип алгоритмов, наравне с экспериментальными данными по излучательной способности морских льдов и открытой воды, применяет так называемую кластерную систему или систему областей. Она заключается в том, что строятся экспериментальные зависимости одной комбинации яркостных температур различных поверхностей от другой. На графике получают области (кластеры) для различных льдов и открытой воды, на основании которых далее разрабатывается алгоритм. К этому типу алгоритмов относятся: NASA Team 2, Bootstrap, TUD, Bristol и т. п.

Но по ряду причин, связанных с законами взаимодействия излучения с веществом, сложностью и многообразием строения морского льда, а также изменчивостью гидрометеорологических условий, объективная интерпретация спутниковых данных в карты сплоченности морского льда пока не является полностью решенной задачей. Сплоченность морского льда, полученная по данным пассивного микроволнового зондирования, чувствительна к смещению калибровок, изменению характеристик датчиков, заданию границ океана и суши. Другим источником ошибок являются ранние формы льда (молодой

лед, ниас, шуга), снежницы (лужи, образующиеся на поверхности ледяных полей в летний период), всевозможные атмосферные процессы (туман, дождь, снегопад) [Grenfell et al., 1992; Cavalieri et al., 1995; Comiso, Kwok, 1996; Fetter, Untersteiner, 1998]. Лужи на поверхности льда, которые могут покрывать от 50 до 60% площади ледяных массивов в летний период, являются одной из основных причин некорректности определения сплоченности льда [Fetter, Untersteiner, 1998; Eicken et al., 2004]. Тепловой сигнал от них соответствует тепловому сигналу открытой воды или тонкого молодого льда, в результате чего сведения о сплоченности льда в летний период получают сильно заниженными. В современных алгоритмах ледяные массивы вне прокромочных зон считаются сплошными априори, что часто приводит, наоборот, к завышению реальных значений сплоченности. Один из способов учета снежниц на поверхности льда — использование дополнительных источников спутниковой информации, например, данных спектрометра MODIS [Rosel et al., 2012]. Самые значительные ошибки наблюдаются в прикромочных зонах, что следует как из сравнения результатов применения различных алгоритмов [Meier, 2005], так и из сравнения с данными визуальных наблюдений [Алексеева, Фролов, 2012; JCOMM..., 2010]. Одним из источников ошибок может служить тот факт, что существующие в настоящее время алгоритмы восстановления характеристик ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования используют эмпирические зависимости и подгоночные коэффициенты, пренебрегая физикой процесса [Репина и др., 2012].

Алгоритмы VASIA и VASIA2 (Variation Arctic/Antarctic Sea Ice Algorithm) были разработаны сотрудниками трех Российских научных институтов: Института космических исследований РАН, Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН и Арктического и антарктического научно-исследовательского института. Первоначально был разработан алгоритм VASIA, тестирование которого показало, что алгоритм занижает сплоченность ледяного покрова в летний сезон из-за наличия снежниц на поверхности [Тихонов и др., 2013; Тихонов и др., 2014]. В дальнейшем выявленный недостаток алгоритма был устранен, и модернизированный алгоритм получил название VASIA2 [Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015].

Алгоритм принципиально отличается от других алгоритмов тем, что в его основе лежат не экспериментальные данные, а теоретическая модель излучения системы «морская поверхность — ледяной покров — снежный покров — атмосфера» [Репина и др., 2012; Tikhonov et al., 2013, 2014].

В качестве основных параметров алгоритм использует три тангенса угла наклона прямой, проведенной через значения яркостной температуры для двух разных частот одной поляризации к оси частот: тангенс для частот 85,5 ГГц и 19,35 ГГц вертикальной поляризации — t_{85-19}^v , тангенс для частот 85,5 ГГц и 37 ГГц горизонтальной поляризации — t_{85-37}^h и тангенс для частот 37 ГГц и 19,35 ГГц вертикальной поляризации — t_{37-19}^v :

$$t_{85-19}^v = \frac{T_{85}^v - T_{19}^v}{85,5 - 19,35}, \quad t_{85-37}^h = \frac{T_{85}^h - T_{37}^h}{85,5 - 37}, \quad t_{37-19}^v = \frac{T_{37}^v - T_{19}^v}{37 - 19,35},$$

где T_y^x — яркостная температура поляризации x и частоты y .

Тангенсы t_{85-19}^v и t_{85-37}^h определяются в основном сплоченностью ледяного покрова и слабо зависят от изменений различных характеристик поверхности (рис. 2.3.2). На рисунке показаны области значений тангенсов, вычисленные для различных физических и структурных характеристик поверхности: сплоченности и типе льда, температуре, толщине снежного покрова, влажности

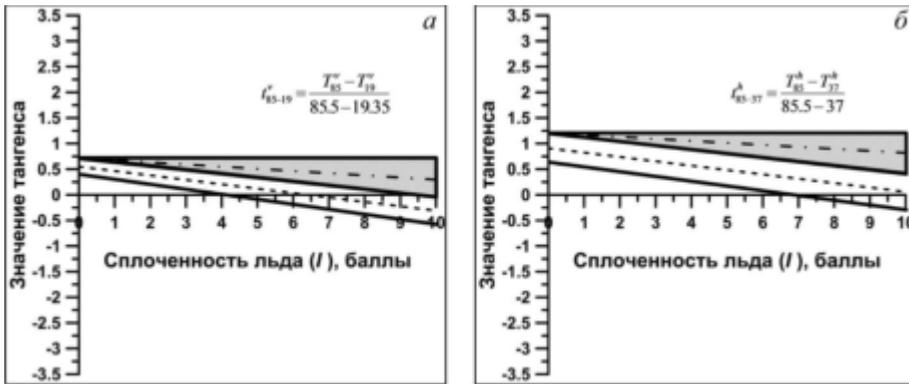


Рис. 2.3.2. Зависимости значений тангенсов t_{85-19}^v (а) и t_{85-37}^h (б) от сплоченности ледяного покрова. Незаштрихованная область между двумя прямыми — для ледяного покрова, область заштрихованного треугольника — для ледяного покрова со снежниками. Штриховая и штрих-пунктирные линии — средние соответствующих областей

льда и снега, шероховатости поверхности, наличии снежников на ледяном покрове. Диапазон этих характеристик выбирался в соответствии с климатическими и гляциологическими данными полярных регионов [Грей, Мэйл, 1986; Тышко и др., 2000; Котляков, 2000; Przybylak, 2003; Serreze, Barry, 2005; Cuffey, Paterson, 2010; Turner et al., 2009]. Незаштрихованная область между двумя прямыми соответствует ледяному покрову, свободному от снега, или покрытому сухим и влажным снегом. Область внутри заштрихованного треугольника соответствует ледяному покрову со снежниками различной стадии образования [Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015].

Каждая из этих четырех областей была усреднена линейной функцией, зависящей только от сплоченности ледяного покрова. Были получены четыре линейных зависимости, две для ледяного покрова без снежников (штриховые линии на рис. 2.3.2):

$$f_{85-37}^h(I) = -0,085I + 0,908, \quad (2.3.1)$$

$$f_{85-19}^v(I) = -0,086I + 0,55, \quad (2.3.2)$$

и две для ледяного покрова со снежниками (штрих-пунктирные линии на рис. 2.3.2):

$$\Phi_{85-37}^h(I) = -0,039I + 0,19, \quad (2.3.3)$$

$$\Phi_{85-19}^v(I) = -0,04I + 0,7, \quad (2.3.4)$$

где I — сплоченность ледяного покрова, выраженная в баллах.

Критерием наличия или отсутствия снежиц на ледяном покрове является тангенс 37 ГГц и 19,35 ГГц вертикальной поляризации t_{37-19}^v . Зависимость значений этого тангенса от сплоченности ледяного покрова показана на рис. 2.3.3. Выбор этого параметра объясняется сильной зависимостью данного тангенса от влажности поверхностного слоя — заштрихованный треугольник на рис. 2.3.3 значительно больше заштрихованных треугольников на рис. 2.3.4. Нижняя граница области 1 (рис. 2.3.5) выбрана в качестве критерия наличия или отсутствия снежиц на ледяной поверхности. Если значение тангенса t_{37-19}^v , при определенной сплоченности, лежит ниже этой границы, то на льду присутствуют снежицы [Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015]. Нижняя граница области 1 (рис. 2.3.3) аппроксимируется линейной функцией, зависящей только от I :

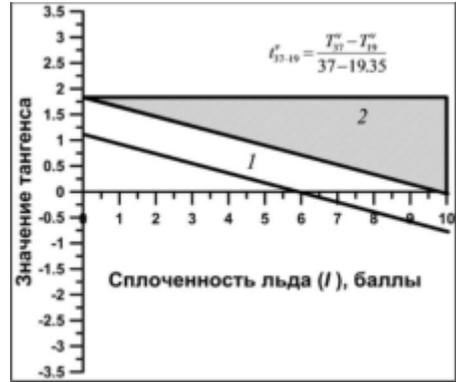


Рис. 2.3.3. Зависимость значений тангенса t_{37-19}^v от сплоченности ледяного покрова

$$\delta_{37-19}^v(I) = -0,187I + 1,1, \quad (2.3.5)$$

Схема алгоритма выглядит следующим образом.

1. По микроволновым спутниковым данным определяются три параметра (спутниковых тангенса) t_{85-19}^v , t_{85-37}^h , t_{37-19}^v :

$$t_{85-19}^v = \frac{T_{85}^v - T_{19}^v}{85,5 - 19,35}, \quad t_{85-37}^h = \frac{T_{85}^h - T_{37}^h}{85,5 - 37}, \quad t_{37-19}^v = \frac{T_{37}^v - T_{19}^v}{37 - 19,35},$$

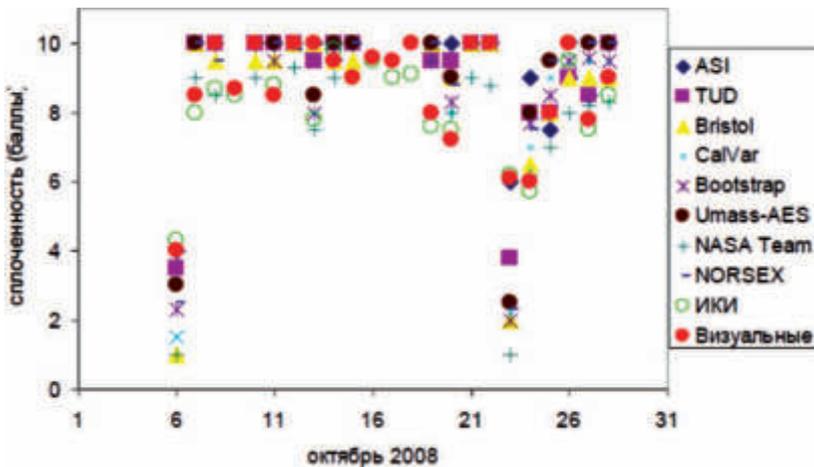


Рис. 2.3.4. Сплоченность льда, полученная по различным алгоритмам и из визуальных наблюдений при работе на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 г.

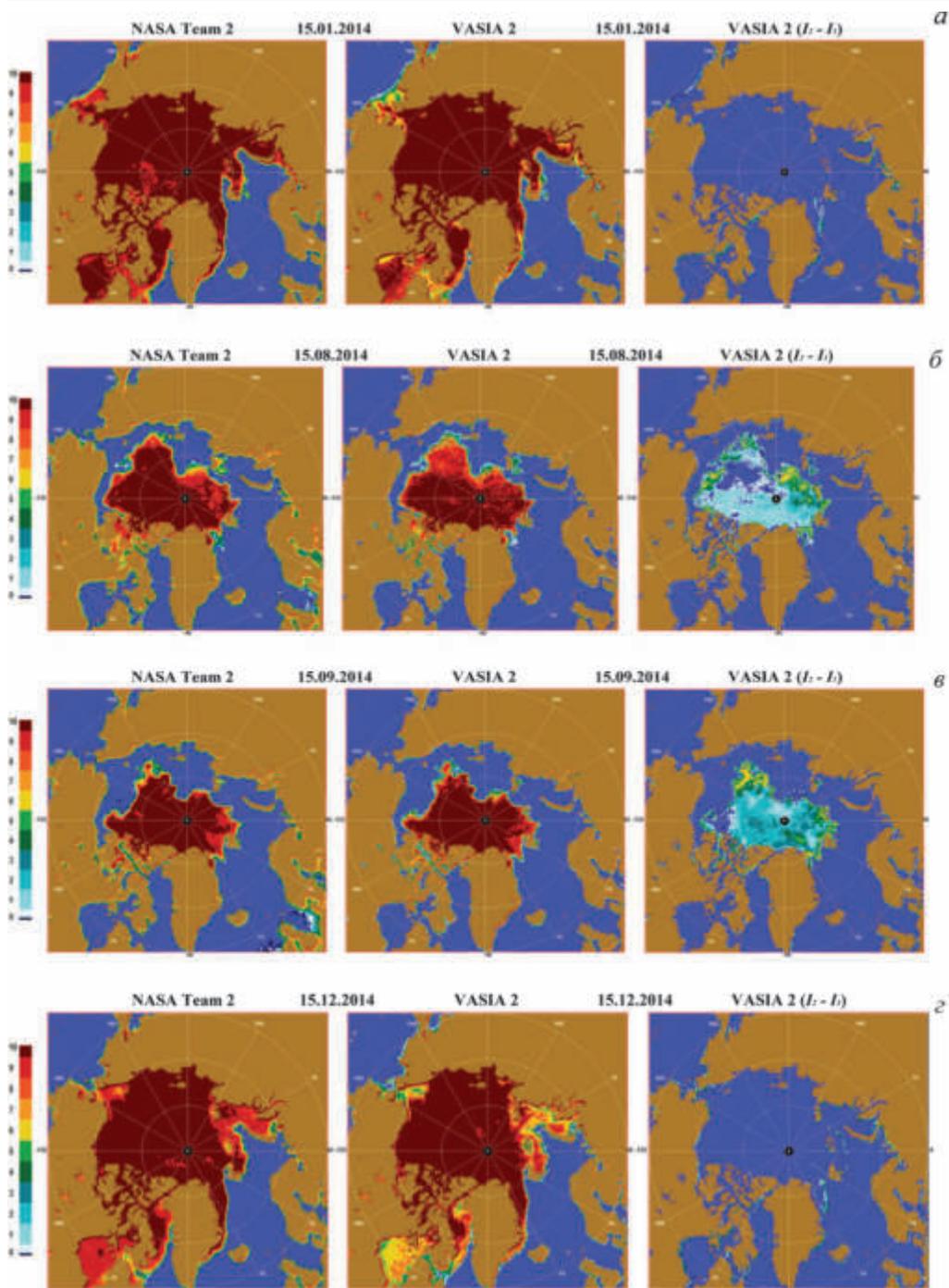


Рис. 2.3.5. Сплоченность ледяного покрова Арктики в 2014 г., рассчитанная по алгоритмам: NASA Team2, VASIA2, а также удельная площадь снежниц (I_2I_1)

2. Создается целевая функция F_1 . Она является суммой квадратов коэффициентов вариации теоретических значений тангенсов со значениями спутниковых тангенсов t_{85-19}^v и t_{85-37}^h :

$$F_1 = \frac{1}{2} \left[\frac{(f_{85-37}^h(I) - t_{85-37}^h)^2}{(t_{85-37}^h)^2} + \frac{(f_{85-19}^v(I) - t_{85-19}^v)^2}{(t_{85-19}^h)^2} \right].$$

3. В интервале сплоченностей ледяного покрова от 0 до 10 баллов с шагом 0,1 вычисляется целевая функция F_1 .

4. Минимум целевой функции F_1 определяет сплоченность ледяного покрова I_1 . I_1 — сплоченность морского льда, без коррекции ошибок, связанных с возможным наличием снежиц на ледяном покрове. Это сплоченность ледяного покрова, которую показывал алгоритм VASIA. Шаги 1–4 полностью повторяют алгоритм VASIA.

5. При найденной сплоченности I_1 в каждом пикселе проводится сравнение значения, полученного из (2.3.5), и значения спутникового тангенса t_{37-19}^v :

$$\delta_{37-19}^v(I_1) \text{ vs } t_{37-19}^v.$$

6. Если

$$\delta_{37-19}^v(I_1) < t_{37-19}^v,$$

то сплоченность остается той, которая определена на шаге 4: $I_2 = I_1$.

7. Если

$$\delta_{37-19}^v(I_1) \geq t_{37-19}^v,$$

то создается целевая функция F_2 . Она является суммой квадратов коэффициентов вариации теоретических значений тангенсов (2.4.3) и (2.4.4) со значениями спутниковых тангенсов t_{85-19}^v и t_{85-37}^h :

$$F_2 = \frac{1}{2} \left[\frac{(\varphi_{85-37}^h(I) - t_{85-37}^h)^2}{(t_{85-37}^h)^2} + \frac{(\varphi_{85-19}^v(I) - t_{85-19}^v)^2}{(t_{85-19}^h)^2} \right].$$

8. В интервале сплоченностей ледяного покрова от 0 до 10 баллов определяется минимум целевой функции F_2 .

9. Минимум целевой функции определяет конечную сплоченность ледяного покрова I_2 .

Сплоченность ледяного покрова I_2 соответствует реальной сплоченности льда в данном пикселе. Разница сплоченностей, полученная на шаге 9 и 4 ($I_2 - I_1$), показывает удельную площадь поверхности, занятую снежицами на ледяном покрове.

Линейные функции (2.3.1)–(2.3.5) являются аппроксимациями теоретических тангенсов, вычисленных для частот прибора SSM/I (19,35, 37 и 85,5 ГГц). Но, как показали расчеты, эти аппроксимации действительны для радиометров SSMIS (19,35; 37 и 91,655 ГГц) и AMSR2 (18,7; 36,5 и 89 ГГц) [Tikhonov et al., 2015].

Использование тангенсов позволяет минимизировать влияние излучения атмосферы и связанных с ней погодных явлений, так как рассматривается

только наклон прямой, проведенной через два значения яркостной температуры, а не сами значения [Tikhonov et al., 2014; Tikhonov et al., 2015].

Анализ определения сплоченности ледяного покрова по разным алгоритмам, сравнение результатов между собой, с данными оптического диапазона и радиолокационными снимками, а также с данными визуальных корабельных наблюдений показывает, что погрешность современных алгоритмов достигает 10% [Andersen et al., 2007; Meier et al., 2001; Meier, 2005; Spreen et al., 2008; Алексеева, Фролов, 2012]. В период летнего таяния и осеннего замерзания эта погрешность сильно увеличивается, достигая иногда 50% [Agnew, Howell, 2003; Andersen et al., 2007; Ivanova et al., 2014; Knuth, Ackley, 2006; Meier et al., 2001; Spreen et al., 2008, Алексеева, Фролов, 2012; Александров и др. 2008].

На рис. 2.3.4 приведено сравнение результатов расчетов сплоченности льда по различным алгоритмам с данными визуальных наблюдений, полученными во время работ на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 г. Видно, что различия, особенно в прикромочной зоне, могут быть довольно существенными.

Большинство публикаций указывают следующие источники ошибок в определении сплоченности ледяного покрова современными алгоритмами по данным спутниковой микроволновой радиометрии:

неспособность большинства алгоритмов разделить излучение более чем двух типов льда (см., например, [Teleti, Luis, 2013]);

сезонная изменчивость излучательной способности морского льда и снежного покрова [Agnew, Howell, 2003; Ivanova et al., 2015; Knuth, Ackley, 2006; Spreen et al., 2008];

внезональные региональные вариации излучательной способности снежно-ледяной поверхности [Agnew, Howell, 2003; Ivanova et al., 2014; Knuth, Ackley, 2006; Spreen et al., 2008];

ошибки, связанные с поверхностными эффектами (шероховатость поверхности, снежный покров, снежицы) [Andersen et al., 2007; Hewison et al., 2002; Knuth, Ackley, 2006];

погодные эффекты (осадки: дождь, снег, а также метель и т. п.) [Andersen et al., 2006; Andersen et al., 2007; Cho, Nishiura, 2010].

Использование в алгоритмах связующих точек — фиксированных значений излучательной способности, яркостной или физической температуры льдов и открытой водной поверхности, приводит к существенным ошибкам в определении сплоченности ледяного покрова [Agnew, Howell, 2003; Andersen, 1998]. Излучательная способность льда, даже одного типа, не может оставаться постоянной величиной. Она зависит от температуры поверхности и климатических условий формирования льда. На излучение ледяной поверхности влияет снежный покров, толщина, структура и влажность которого меняется в зависимости от сезона и региона формирования. Излучательная способность морского льда зависит от шероховатости поверхности, которая тоже имеет региональные и сезонные особенности.

Устранение ошибок в определении сплоченности льда сводится к решению двух проблем: более качественному учету влияния атмосферы и повышению точности в определении связующих точек [Andersen et al., 2006; Cavalieri, Comiso, 2000; Cho, Nishiura, 2010; Comiso, 1995; Ivanova et al., 2014; Kaleschke

et al., 2001; Kern, 2004; Lovas et al., 1994; Meier et al., 2001; Pedersen, 1994; Spreen et al., 2008]. В качестве первого примера можно привести алгоритмы SL, CalVal, NT, NT2, ASI, в которых используются различные модели атмосферы и методы устранения атмосферных изменений. В качестве второго примера — все алгоритмы, так как определение связующих точек является основным этапом при расчете сплоченности ледяного покрова по микроволновым спутниковым данным. Для устранения второй проблемы было предложено использовать в алгоритмах динамические связующие точки (dynamical tie-points), т. е. определять связующие точки отдельно для разных регионов и сезонов [Agnew, Howell, 2003; Andersen, 1998; Ivanova et al., 2015]. Использование динамических связующих точек повышает точность алгоритмов. Но такой подход усложняет использование алгоритмов, так как значения связующих точек будут изменяться в зависимости от региона и климатического сезона. Отсюда возникает задача постоянного регионального и сезонного контроля значений связующих точек. Но изменяются климатические условия формирования льда и снежного покрова [Бобылев и др. 2008; Репина, Иванов, 2012; Иванов и др., 2013; Китаев, Титкова, 2013], что влечет за собой изменение характеристик излучения поверхности [Китаев, Титкова, 2011]. Примером могут служить алгоритмы ASI и Bootstrap, у которых значения связующих точек изменились с течением времени [Comiso, 1995; Kaleschke et al., 2001].

В работах [Johannessen, Ivanova, 2010; Ivanova et al., 2014; Ivanova et al., 2015] выполнен подробный анализ и сравнение практически всех существующих алгоритмов. Сравнение сплоченности морского льда, полученной по этим алгоритмам, с ледовыми картами и данными других диапазонов показало, что наиболее эффективными оказываются гибридные алгоритмы, которые используют методику двух алгоритмов: NT + CalVal, OSI SAF, CalVal + Bristol [Ivanova et al., 2015]. Этот вывод был сделан и в более ранних работах, другими авторами (см., например, [Andersen, 2000; Meier et al., 2001]). В работе [Ivanova et al., 2015] показано, что наиболее эффективным оказывается совместное использование алгоритмов CalVal и Bristol при использовании динамических связующих точек. Алгоритм CalVal показывает хорошие результаты при низкой сплоченности морского льда и по открытой водной поверхности, а алгоритм Bristol эффективен для сплоченного ледяного покрова. С другой стороны, эти авторы в более ранней своей работе утверждают, что наилучшие результаты показывает алгоритм ASI [Johannessen, Ivanova, 2010].

Российский алгоритм VASIA2 разработан совсем недавно и пока не прошел такую серьезную проверку, как другие алгоритмы. Но сравнение результатов определения сплоченности морского льда полярных регионов по алгоритму VASIA2 с данными судовых визуальных наблюдений и алгоритмами NT и NT2 дало хорошие результаты [Тихонов и др. 2016, Tikhonov et al., 2015]. На рис. 2.3.5 представлены карты сплоченности ледяного покрова Арктики, полученные по алгоритмам NT2 и VASIA2, а также площадь поверхности льда в баллах, занятая снежницами ($I_2 I_1$), для середины января (а), августа (б), сентября (в) и декабря (г) 2014 г. Анализ рис. 2.3.5 показывает, что общая картина ледяных полей, полученных по алгоритмам NT2 и VASIA2, практически идентична. Наблюдаются некоторые различия, особенно в прикромочных областях, но ошибки в прикромочных зонах наблюдаются у всех алгоритмов [Ivanova et al., 2015]. Связано это, как уже упоминалось выше, с разным

подходом к определению сплоченности льда при создании алгоритмов (связующие точки, методы вычисления, фильтры, модели атмосферы и т. д., и т. п.). Области ледяного покрова, занятые снежницами, в зимние месяцы практически отсутствуют (рис. 2.3.5а, з). Исключение составляют только небольшие узкие участки морского льда вдоль восточного побережья Гренландии, южнее Земли Франца-Иосифа, между архипелагами Новая земля и Шпицберген (рис. 2.4.5а, з), а также в районе Берингова моря (рис. 2.4.5а) и Берингова пролива (рис. 2.3.5з). Это области, где присутствуют более разреженные льды, а климатические условия менее суровые. Здесь происходит постоянный контакт кромки ледяного покрова с морской водой. В этих областях участки льда «пропитываются» морской водой, что и показывает алгоритм VASIA2. В летние месяцы области снежниц присутствуют практически по всей поверхности ледяного покрова. Наибольшая плотность снежниц наблюдается в периферийных от полюса областях, где климатические условия более теплые. В этих местах они покрывают до 60% поверхности ледяного покрова (рис. 2.3.5б, в).

Алгоритм VASIA2 показывает хорошие результаты в определении сплоченности ледяного покрова и для Южного океана. На рис. 2.3.6 представлены карты сплоченности ледяного покрова Антарктического региона, полученные по алгоритмам NT2 и VASIA2, а также площадь поверхности морского льда в баллах, занятую снежницами (I_2I_1), для середины марта (а), сентября (б) и декабря (в) 2014 г. Результаты определения сплоченности морского льда, выполненные по алгоритмам NT2 и VASIA2, также практически совпадают. Исключения составляют участки вдоль кромки ледяного покрова. Здесь алгоритм VASIA2, так же как и для Арктики, показывает более плавный переход от сплошного льда к открытой водной поверхности. Снежницы присутствуют по всей кромке морского льда (рис. 2.4.6), причем в теплые месяцы их значительно больше (рис. 2.3.6а, в). В Антарктике снежницы в основном бывают только начальной стадии образования (пропитанный водой снег). Области талой воды на поверхности льда (как в Арктике), как правило, не встречаются. Связано это с большой толщиной снежного покрова и более прохладным и сухим климатом в летний период [Thomas, Dieckmann, 2003]. Летом за счет притока тепла от океана морской лед утончается. За счет своей массы снежный покров может опустить морской лед ниже уровня моря. Это приведет к подтапливанию нижних слоев снега и образованию снежниц — снега, пропитанного морской водой [Eicken et al., 2004; Lewis et al., 2011]. Эти области и показывает алгоритм VASIA2 на рис. 2.3.6а, в. Зимой снежницы наблюдаются только вдоль кромки ледяного покрова и в районе Антарктического полуострова, где более мягкий и теплый климат (рис. 2.3.6б).

Сравнение общей сплоченности льда, полученной по алгоритму VASIA2, с данными судовых визуальных наблюдений [Tikhonov et al., 2015] выполнено отдельно для летнего и зимнего сезонов 2004 г. На рис. 2.3.7 представлены графики разброса значений сплоченности льда по данным судовых наблюдений и алгоритмам NT и VASIA2 для летнего (рис. 2.3.7а, б) и зимнего (рис. 2.3.7в, г) периодов. Сравнение показало высокие коэффициенты корреляции, как в летний, так и в зимний периоды, а также высокую положительную корреляцию. В летний период в районе редких льдов оба алгоритма завышают общую сплоченность ледяного покрова. Тогда как в сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдах ледяных массивов алгоритмы занижают общую

сплоченность ледяного покрова. В случае NT расхождение для льдов малой сплоченности больше, чем при расчетах с использованием алгоритма VASIA2. И для летнего, и для зимнего периода алгоритм VASIA2 дает лучшую корреляцию.

Разделение льда на типы (многолетний, однолетний и т. д.) по данным спутниковой микроволновой радиометрии является важной, но практически неразрешимой задачей. Решение данной проблемы основано на разных частотных зависимостях излучательной способности или яркостной температуры различных льдов (рис. 2.3.1). Но эти зависимости были получены при наземных экспериментах [Spren et al., 2008], для ровной и чистой поверхности

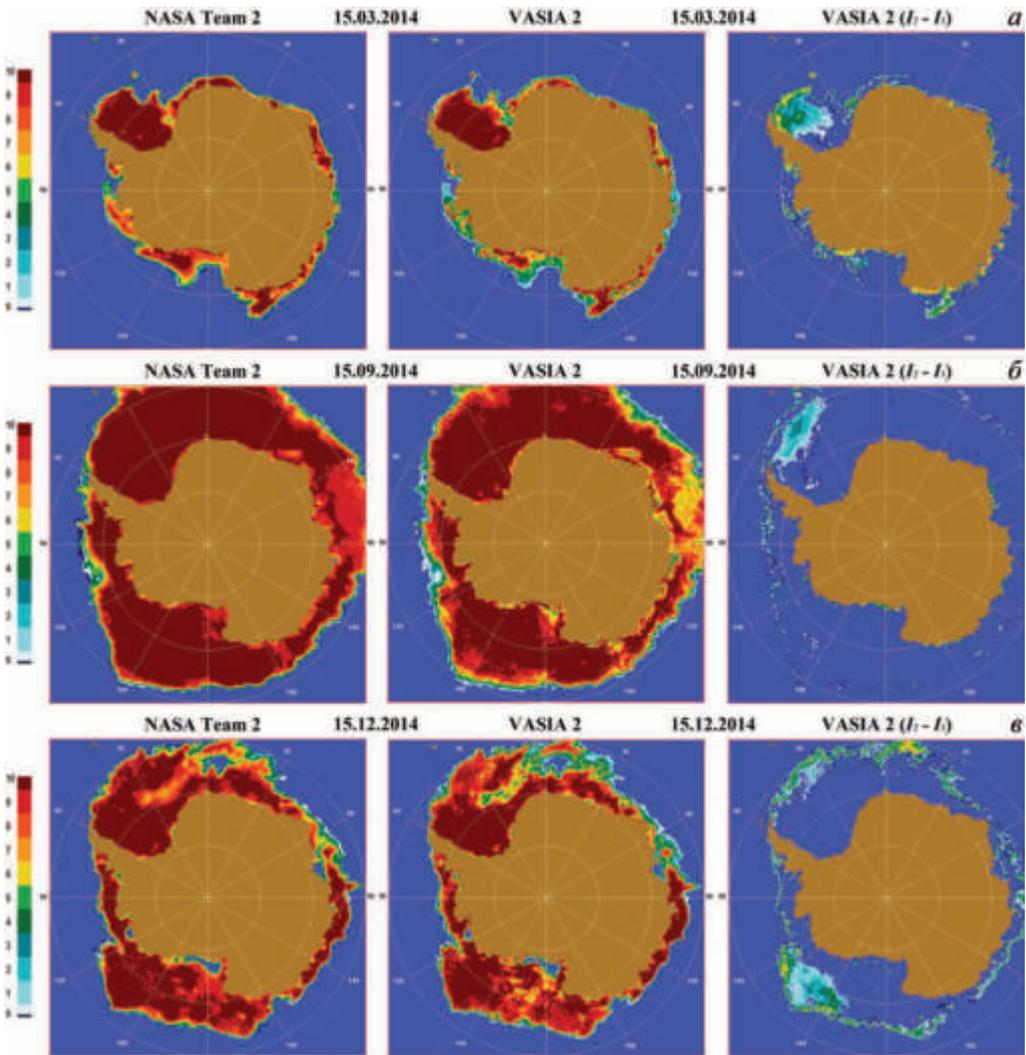


Рис. 2.3.6. Сплоченность ледяного покрова Южного океана в 2014 г., рассчитанная по алгоритмам NASA Team2 и VASIA2, а также удельная площадь снежиц ($I_2 I_1$)

льда. При наземных экспериментах размер пятна радиометра на поверхности льда составлял несколько метров (см., например, [Comiso et al., 2008]). Для спутниковых микроволновых радиометров размер пиксела имеет величину порядка 10 км. Излучение с такого большого участка будет определяться не только типом льда, но и шероховатостью и заснеженностью поверхности.

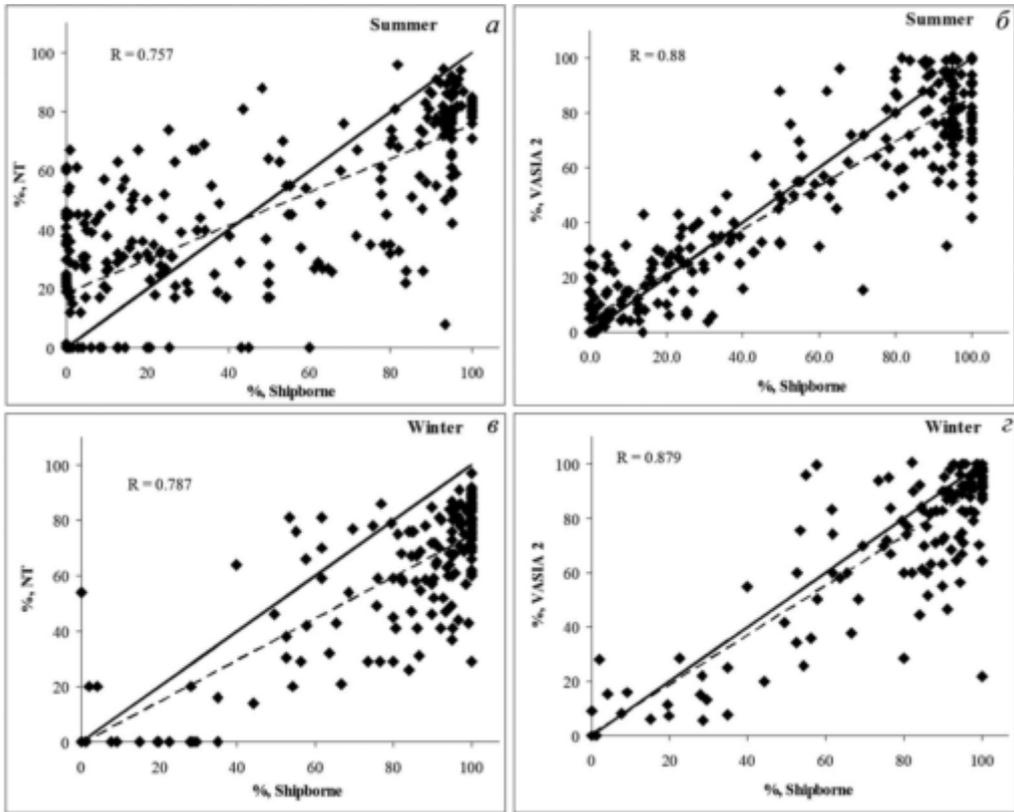


Рис. 2.3.7. Графики рассеяния значений сплоченности льда из визуальных наблюдений и *a* — общей сплоченности по алгоритму NT в летний период; *б* — общей сплоченности по алгоритму VASIA2 в летний период; *в* — общей сплоченности по алгоритму NT в зимний период; *г* — общей сплоченности по алгоритму VASIA2 в зимний период

Теоретические расчеты показывают, что глубина формирования излучения для сухого снежного покрова для частот больше 19 ГГц составляет величину менее 40 см [Tikhonov et al., 2013; Tikhonov et al., 2014]. Таким образом, слой снежного покрова на ледяной поверхности значительно изменит разницу в яркостной температуре многолетнего и однолетнего льда. Существенное влияние на величину яркостной температуры, получаемой по спутниковым данным, оказывает шероховатость поверхности. Эти заключения подтверждаются многими экспериментальными и теоретическими работами [Agnew, Howell, 2003; Cavalieri, Comiso, 2000; Comiso et al., 1989; Hewison et al., 2002; Matzler, 2000; Powell et al., 2006]. Невозможно определить тип льда, если в пиксел

падают одновременно области многолетнего и однолетнего льда. Поэтому многие используемые в настоящее время алгоритмы конечным результатом дают сплоченность ледяного покрова, не разделяя лед по типам или возрасту (NT2, Bootstrap, ASI). Но в некоторых случаях алгоритмы, разделяющие морской лед на типы (NT, NORSEXS, ECICE), показывают хорошие результаты [Han, Lee, 2006; Shokr et al., 2008; Svendsen et al., 1983; Voss et al., 2003]. Вероятнее всего, эти случаи соответствуют гладкой ледяной поверхности, без снежного покрова.

Площадь ледяного покрова и его концентрация — важный показатель состояния Арктики, но он дает только двумерное представление о ледяном покрове. Наилучшим индикатором состояния льда является его толщина, особенно в зимний период, потому что чем меньше он нарастает, тем более чувствительным оказывается к летнему таянию. До недавнего времени измерения показывали, что большая часть арктических льдов переживала по крайней мере одно лето, а часто и несколько. Но теперь ситуация резко изменилась. Многолетний лед, который пережил один или два года, теперь составляет всего 10% ледового покрова, тогда как раньше его доля доходила до 30–40%.

Методов прямых измерений толщины льда с помощью ИСЗ, к сожалению, в настоящее время не существует. Косвенные методы оценки толщин льда основаны либо на найденных закономерностях между измеряемыми параметрами и собственно толщиной льда, либо на вычислении разницы в длине пути луча, проходящего до границы снег–воздух, и луча, отраженного непосредственно от ледовой поверхности. Грубая оценка толщины льда может быть получена по спутниковым данным о возрасте льда, так как толщина льда и его возраст — два взаимосвязанных параметра. То есть оперативное спутниковое наблюдение за толщиной морского льда с той же периодичностью, что и за концентрацией, пока недоступно. Однако за последнее десятилетие было сделано немало локальных измерений толщины морского льда, а также проведено несколько спутниковых кампаний при помощи спутника ICESat. Данные лидара GLAS со спутника ICESat за период с 2003 по 2008 гг. в настоящее время являются единственным достаточно надежным источником по определению толщины льда и ее межгодовой динамики [Kwok et al., 2007, 2008, 2009]. Большие надежды возлагались на миссию Европейского космического агентства CryoSat, разработанную для мониторинга состояния толщины и площади покрытия полярных льдов. Первый аппарат был потерян во время неудачного запуска в 2005 г. В апреле 2010 г. на орбиту был успешно выведен следующий аппарат, CryoSat-2. Первые же полученные с него данные показали, что установленный на нем Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) может измерять толщину морского льда с точностью до сантиметров. Он обладает очень высоким разрешением и позволяет обнаружить большое количество мелких деталей [Dibarboure et al., 2012].

Выводы. Из-за проблем, связанных с глобальными климатическими изменениями, анализ тенденций ледовитости и сплоченности морского льда полярных регионов имеет огромное значение. Микроволновые радиометры, размещенные на искусственных спутниках Земли, позволяют исследовать распределение морского льда на ежедневной основе уже более 30 лет. Но существующие алгоритмы интерпретации данных спутниковой микроволновой

радиометрии часто расходятся в данных своего анализа состояния ледяного покрова. Это несоответствие связано с использованием алгоритмами разных каналов, а также различных связующих точек — характерных значений излучательной способности, яркостной или физической температуры поверхностей. Так, например, отличие в определении степени ледовитости льда в Арктике по разным алгоритмам достигает более 1 млн км² [Johannessen, Ivanova, 2010]. Это приводит к неопределенности в оценках изменения климатических условий, а также глобальных изменений климата. Для уменьшения таких ошибок необходимо привлечение других методов мониторинга и данных других диапазонов, что значительно снижает оперативность используемых алгоритмов.

Следовательно, использовать информацию восстановления сплоченности ледового покрова по данным современных алгоритмов можно лишь как качественную. Корректные количественные оценки могут быть получены только путем сравнительного анализа оценок общей сплоченности по данным ледового картирования. Наиболее полная открытая информация по климатологии морского льда, включающая карты сплоченности, начиная с 1978 г. по настоящее время (ежедневные с 1987 г.), находится на сайте Национального центра по льду и снежному покрову (NSIC, США, <http://nsidc.org/>). Для анализа используется однородный массив данных, обработанный с помощью одного алгоритма, что позволяет получать достаточно достоверные данные по климатической изменчивости морского льда. Именно по этим данным проводится анализ используемой современными климатологами.

Полученный по спутниковым данным ряд наблюдений за состоянием морского льда позволяет сделать выводы о его изменчивости за последние десятилетия. Наиболее заметным климатически значимым событием последнего 20-летия, произошедшим в Северном Ледовитом океане, является сокращение площади ледового покрова в летний сезон. Начало резкого уменьшения летней площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана датируется примерно 2000-м годом. Рекордная за всю историю спутниковых наблюдений минимальная площадь льда наблюдалась в сентябре 2007 г. (4,13 млн кв. км, при средней площади в период летнего минимума около 7 млн кв. км). В 2011 г. площадь льда почти достигла минимума 2007 г. В 2005–2011 гг. летняя площадь льда также была заметно меньше, чем в предыдущее десятилетие и существенно меньше климатической нормы. 16 сентября 2012 г. ледяное покрытие Северного Ледовитого океана достигло годового минимума и поставило новый антирекорд. Анализ спутниковой информации НАСА и данных NSIDC, проведенный Колорадским университетом, подтвердил, что площадь морского льда в указанный день составила 3,41 млн км². Новый минимум на 760 тыс. км² меньше антирекорда сентября 2007 г.

Одновременно с площадью льда заметно уменьшилась также его летняя сплоченность. В то же время в зимний сезон отличия распространения льда и его сплоченности от климатической нормы в Северном Ледовитом океане незначительны. Важным параметром, характеризующим состояние ледового покрова, является возраст льда. В течение последних двух десятилетий происходило постепенное замещение многолетнего льда однолетним [Kwok, Rothrock, 2009]. Учитывая, что площадь зимнего ледового покрова не претерпела значительного сокращения, можно говорить о том, что, начиная 2000 г.,

наблюдается постепенное смещение от постоянного ледового покрова в Северном Ледовитом океане к сезонному. Качественный скачок в структуре «возраста» морского льда датируется интервалом между 2004 и 2008 гг. годом, когда произошел переход к преобладанию сезонного льда (66%) над многолетним (34%) [Kwok et al., 2009].

Интересно, что анализ данных в Южной полярной области показал, что с 1978 по 2010 г. общая площадь морского льда, окружающего Антарктиду, росла примерно на 17 тыс. км² в год [Parkinson, Cavalieri, 2012]. Зимой 2012 г. антарктический морской лед поставил рекорд за всю историю наблюдений — общая площадь морского льда Антарктики составила 19,4 млн км², что на 500 тыс. км² больше среднего показателя трех последних десятилетий (NSIDS, 2012).

Список использованной литературы

1. Александров В. Ю., Шалина Е. В., Бабина О. И., Йоханнессен О. М., Бобылев Л. П., Клостер К. Верификация оценок площади многолетних льдов в Арктике, получаемых по данным спутниковых микроволновых радиометров // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2008. Сер. 4. Вып. 4. С. 54–60.
2. Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М. и др. Изменения площади морских льдов северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. № 6. С. 723–735.
3. Алексеев Г. В. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
4. Алексеева Т. А., Фролов С. В. Сравнительный анализ спутниковых и судовых данных о ледяном покрове в морях Российской Арктики // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 6.
5. Бахарев В. И., Куприк С. К. Использование фототелеграфических аппаратов для отображения результатов ледовой разведки // Записки по гидрографии. 1988. № 220. С. 62–65.
6. Башаринов А. Е., Гурвич А. С. Исследование радиоизлучения поверхности Земли и атмосферы на спутнике «Космос-243» // Вестник АН СССР. 1970. № 10. С. 37–42.
7. Бобылев Л. П., Шалина Е. В., Йоханнессен О. М., Заболотских Е. В., Сандвен С., Бабина О. И. Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Т. 78. № 1. С. 38–47.
8. Букало Н. А., Рудаков С. Д. Деятельность партии ледовых разведок. Дело № 14, 402. Североморск. 2007. С. 41.
9. Бушуев А. В. Сбор, обработка и анализ данных по льду // Морской лед: Справочное пособие. — СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 317–386.
10. Бушуев А. В., Быченков Ю. Д., Лоцилов В. С., Масанов А. Д. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО): Методическое пособие. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. 120 с.
11. Гранков А. Г., Мильшин А. А. Взаимосвязь радиоизлучения системы океан-атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на грани раздела. — М.: ФИЗМАТЛИТ. 2004. 168 с.
12. Снег. Справочник / Под ред. Д. М. Грей, Д. Х. Мэйл — Л.: Гидрометеиздат, 1986. 752 с.
13. Гурвич А. С., Кутуза Б. Г. «Космос-243» — первый в мире эксперимент по исследованию земли из космоса радиофизическими методами // Исследование Земли из Космоса. 2010. № 2. С. 14–25.
14. Заболотских Е. В., Митник Л. М., Бобылев Л. П., Йоханнессен О. М. Нейронно-сетевые алгоритмы восстановления параметров системы океан-атмосфера по данным микроволнового спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Под ред. Е. А. Лупяна, О. Ю. Лавровой. — М., ИКИ РАН: Изд-во Полиграф. 2004. С. 447–458.

15. Иванов В. В., Алексеев В. А., Алексеева Т. А., Колдунов Н., Репина И. А., Смирнов А. В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.

16. Иванов Н. М., Соколов Н. Л. «Океан-О»: два года полета // Земля и Вселенная. 2002. № 1. С. 3–13.

17. Йоханнесен О. М., Александров В. Ю., Фролов И. Е., Сандвен С., Петтерссон Л. Х., Бобылев Л. П., Клостер К., Смирнов В. Г., Миронов Е. У., Бабич Н. Г. Научные исследования в Арктике. Том 3. Дистанционное зондирование морских льдов на северном морском пути: изучение и применение. — СПб.: Наука, 2007. 512 с.

18. Карелин Д. В. Гидрометеорологические исследования в Арктике // Записки по гидрографии. 1946. № 1. С. 7–16.

19. Китаев Л. М., Титкова Т. Б. Изменчивость альбедо снежного покрова Восточно-Европейской равнины — анализ спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 47–56.

20. Китаев Л. М., Титкова Т. Б. Связь изменчивости площади морского льда Арктики и метеорологических характеристик зимнего периода на севере Евразии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 179–192.

21. Котляков В. М. Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. — М.: Наука. 2000. 432 с.

22. Номенклатура ВМО по морскому льду. Том I: Терминология. Том II: Иллюстрированный словарь. Том III: Международная система символов. WMO/ОММ/ВМО — Но. 259. Секретариат ВМО, Женева. 1970–2004.

23. Репина И. А., Иванов В. В. Применение методов дистанционного зондирования в исследовании динамики ледового покрова и современной климатической изменчивости Арктики // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 89–103.

24. Репина И. А., Тихонов В. В., Алексеева Т. А., Иванов В. В., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. Электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова для решения задач спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 5. С. 29–36.

25. Руководство по производству ледовой авиаразведки. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. 240 с.

26. Смирнов В. Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. — СПб.: АНИИ, 2011. 240 с.

27. Смирнов В. Г., Бушуев А. В., Бычкова И. А., Захваткина Н. Ю., Лоцилов В. С. Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2(85). С. 62–76.

28. Снежинский В. А. Гидрометеорологическое обеспечение Военно-морского флота // Записки по гидрографии. 1957. № 2. С. 79.

29. Тихонов В. В., Репина И. А., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. Комплексный алгоритм определения ледовых условий в полярных регионах по данным спутниковой микроволновой радиометрии (VASIA2) // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 78–93.

30. Тихонов В. В., Репина И. А., Алексеева Т. А., Иванов В. В., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. Восстановление сплоченности ледяного покрова Арктики по данным SSM/I // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 182–193.

31. Тихонов В. В., Репина И. А., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. Новый алгоритм восстановления сплоченности морского ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования // Исследование Земли из космоса. 2014. № 2. С. 35–43.

32. Тихонов В. В., Репина И. А., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор // Исследование Земли из космоса. 2016. № 2. С. 45–58.

33. Тышко К. П., Черепанов Н. В., Федотов В. И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. — С.-П.: Гидрометеиздат, 2000. 66 с.

34. Шарков Е. А. Пассивное микроволновое зондирование Земли: прошлое, настоящее и планы на будущее // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2004. В. 1. Т. 1. С. 70–80.

35. Agnew T., Howell S. The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data. // Atmosphere-Ocean. 2003. V. 41. № 4. P. 317–331.

36. Alexeev V. A., Jackson C. H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Climate Dynamics. 2012. V. 39. № 12. DOI: 10.1007/s00382-012-1601-z.

37. Andersen S. Evaluation of SSM/I Sea Ice Algorithms for use in the SAF on Ocean and Sea Ice // Danish Meteorological Institute. Scientific report 00-10. 2000. P. 49.

38. Andersen S. Monthly Arctic Sea Ice Signatures for use in Passive Microwave Algorithms. Danish Meteorological Institute. Technical report 98–18. 1998. P. 29.

39. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. № C8. DOI: 10.1029/2006JC003543.

40. Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H. Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms // Remote Sensing of Environment. 2006. V. 104. № 4. P. 374–392. DOI: 10.1016/j.rse.2006.05.013.

41. Barry R. G., Serreze M. C., Maslanik J. A., Preller R. H. The Arctic Sea Ice-Climate System: Observations and modeling // Rev. Geophysics. 1993. V. 31(4). P. 397–422. DOI: 10.1029/93RG01998.

42. Cavalieri D. J., Comiso J. C. Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the AMSR-E Sea Ice Algorithm // NASA Goddard Space Flight Center. 2000. P. 79.

43. Cavalieri D. J., Gloersen P., Wilheit T. T. Aircraft and satellite passive microwave observations of the Bering Sea ice cover during MIZEX West // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1986. № 3. P. 368–377.

44. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J. Determination of Sea Ice Parameters With the NIMBUS 7 SMMR // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. № D4. P. 5355–5369.

45. Cavalieri D., Gloersen P., Zwally J. Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Brightness Temperatures. 01.01.2010–15.12.2010 // Ed. J. Maslanik, J. Stroeve. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center, 1999.

46. Cavalieri D. J., Germain K. M. S., Swift C. T. Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I // Journal of Glaciology. 1995. T. 41. №. 139. C. 455–464.

47. Cho K., Nishiura K. A study on cloud effect reduction for extracting sea ice area from passive microwave sensor data. // International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science. 2010. V. 38. № 8. P. 1042–1045.

48. Comiso J. C. Polar Oceans from Space (Atmospheric and Oceanographic Sciences Library). New York: Springer. 2009. 507 p.

49. Comiso J. vC. SSM/I Concentrations Using the Bootstrap Algorithm. // NASA Reference Publication 1380. 1995. 50 pages.

50. Comiso J. C., Nishio F. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № C2. DOI: 10.1029/2007JC004257.

51. Comiso J. C. et al. Passive microwave in situ observations of winter Weddell Sea ice // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. V. 94. № C8. P. 10891–10905.

52. Comiso J. C. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. № C1. P. 975–994.

53. Comiso J. C. et al. Microwave remote sensing of the Southern Ocean ice cover // Microwave Remote Sensing of Sea Ice. 1992. P. 243–259.

54. Comiso J. C., Kwok R. Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea ice cover from multisensor satellite observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. V. 101. № C12. P. 28397–28416.

55. Dibarboure G. et al. A demonstration of the potential of Cryosat-2 to contribute to mesoscale observation // Advances in Space Research. 2012. V. 50. № 8. P. 1046–1061.

56. *Dokken S. T., Winsor P., Markus T., Askne J., Björk G.* ERS SAR characterisation of coastal polynyas in the Arctic and comparison with SSM/I and numerical model investigations // *Remote Sensing of Environment*. 2002. V. 80. P. 321–335.

57. *Drinkwater M. R., Crawford J. P., Cavalieri D. J.* Multi-frequency, multi-polarization SAR and radiometer sea ice classification // 1991.

58. *Eicken H. et al.* Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004. V. 109. № C8. DOI: 10.1029/2003JC001989.

59. *Fetterer F., Untersteiner N.* Observations of melt ponds on Arctic sea ice // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103(C11). P. 24 821–24 835.

60. *Fliückiger K., Gmünder H., Matzler Ch.* Microwave signatures of sea ice from ARKTIS 93 experiment // *EARSel Advances in Remote Sensing*. 1994. V. 3. № 2-XII. P. 71–80.

61. *Gentemann C. L., Wentz F. J., Brewer M., Hilburn K., Smith D.* *Passive Microwave Remote Sensing of the Ocean: An Overview* // *Oceanography from Space*. Springer Netherlands. 2010. P. 13–33.

62. *Grenfell T. C.* Surface-based passive microwave observations of sea ice in the Bering and Greenland Seas // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1986. V. GE-24. № 3. P. 378–382.

63. *Grenfell T. C.* Surface-based passive microwave studies of multiyear sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1992. V. 97. № C3. P. 3485–3501.

64. *Grenfell T. C., Comiso J. C.* Multifrequency passive microwave observations of first-year sea ice grown in a tank // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1986. V. GE-24. № 6. P. 826–831.

65. *Grenfell T. C., Cavalieri D., Comiso D., Steffen K.* *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*. Chapter 14: Considerations for Microwave Remote Sensing of Thin Sea Ice // *AGU Monograph*. 1992. P. 291–300.

66. *Hewison T. J., Selbach N., Heygster G., Taylor J. P., McGrath A. J.* Airborne Measurements of Arctic Sea Ice, Glacier and Snow Emissivity at 24–183 GHz // *Proceeding IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. 2002. IGARSS '02. V. 5. P. 2851–2855.

67. *Heygster G., Wiebe H., Spreen G., Kaleschke L.* AMSR-E Geolocation and Validation of Sea Ice Concentrations Based on 89 GHz data // *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*. 2009. V. 29(1). P. 226–235.

68. *Imaoka K., Kachi M., Kasahara M., Ito N., Nakagawa K., Oki T.* Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2 // *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*. 2010. V. 38. № 8. P. 13–16.

69. *Ivanova N. et al.* Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // *Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tcd-9-1269-2015.

70. *Ivanova N. et al.* Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. № 11. P. 7233–7246. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136.

71. BANK S. E. A. I. C. E. D. JCOMM EXPERT TEAM ON SEA ICE (ETSI) // 2010.

72. *Johannessen O. M., Ivanova N.* Sea ice passive microwave algorithms and SAR validation // *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*. Bergen, Norway. 2010. V. 28.

73. *Kaleschke L. et al.* SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis // *Canadian Journal of Remote Sensing*. 2001. V. 27. № 5. P. 526–537.

74. *Kern S.* A new method for medium-resolution sea ice analysis using weather-influence corrected Special Sensor Microwave/Imager 85 GHz data // *International journal of remote sensing*. 2004. V. 25. № 21. P. 4555–4582.

75. *Kern S., Heygster G.* Sea-ice concentration retrieval in the Antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. № 1. P. 109–114.

76. *Kidder S. Q.* Tropical oceanic precipitation frequency from Nimbus 5 microwave data // 1976.

77. *Knuth M. A., Ackley S. F.* Summer and early-fall sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. № 1. P. 303–309.

78. *Kwok R., Cunningham G. F.* ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. № C8.

79. *Kwok R., Cunningham G. F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H. J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C7. DOI: 10.1029/2009JC005312.

80. *Kwok R., Cunningham G. F., Zwally H. J., Yi D.* Ice, Cloud, and land Elevation Satellite (ICESat) over Arctic sea ice: Retrieval of freeboard // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C12. DOI: 10.1029/2006JC003978.

81. *Kwok R., Rothrock D. A.* Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 15.

82. *Lewis M. J., Tison J. L., Weissling B., Delille B., Ackley S. F., Brabant F., Xie H.* Sea ice and snow cover characteristics during the winter-spring transition in the Bellingshausen Sea: an overview of SIMBA 2007 // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2011. V. 58. № 9–10. P. 1019–1038.

83. *Lovas S. M., Rubinstein I., Ulstad C.* Weather influence on passive microwave brightness temperatures // *Polar Research*. 1994. V. 13. № 1. P. 67–81.

84. *Matzler C.* Radiative transfer models for microwave radiometry // *COST 712: Final Report of Project 1*. 2000. P. 176.

85. *Meier W. N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2005. V. 43. N 6. P. 1324–1337.

86. *Meier W. N.* Passive Microwave Sea Ice Concentration C-ATBD. Climate Data Record (CDR) Program. 2013. CDRP-TMP-00067. Rev. 3 03/27/13. P. 60.

87. *Meier W. N., Gallaher D., Campbell G. G.* New estimates of Arctic and Antarctic sea ice extent during September 1964 from recovered Nimbus I satellite imagery // *The Cryosphere Discuss.* 2013. V. 7. P. 35–53. DOI: 10.5194/tcd-7-35-2013.

88. *Meier W. N., Van Woert M. L., Bertoin C.* Evaluation of operational SSM/I ice-concentration algorithms // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. P. 102–108.

89. *Narvekar P. S., Heygster G., Tonboe R., Jackson T. J.* Analysis of WindSat Data over Arctic Sea Ice // *Geoscience and Remote Sensing IEEE International Symposium — IGARSS*. 2008. P. 369–372.

90. NSIDC (National Snow and Ice Data Center) Poles Apart: A record-breaking summer and winter // 2012.

91. NSIDC Notes // 2010. № 72. 3. 1–2.

92. *Onstott R. G., Grenfell T. C., Matzler C., Luther C. A., Svendsen E. A.* Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone // *Journal of Geophysical Research*. 1987. V. 92. № C7. P. 6825–6835.

93. *Parkinson C., Comiso J., Zwally H. J.* Nimbus-5 ESMR Polar Gridded Sea Ice Concentrations. 2004. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.

94. *Parkinson C. L., Cavalieri D. J.* Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 871–880.

95. *Parkinson C. L., Comiso J. C., Zwally H. J., Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J.* Arctic Sea-Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations // 1987.

96. *Pedersen L. T.* Improved spatial resolution of SSM/I products // *Development of new satellite ice data products*. 1998.

97. *Pedersen L. T.* Merging microwave radiometer data and meteorological data for improved sea ice concentrations // *EARSeL Advances in Remote Sensing*. 1994. V. 3. № 2-XII. P. 81–89.

98. *Powell D. C., Markus T., Cavalieri D. J., Gasiewski A. J., Klein M., Maslanik J. A., Stroeve J. C., Sturm M.* Microwave Signatures of Snow on Sea Ice: Modeling // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2006. V. 44. № 11. P. 3091–3102.

99. *Przybylak R.* The Climate of the Arctic // Kluwer Academic. 2003. P. 271.
100. *Ramseier R. O.* DMSP special sensor microwave/imager calibration/validation // Sea ice validation. 1991.
101. *Rees W. G.* Remote Sensing of Snow and Ice // CRC press. 2005. P. 285.
102. *Rosel A., Kaleschke L., Birnbaum G.* Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 431–446.
103. *Serreze M., Barry R.* The Arctic Climate System // Cambridge University Press. 2005. P. 385.
104. *Shokr M., Lambe A., Tom Agnew T.* A New Algorithm (ECICE) to Estimate Ice Concentration from Remote Sensing Observations: an Application to 85 GHz Passive Microwave Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2008. V. 46. № 12. P. 4104–4121.
105. *Smith D. M., Barrett E. C.* Satellite mapping and monitoring of sea ice // unpublished final report to the Defence Research Agency, RSU, University of Bristol. – 1994.
106. Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) Global Gridded Products. National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS), NOAA.
107. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № C2. DOI: 10.1029/2005JC003384.
108. *Sun N., Weng F.* Evaluation of Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) Environmental Data Records // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2008. V. 46. № 4. P. 1006–1016.
109. *Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O. M., Johannessen J. A., Campbell W. J., Gloersen P., Cavalieri D. J., Matzler C.* Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus-7 SMMR for sea ice research // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 2781–2791.
110. *Swift C. T., K. St. Germain, K. C. Jezek, S. P. Gogineni, A. J. Gow, D. K. Perovich, T. C. Grenfell, R. G. Onstott.* Laboratory Investigations of the Electromagnetic Properties of Artificial Sea Ice. // Microwave remote sensing of sea ice. Carsey F. D., editor. Washington: American Geophysical Union. 1992. Ch. 9. P. 61–84.
111. *Swift C., Fedor L., Ramseier R.* An Algorithm to Measure Sea Ice Concentration with Microwave Radiometers // J. Geophysical Research. 1985. V. 90. № C1.
112. *Teleti P. R., Luis A. J.* Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing // International Journal of Geosciences. 2013. V. 4. № 7. P. 1031–1050. DOI: 10.4236/ijg.2013.47097.
113. Sea ice: an introduction to its physics, chemistry, biology and geology / Eds. D. N. Thomas, G. S. Dieckmann. – Oxford: Blackwell Science Ltd., 2003.
114. *Tikhonov V. V., Boyarskii D. A., Repina I. A., Raev M. D., Sharkov E. A., Alexeeva T. A.* Snow Cover Effect on Brightness Temperature of Arctic Ice Fields Based on SSM/I Data // PIERS Proceedings. 2013. P. 514–518.
115. *Tikhonov V. V., Boyarskii D. A., Sharkov E. A., Raev M. D., Repina I. A., Ivanov V. V., Alexeeva T. A., Komarova N. Yu.* Microwave Model of Radiation from the Multilayer «Ocean-atmosphere» System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progress In Electromagnetics Research B. 2014. V. 59. P. 123–133.
116. *Tikhonov V. V. et al.* A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data. // Advances in Space Research. 2015. V. 56. № 8. P. 1578–1589. DOI: 10.1016/j.asr.2015.07.009.
117. *Tucker W. B. et al.* Microwave and physical properties of sea ice in the winter marginal ice zone // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1991. V. 96. № C3. P. 4573–4587.
118. *Turner J. et al.* Antarctic climate change and the environment // 2009.
119. *Voss S., Heygster G., Ezraty R.* Improving sea ice type discrimination by the simultaneous use of SSM/I and scatterometer data // Polar Research. 2003. V. 22. № 1. P. 35–42.
120. *Weng F. et al.* Applications of special sensor microwave imager and sounder (SSMIS) measurements in weather and climate studies // Adv. Meteorol. Sci. Technol. 2011. № 1. P. 14–24.

СУША — СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ**3.1. Изменения термического режима многолетнемерзлых грунтов Северного полушария в XX веке**

М. М. Аржанов, И. И. Мохов

Проблема изменений термического режима вечной мерзлоты имеет не только региональное значение (в частности, для российских регионов), но и глобальное [Оценочный... Т.1, 2008; Оценочный... Т.2, 2008]. С деградацией многолетней мерзлоты связан заметный ущерб, и риск негативных последствий может увеличиваться при потеплении [Оценочный... Т.1, 2008; Nelson et al., 2002; Аржанов и др., 2010]. Эта проблема является особо существенной для России, где многолетнемерзлые породы занимают около 2/3 территории страны. Особенно значима эта проблема для азиатской территории России с городами и соответствующими коммуникационными системами, линиями электропередач, нефте- и газопроводами в областях распространения многолетней мерзлоты. С деградацией вечной мерзлоты при глобальном потеплении климата связана дестабилизация и диссоциация метангидратов с потенциально большой эмиссией в атмосферу метана — многократно более радиационно-активного парникового газа, чем углекислый [Денисов и др., 2011; Schaefer et al., 2011].

В данном разделе представлены оценки современных температурных трендов в многолетнемерзлых грунтах Северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными наблюдений для второй половины XX в. Для анализа использовались результаты численных экспериментов по расчету термического состояния многолетнемерзлых грунтов на разной глубине с разработанной в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН динамической моделью процессов тепловлагопереноса в грунте [Аржанов и др., 2007]. При оценке современных температурных трендов на разных глубинах в вечной мерзлоте с моделью процессов тепловлагопереноса внутри- и межгодовые изменения атмосферных воздействий и соответствующих граничных условий на поверхности задавались с использованием среднемесячных данных реанализа ERA-40 [Uppala et al., 2005] для последних десятилетий. Для сравнения использовались пространственно-интерполированные данные многолетних измерений температуры грунтов на 65 метеорологических станциях (на глубинах 1,6 м и 3,2 м) и 8 геокриологических стационарах (до глубины 10 м) на севере России [Павлов, Малкова, 2010].

Для более детального тестирования, насколько адекватно используемая модель воспроизводит термодинамический режим мерзлых грунтов, в данной работе использовались многолетние ряды измерений профилей

температуры грунтов на нескольких геокриологических стационарах (см. <http://nsidc.org/data/docs/igdc/>, <http://gcmd.nasa.gov>). В частности, два из выбранных стационаров ($67,4^\circ$ с. ш., $63,38^\circ$ в. д. — I стационар, $67,45^\circ$ с. ш., $63,35^\circ$ в. д. — II стационар) расположены в российской Арктике — в бассейне реки Обь, еще один стационар ($69,0^\circ$ с. ш., $51,0^\circ$ в. д. — III стационар) — на юго-западном побережье Гренландии (Iulissat). Для каждого стационара были отобраны наиболее продолжительные непрерывные ряды измерений температуры грунта [Olesen et al. 2003; Oberman and Kakunov, 2004]. Для стационара I общая продолжительность выбранного ряда среднемесячных данных — 8 лет (1989–1996 гг.), для стационара II — 7 лет (1978–1984 гг.), для стационара III — 13 лет (1969–1981 гг.).

В проведенных численных экспериментах в качестве входных данных использовались линейно интерполированные с суточным шагом среднемесячные данные для температуры грунта на верхнем горизонте. Результаты сравнения рассчитанной температуры на разных глубинах с данными наблюдений для трех выбранных стационаров представлены на рис. 3.1.1. Для стационара I модель практически точно воспроизводит годовой ход температуры грунта по данным наблюдений в 1989–1996 гг., в частности на глубинах 2 м и 3 м (см. рис. 3.1.1а, б). Модель адекватно воспроизводит и особенности межгодовой изменчивости, в том числе отмеченное на этом стационаре значительное понижение температуры в начале 1989 г., и относительно слабую межгодовую изменчивость температуры грунта в 1994–1996 гг. Для стационара II модель также хорошо воспроизводит годовой ход и межгодовую изменчивость температуры грунтов, в частности на глубинах 5 м и 7,5 м см. рис. 3.1.1в, г. Некоторое различие модельных оценок и данных наблюдений отмечено на глубине 5 м в начале (с января по март) 1979 г. (рис. 3.1.1в). Для стационара III в проведенных численных экспериментах также получено хорошее количественное согласие результатов моделирования и данных наблюдений (рис. 3.1.1д, е). Сравнение для глубины 1 м проводилось с доступными данными наблюдений для 1969–1970 гг. (рис. 3.1.1д). На глубине 3 м модельные оценки имеют меньшую амплитуду годовой гармоника для 1969–1973 гг. За период 1974–1981 гг. рассчитанные значения температуры грунта хорошо согласуются с данными наблюдений (рис. 3.1.1е). Для всех рассматриваемых стационаров модель хорошо воспроизводит наблюдаемое уменьшение амплитуды годового хода температуры грунтов с увеличением глубины.

На рис. 3.1.2 представлены оценки линейных трендов среднегодовой приповерхностной температуры по данным ERA-40 для 1965–2001 гг. и среднегодовой температуры грунта на глубине 3 м по модельным расчетам для средних и высоких широт СП. Максимальные тренды приповерхностного потепления получены для Западной Сибири, отдельных регионов Якутии и северной части Аляски. Сравнение рис. 3.1.2а и рис. 3.1.2б для пространственных распределений трендов температуры воздуха у поверхности и температуры грунта свидетельствует только о частичном совпадении соответствующих областей максимальных и минимальных температурных трендов. Совпадение максимальных (более $0,05^\circ\text{C}/\text{год}$) трендов приповерхностной температуры воздуха и грунтов получено в центральной и северной частях Западной Сибири. Есть области, где на фоне высоких трендов приповерхностного потепления не отмечено значительных трендов температуры грунтов. В частности, минимальные

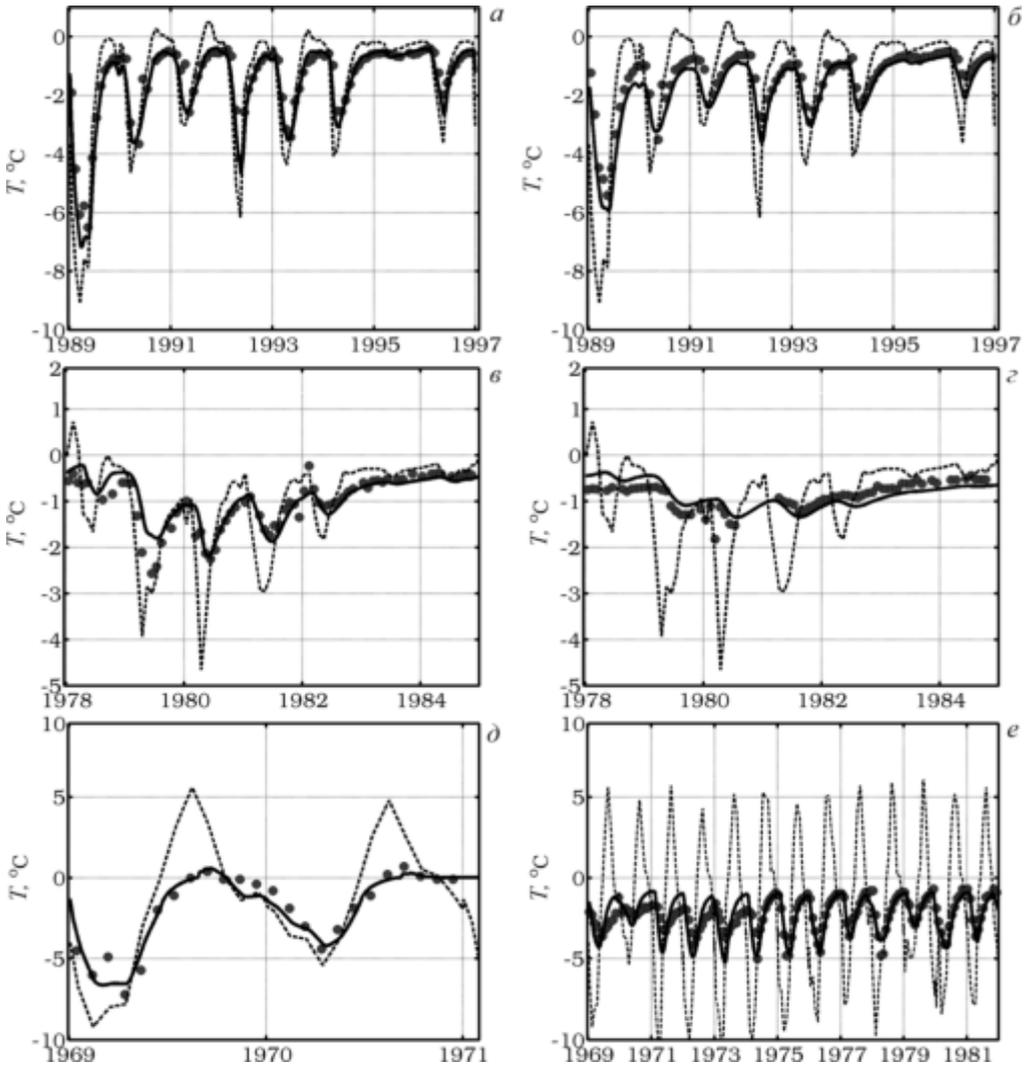


Рис. 3.1.1. Результаты моделирования (сплошные кривые) и данные наблюдений (точки) для температуры грунтов на геокриологических стационарах I, II, III: I — на глубинах 2 м (а) и 3 м (б), II — на глубинах 5 м (в) и 7,5 м (г), III — на глубинах 1 м (д) и 3 м (е). Пунктирной линией отмечены вариации температуры грунта на верхнем горизонте

тренды (менее $0,01^{\circ}\text{C}/\text{год}$) температуры грунтов получены в северной части Восточной Сибири и в регионах средних и высоких широт Северной Америки, а значения трендов приповерхностной температуры при этом могут достигать $0,04^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Следует отметить также выявленные по модельным расчетам области с трендами температуры грунтов, превышающими тренды приповерхностной температуры воздуха (Забайкалье, отдельные регионы Восточной Сибири и Аляски).

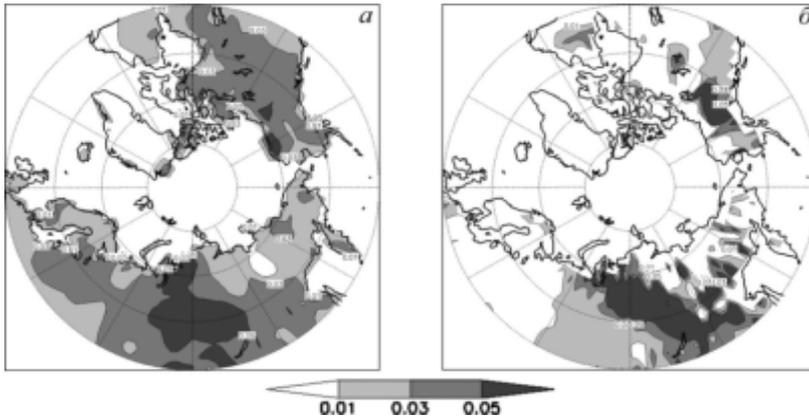


Рис. 3.1.2. Тренды ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) среднегодовой температуры воздуха у поверхности по данным реанализа ERA-40 (*a*) и среднегодовой температуры грунта по модельным расчетам (*б*) для 1965–2001 гг.

Полученные модельные оценки изменения температуры грунтов сравнивались также с широтно-долготным распределением тренда температуры грунтов на севере России по данным наблюдений на метеостанциях и геокриологических стационарах в 1966–2005 гг. [Павлов, Малкова, 2010]. Результаты сравнения модельных и эмпирических оценок трендов температуры грунтов свидетельствуют о преимущественном совпадении областей максимальных значений в центральной части Западной Сибири и Якутии. Абсолютные значения модельных трендов температуры грунтов в этих регионах согласуются с оценками по данным наблюдений. В частности, по данным наблюдений тренд температуры грунта в Якутии оценен в [Павлов, Малкова, 2010] равным $0,033^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Соответствующая модельная оценка регионального тренда температуры грунта $0,032^{\circ}\text{C}/\text{год}$ хорошо согласуется с эмпирической. Хорошее согласие региональных модельных и наблюдаемых трендов температуры грунтов получено для севера Восточной Сибири: $0,021^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $0,024^{\circ}\text{C}/\text{год}$ соответственно. При этом модельная оценка тренда температуры грунтов ($0,044^{\circ}\text{C}/\text{год}$) заметно превысила эмпирическую ($0,031^{\circ}\text{C}/\text{год}$) для Западной Сибири. В целом же для севера России тренд температуры грунтов по модельным расчетам ($0,032^{\circ}\text{C}/\text{год}$) хорошо согласуется с оцененным в [Павлов, Малкова, 2010] по данным наблюдений $0,030^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

Проведенное сравнение показало достаточно хорошее согласие современных трендов температуры грунтов по модельным расчетам с данными наблюдений. Выявленные региональные тенденции приповерхностной температуры и температуры грунтов существенно различаются, что связано в том числе и с региональными тенденциями снегозапаса и длительности залегания снежного покрова.

Список использованной литературы

1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата. — М.: Росгидромет, 2008. 227 с.
2. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. II. Последствия изменений климата. — М.: Росгидромет, 2008. 288 с.
3. *Nelson F. E., Anisimov O. A., Shiklomanov N. I.* Climate change and hazard zonation in the Circum-Arctic permafrost regions // *Natural Hazards*. 2002. V. 26. P. 203–225.
4. *Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И.* Моделирование осадки оттаивания многолетнемерзлых грунтов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. 14. № 3. С. 37–42.
5. *Денисов С. Н., Аржанов М. М., Елисеев А. В., Мохов И. И.* Чувствительность эмиссий метана болотными экосистемами Западной Сибири к изменениям климата: мультимодельные оценки // *Оптика атмосферы и океана*. 2011. Т. 24. № 4. С. 319–322.
6. *Schaefer K., Zhang T., Bruhwiler L., Barret A. P.* Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming // *Tellus B*. 2011. V. 63. N. 2. P. 165–180.
7. *Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Мохов И. И.* Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // *Криосфера Земли*. 2007. Т. 11. № 4. С. 65–69.
8. *Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. J. et al.* The ERA-40 re-analysis // *Quartern. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131. P. 2961–3012.
9. *Павлов А. В., Малкова Г. В.* Динамика криолитозоны России в условиях современных изменений климата XX–XXI веков // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2010. № 5. С. 44–51.
10. *Olesen O. B.* Shallow Borehole Temperatures, Ilulissat, Greenland. Copenhagen, Denmark: Greenlandic Geological Survey (GEUS). Distributed by National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology // *Digital Media*. 2003.
11. *Oberman N. G., Kakunov N. B.* Ground Temperatures from Deep Boreholes in the Ob River Valley, Russia (VK-1615 and ZS-124/124a). Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology // *Digital Media*. 2004.

3.2. Анализ и моделирование стока крупнейших сибирских рек в условиях современного климата

В. Ч. Хон, И. И. Мохов, М. М. Аржанов, А. В. Елисеев

Данные наблюдений показывают, что для большинства крупных речных бассейнов сток в течение последнего тридцатилетия был выше среднего многолетнего значения. В том числе отмечен заметный тренд увеличения стока крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. В частности, выявлено значительное увеличение годового стока Енисея в последнее десятилетие XX века [Шикломанов и др., 2003]. При этом отмечено существенное уменьшение стока для верхней части бассейна Оби.

Для оценок возможных гидрологических изменений в будущем, связанных с естественными и антропогенными причинами, используются глобальные модели климата, в том числе наиболее детальные климатические модели общей циркуляции атмосферы и океана с описанием динамики морского льда и процессов в деятельном слое суши с учетом биосферных эффектов. Согласно результатам численных экспериментов, при глобальном потеплении в XXI веке следует ожидать дальнейшего увеличения стока сибирских рек и усиления тенденции экстремальности осадков над многими регионами (например, [Khop et al., 2007]).

Исследования гидрологического режима на водосборах крупнейших рек северной Евразии показали способность глобальных климатических моделей адекватно воспроизводить среднегодовой режим речного стока, оцениваемый разностью между осадками (P) и испарением (E) на водосборе. Однако оценка стока $P - E$ не воспроизводит сезонные особенности внутригодовых вариаций стока, связанных с процессами снегонакопления и снеготаяния на водосборе. В данном разделе выполнена оценка способности глобальных климатических моделей воспроизводить не только среднегодовой режим стока, но и его внутригодовое распределение.

Для анализа использовались результаты расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей, участвующих в программе сравнения Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) [Meehl et al., 2007]. Расчеты с этими моделями использовались при подготовке 4-го Оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по оценке климатических изменений (IPCC, 2007).

Были использованы поля среднемесячных значений осадков и речного стока для периода 1900–2099 гг. Акцент сделан на исследовании гидрологического режима крупнейших сибирских рек: Оби, Енисея и Лены. Для сравнительного анализа поля осадков и речного стока были предварительно интерполированы на географическую сетку с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. Для осреднения по речным водосборам использовалась маска водосборов на аналогичной сетке. Для сопоставления с модельными результатами использовалась база данных Global Runoff Data Centre [GRDC, 1996] стационарных наблюдений за стоком Оби (1930–2003 гг.), Енисея (1936–2003 гг.) и Лены (1935–2003 гг.), а также данные по осадкам Climatic Research Union (CRU) Университета Восточной Англии [New et al., 2000].

В данном разделе проведен анализ современного среднегодового режима стока крупнейших сибирских рек, а также особенностей его годового хода с использованием данных наблюдений и модельных расчетов.

На рис. 3.2.1 приведены распределения среднего количества зимних и летних осадков по данным наблюдений CRU в сопоставлении с мультимодельными расчетами для базового 30-летнего периода 1961–1990 гг. Для территории

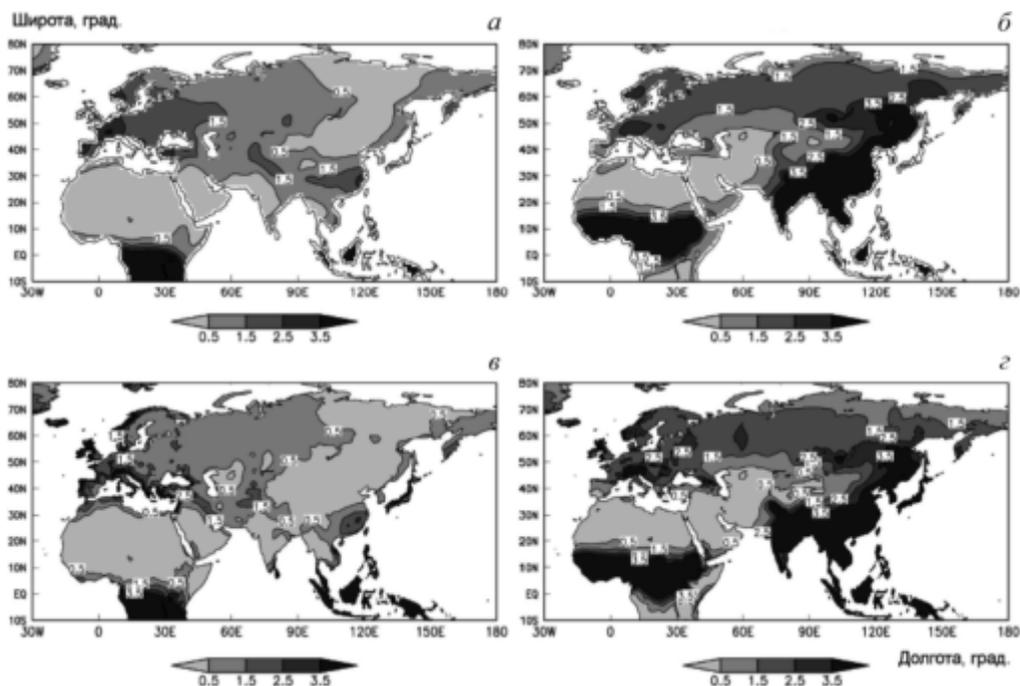


Рис. 3.2.1. Пространственное распределение среднего количества зимних (а, в) и летних (б, г) осадков, мм/сут, по данным метеонаблюдений CRU (а, б) и мультимодельным расчетам (в, г) для 30-летнего периода 1961–1990 гг.

Северной Евразии (включая бассейны крупнейших сибирских рек) отмечается достаточно реалистичное воспроизведение климатическими моделями средних значений сезонных осадков за приведенный период наблюдений.

На рис. 3.2.2 представлены среднегодовые значения стока Оби, Енисея и Лены, полученные по модельным расчетам в сопоставлении с данными наблюдений за 1961–1990 гг. Анализируемые модели адекватно воспроизводят среднегодовой режим речного стока для крупнейших сибирских рек. Средние по ансамблю моделей значения стока Оби, Енисея и Лены достаточно хорошо согласуются с данными наблюдений (рис. 3.2.2).

На рис. 3.2.3 приведен годовой ход стока Оби, Енисея и Лены по мультимодельному расчету в сопоставлении с данными наблюдений. Модели со значительными отклонениями величин сезонного максимума стока от наблюдаемого внутригодового распределения были исключены из анализа (табл. 3.2.1). При существенном разбросе оценок модели в среднем качественно воспро-

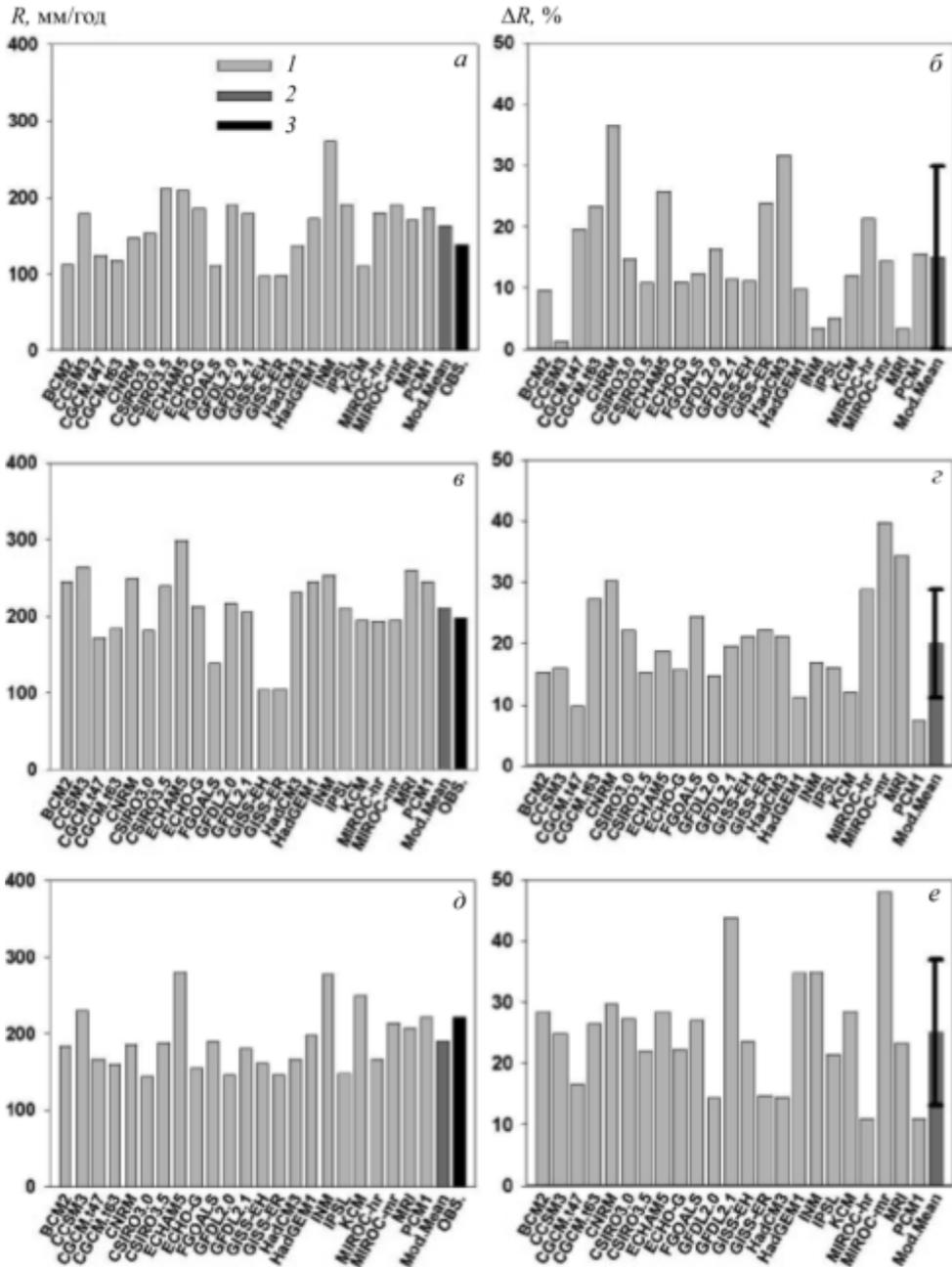


Рис. 3.2.2. Среднегодовой сток (*а, в, д*, мм/год) и его изменения (*б, г, е*, %) к концу XXI века при сценарии SRES-A1B для водосборов Оби (*а, б*), Енисея (*в, г*) и Лены (*д, е*): 1 – расчет с ансамблем моделей; 2 – среднее по ансамблю моделей; 3 – данные наблюдений для 1961–1990 гг. Вертикальными линиями изображены среднеквадратические отклонения речного стока по данным наблюдений

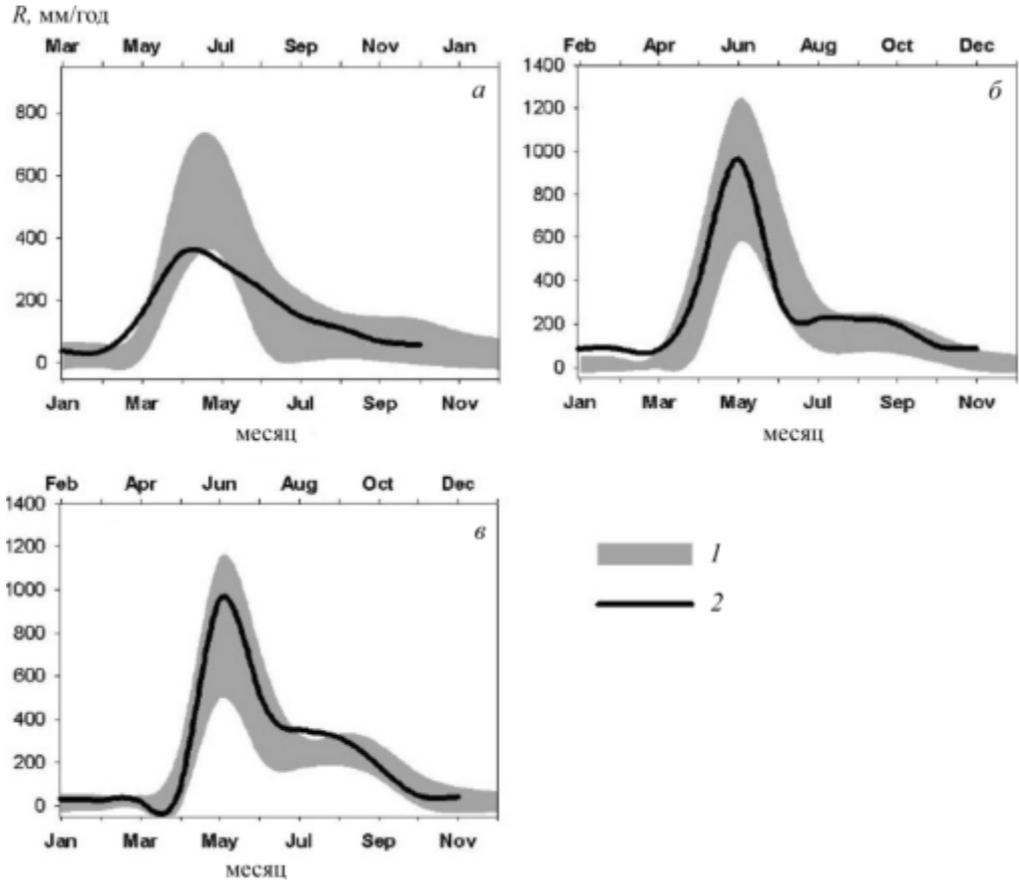


Рис. 3.2.3. Годовой ход стока (мм/год) Оби (а), Енисея (б) и Лены (в) по мульти-модельному расчету (1, нижняя шкала) и по данным наблюдений (2, верхняя шкала)

изводят основные фазы сезонного цикла речного стока для анализируемых водосборов. При этом для модельных расчетов сезонный максимум стока (рассчитанного как среднее по водосбору) наступает примерно на 1 мес. (для Оби ~ на 2 мес.) раньше, чем по данным станционных наблюдений в устьевых областях рек, что можно объяснить отсутствием в климатических моделях блока расчета стекания воды в речную сеть. В частности, наибольшее расхождение, полученное для бассейна Оби, может быть связано с тем, что значительная доля площади этого бассейна представляет собой заболоченную равнину с малыми гидравлическими уклонами и очень низкими скоростями стекания в речную сеть.

Большинство моделей завышает весенний сток Оби, что может быть связано с завышенными оценками массы снежного покрова, а также с более интенсивным снеготаянием в период весеннего половодья. Стоит также отметить, что на анализируемых реках имеются крупные водохранилища сезонного регулирования, существенно искажающие естественный гидрологический режим этих рек, и в первую очередь, внутригодовое распределение стока.

Т а б л и ц а 3.2.1. Анализируемые модели (модели, не включенные в анализ сезонного стока Оби, Енисея, Лены отмечены соответствующими буквами)

Модель	Страна	Разрешение атмосфера/океан	Сезонный сток
BCM2	Норвегия	T63L31/0,5–1,5 °C × 1,5 °C L35	О, Е, Л
CCSM3	США	T85L26/0,3–1 °C × 1 °C L40	О
CGCM3-T47	Канада	T47L31/1,9 °C × 1,9 °C L29	
CGCM3-T63	> >	T63L31/0,9 °C × 1,4 °C L29	
CNRM	Франция	T63L45/0,5–2 °C × 2 °C L31	О
CSIRO3.0	Австралия	T63L18/0,8 °C × 1,9 °C L31	Л
CSIRO3.5	> >	T63L18/0,8 °C × 1,9 °C L31	О,Л
ECHAM5/MPI-OM	Германия	T63L31/1,5 °C × 1,5 °C L40	О
ECHO-G	Германия/ Корея	T30L19/0,5–2,8 °C × 2,8 °C L20	О
FGOALS	Китай	T42L26/360 °C × 180 °C	
GFDL2.0	США	2,0 °C × 2,5 °C L24/0,3–1 °C × 1 °C L50	
GFDL2.1	> >	2,0 °C × 2,5 °C L24/0,3–1 °C × 1 °C L50	
GISS-AOM	> >	3 °C × 4 °C L12/3 °C × 4 °C L16	
GISS-ER	> >	4 °C × 5 °C L20/4 °C × 5 °C L13	
GISS-EH	> >	4 °C × 5 °C L20/4 °C × 5 °C L13	О
HADCM3	Велико- британия	2,5 °C × 3,8 °C L19/1,5 °C × 1,5 °C L20	
HADGEM1	> >	~ 1,3° × 1,9 °C L38/0,3–1,0 °C × 1,0 °C L40	О
INM3.0	Россия	4 °C × 5 °C L21/2 °C × 2,5 °C L33	О
IPSL	Франция	2,5 °C × 3,75 °C L19/1–2 °C × 2 °C L31	О
KCM	Германия	T31L19/0,5–2 °C × 2 °C L31	
MIROC-HR	Япония	T106L56/0,2 °C × 0,3 °C L47	О
MIROC-MR	> >	T42L20/0,5–1,4 °C × 1,4 °C L43	О
MRI	> >	T42L30/0,5–2,0 °C × 2,5 °C L23	
PCM1	США	T42L18	Е,Л

Моделирование стока с учетом влияния деградации вечной мерзлоты.

Моделирование гидрологических процессов суши под действием изменения климатических факторов важно для диагностики стока с водосборов крупных рек. Анализ модельных расчетов с климатической моделью ИФА РАН (КМ ИФА РАН) при различных сценариях роста концентрации парниковых газов выявил общее увеличение в XXI веке среднегодового стока сибирских рек (Оби, Енисея и Лены), а также Волги и Урала. Наиболее сильное увеличение речного стока и вероятности превышения в XXI веке максимальных значений речного стока для XX века получено для реки Лены. Среднегодовой сток в [Мохов и Хон, 2002] характеризовался разностью среднегодовых значений осадков и испарения для речных бассейнов. При этом могут неполно учитываться некоторые обратные связи между процессами в атмосфере и деятельном слое суши. Так, например, в [Мохов и Хон, 2002] отмечены особенности воспроизведения характеристик гидрологического режима в областях

распространения вечной мерзлоты, в частности в бассейне Лены. Водосборы большинства крупных рек Сибири включают обширные области распространения приповерхностной (вечной) мерзлоты. Вследствие этого важно определение и учет параметров криолитозоны, таких как глубина слоя сезонного протаивания, температура подстилающей поверхности, содержание влаги в талом слое, значений теплофизических характеристик многолетнемерзлых почв в связи с возможными изменениями температурного и гидрологического режимов в XXI веке.

В настоящее время используется целый ряд математических моделей, описывающих взаимодействие атмосферного климата и процессов в почве. Самые простые, основанные на расчете мерзлотных индексов, характеризующих температурный режим почвы, позволяют определить наличие или отсутствие мерзлоты, рассчитать положение границ криолитозоны и оценить глубину сезонного протаивания. Дополнительно для расчета температуры пород под слоем сезонного протаивания могут, в частности, быть использованы модели, основанные на методе, предложенном В. А. Кудрявцевым, позволяющие учитывать влияние снежного покрова, растительности и органического слоя [Кудрявцев, 1954]. Преимущество перечисленных моделей заключается в относительно небольшом количестве входных параметров. Основной недостаток состоит в том, что эти модели являются интегральными, в них отсутствует изменение переменных во времени. Другой класс моделей позволяет рассчитывать различные характеристики вечной мерзлоты в зависимости от изменений климата во времени. Эти модели различаются методами решения уравнения теплопереноса при наличии фронтов фазовых переходов, а также способами описания процессов, протекающих в системе «растительность–снег». Например, в модели [Володин и Лыкосов, 1998] совместно с уравнением теплопереноса решаются уравнения изменения содержания водяного пара, жидкой влаги и льда в почве, а также детально описываются процессы переноса тепла и влаги в снеге.

Выполнена верификация гидрологической части модели тепло- и влагопереноса в почве, разработанной для включения в климатическую модель промежуточной сложности Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН. Следует специально отметить, что разработанная модель содержит многоуровневые схемы термических и гидрологических процессов в почве. Валидация термической части модели была проведена в [Аржанов и др., 2007]. Особенностью используемой в данной работе динамической модели является сочетание детальности описания процессов переноса тепла и влаги в почве и относительно небольшого времени численного счета. Используемый для определения вертикального профиля температуры и положения границ фазовых переходов алгоритм [Goodrich, 1978], обладающий высокой точностью, был дополнен дифференциальной схемой для расчета влажности почвы [Пачепский и др., 1976] в слое сезонного протаивания и более детальной параметризацией стоковых процессов [Володин и Лыкосов, 1998]. Разработанный алгоритм позволяет моделировать динамику процессов образования и деградации приповерхностной и реликтовой мерзлоты. В проведенных численных экспериментах с использованием разработанной модели тепло- влагопереноса в почве рассчитывался среднегодовой сток с водосборов крупных сибирских рек для периода 1960–2000 гг. Разработанная модель тепло- влагопереноса в почве

позволяет рассчитывать сток рек, водосборы которых включают области приповерхностных многолетнемерзлых грунтов — вечной мерзлоты. Модель допускает описание перехода деятельного слоя почвы из состояния с наличием приповерхностной мерзлоты (слой протаивания) к состоянию отсутствия приповерхностной мерзлоты (слой зимнего промерзания).

Годовой сток крупнейших сибирских рек (Оби, Енисея и Лены) оценивался при задании изменений осадков по данным CRU, а изменения остальных атмосферных характеристик — по данным реанализа ERA-40. Дополнительно к этому были проведены расчеты с заданием изменений атмосферных характеристик только по данным реанализа, включая осадки. Суммарный речной сток вычислялся как результат пространственного (по водосборам соответствующих рек) и временного (по календарному году) осреднения суммарного поверхностного и подповерхностного стока, оцененного по представленной

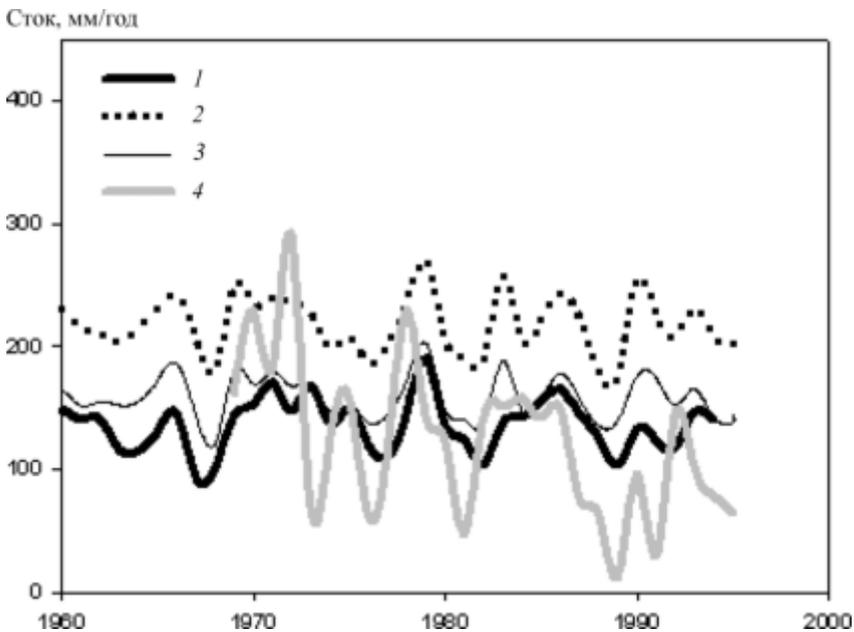


Рис. 3.2.4. Временной ход годового стока в бассейне Оби по данным наблюдений (1), модельным оценкам (при использовании осадков CRU) для суглинки (2) и торфа (3). Разность осадков и испарения ($P - E$) по данным реанализа (4)

модели почвенных процессов. Также для водосборов этих рек оценивались разности среднегодовых осадков и испарения по данным реанализа и проводилось сравнение с данными прямых наблюдений за стоком в створах рек [GRDC, 1996].

На рис. 3.2.4, 3.2.5, 3.2.6 представлены многолетние изменения годового стока в бассейнах рек Оби, Енисея и Лены, оцененных при разных данных по осадкам для двух типов почв. Для Оби (рис. 3.2.4) модельный годовой сток, хотя и различается при различных данных для осадков, но в меньшей степени, чем для водосбора Лены (см. ниже). Отмечена существенная зависимость рас-

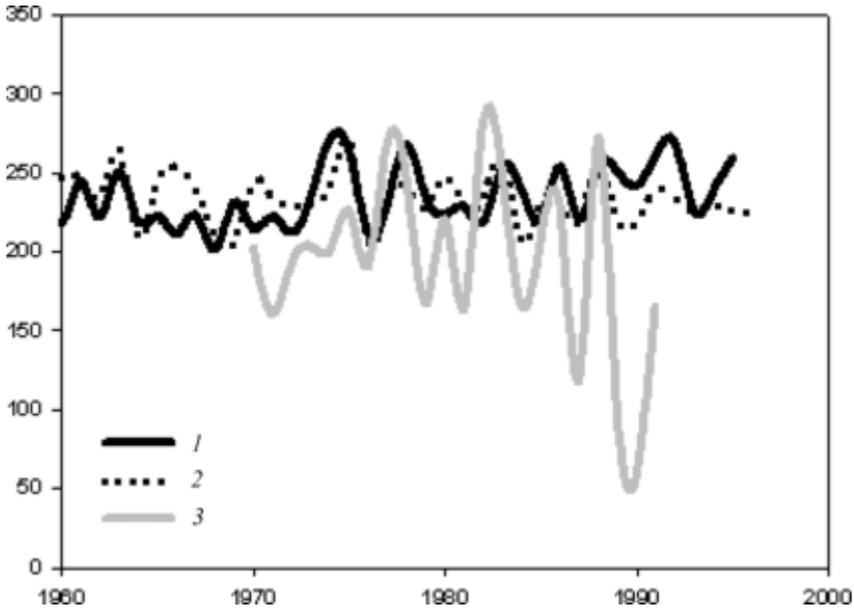


Рис. 3.2.5. Временной ход годового стока в бассейне Енисея по данным наблюдений (1), модельным оценкам (при использовании осадков CRU) для суглинка (2). Разность осадков и испарения ($P - E$) по данным реанализа (3)

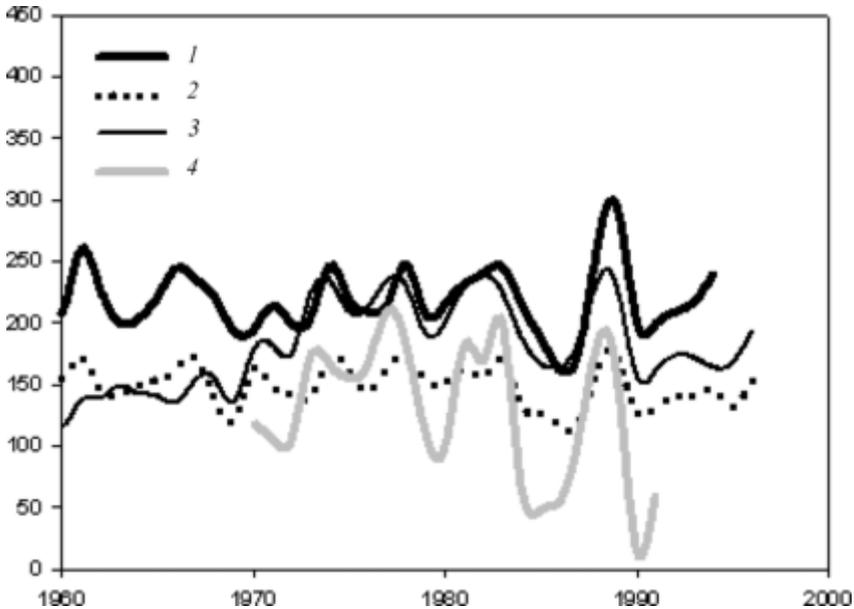


Рис. 3.2.6. Временной ход годового стока в бассейне Лены по данным наблюдений (1), модельным оценкам при использовании осадков CRU (2) и ERA-40 (3) для суглинка. Разность осадков и испарения ($P - E$) по данным реанализа (4)

считанного стока от типа почвы. Так, для суглинка (представительного для всех минеральных типов почв) годовой сток (218 ± 22 мм/год) существенно превышен по сравнению с данными наблюдений (140 ± 21 мм/год). При задании же в верхних двух метрах почвы торфа, а в более глубоких слоях (рис. 3.2.2) суглинка модельный сток (159 ± 18 мм/год) существенно лучше согласуется с наблюдениями. Полученное значение коэффициента корреляции временных рядов моделируемого и наблюдаемого стока составляет 0,7. Лучшее согласие результатов моделирования стока с данными наблюдений при учете верхнего слоя почвы, насыщенного органикой, по сравнению с вариантом с минеральной почвой, можно связать с большим распространением болот в бассейне Оби. Для сравнения на графике приводится разность между осадками и испарением с водосбора по данным реанализа ERA-40. Межгодовая изменчивость этого показателя значительно превышает межгодовые вариации наблюдаемых значений стока, что характерно также для бассейнов рек Енисей и Лена.

Для Енисея (рис. 3.2.5) при задании осадков по данным CRU и минеральной почвы средний за 1958–1996 гг. модельный сток составляет 235 ± 17 мм/год. Это хорошо согласуется с оценками стока по данным наблюдений 236 ± 19 мм/год и с оценками по разности осадков и испарения с водосбора (237 – 244 мм/год). При этом неплохо воспроизводятся и межгодовые вариации стока. Исключение составляет период с середины 1960-х до середины 1970-х гг., когда изменчивость модельного стока заметно больше, чем по данным наблюдений, при этом коэффициент корреляции равен 0,4.

Существенная зависимость результатов моделирования от задания осадков отмечена для Лены (рис. 3.2.6). При задании осадков по данным CRU модельный сток существенно занижен (около 150 ± 20 мм/год), и его тренд статистически незначим. При задании осадков по данным реанализа вплоть до конца 1960-х гг. модельный сток также существенно занижен, но затем быстро растет примерно на четверть, так что его средняя величина в 1975–1996 гг. составляет 180 ± 30 мм/год. Последняя величина лучше согласуется с данными наблюдений для стока (220 ± 30 мм/год) и его оценками как разности осадков и испарения с водосбора (190 – 214 мм/год). Значение коэффициента корреляции при этом равно 0,8.

Список использованной литературы

1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата. — М.: Росгидромет, 2008. 227 с.
2. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. II. Последствия изменений климата. — М.: Росгидромет, 2008. 288 с.
3. Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г. С., Мохов И. И., Семенов В. А., Спорышев П. В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря//Доклады РАН. 1999. Т. 366. С. 248–252.
4. Мохов И. И., Хон В. Ч. Гидрологический режим в бассейнах сибирских рек: модельные сценарии изменений в XXI веке//Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 77–93.
5. Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч. Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей//Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150–165.
6. Шикломанов И. А., Шикломанов А. И. Изменение климата и динамика притока речных вод в Северный Ледовитый океан//Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 6. С. 645–654.

7. Мелешко В. П., Голицын Г. С., Говоркова В. А. и др. Возможные антропогенные изменения климата России в 21-м веке: оценки по ансамблю климатических моделей//Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 38–49.

8. Kattsov V. M., Walsh J. E., Chapman W. L., Govorkova V. A., Pavlova T., Zhang X. Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models//J. Hydrometeorol. 2007. V. 8. P. 571–589.

9. Meehl G. A., Covey C., Delworth T. et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset — A new era in climate change research//Bull. Amer. Meteor. Soc. 2007. V. 88. P. 1383–1394.

10. Solomon S. Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC. — Cambridge University Press, 2007. — Т. 4. P. 940.

11. GRDC: Global Runoff Data Centre. Second Interim report on the Arctic river database for Arctic Climate System Study (ACSYS)//Tech. Rep. 12. 1996. P. 48.

12. New M., Hulme M., Jones P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate//J. Clim. 2000. V. 13. P. 2217–2238.

3.3. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений

*В. В. Попова, П. А. Морозова, Т. Б. Титкова, В. А. Семенов, Е. А. Черенкова,
А. В. Ширяева, Л. М. Китаев*

Северная Евразия — крупнейшая в мире область с сезонным снежным покровом и наибольшими вариациями снежного покрова, поэтому воздействие на его эволюцию атмосферных процессов и его обратное влияние на атмосферу может проявляться здесь наиболее отчетливо. Чувствительность снежного покрова Северной Евразии к процессу глобального потепления достаточно хорошо изучена [Кренке и др., 2001; Brown and Derksen, 2013; Brown and Robinson, 2011; Brown and Mote 2009]. Установлено, что характеристики снежного покрова могут изменяться разнонаправлено. Так, сокращение площади снежного покрова на континенте [Brown and Derksen, 2013; Brown and Robinson, 2011], наблюдаемое, как правило, у западных и южных границ его распространения [Попова и Полякова, 2013], сопровождается увеличением зимней аккумуляции снега в высоких широтах на значительной территории [Кренке и др., 2001, Шмакин, 2011; Bulygina et al., 2011; Popova, 2007]. На северо-востоке Европы и на севере Сибири рост толщины снежного покрова с начала 1970-х годов связан с теми же циркуляционными механизмами, что и зимние положительные аномалии температуры [Popova, 2007]. В первую очередь это Северо-Атлантическое колебание, с положительными аномалиями которого с начала 1970-х до середины 1990-х гг. было связано усиление западного зонального переноса в атмосфере, сопровождающееся теплыми и снежными зимами в высоких широтах Европейской территории России (ЕТР) и Сибири. Со второй половины 1990-х гг. отмечаются уменьшение межгодовой изменчивости индекса НАО и смена знака его тренда, что указывает на смену режима крупномасштабной циркуляции. С этими изменениями связана приостановка роста зимней температуры на севере Евразии и даже формирование ее отрицательного тренда к началу 2010-х гг., что, очевидно, должно проявляться в тенденциях снегонакопления.

Гидрометеослужба России предоставляет данные наиболее продолжительных регулярных наблюдений за снежным покровом (которые кроме срочных наблюдений на метеостанциях содержат данные маршрутных снегомерных съемок для оценки снеготопливных запасов [Кренке, 1998]). Сеть этих наблюдений распространяется на большую часть Северной Евразии. Многолетние ряды различных параметров снежного покрова, полученные с помощью этой сети, анализировались многими исследователями [МГЭИК, 2013; Brown and Derksen, 2013; Brown and Robinson, 2011; Brown and Mote, 2009, Bulygina et al., 2011; Ye, 2001 и др.]. Оценки трендов, выполненные по 18 климатическим районам [Bulygina et al., 2011] в целом за 1966–2010 гг., показали, что максимальная толщина снежного покрова почти на всей территории России, за исключением Северо-Востока, Забайкалья и запада ЕТР, увеличивалась со скоростью около 4% за десятилетие. Рассмотренный 45-летний период с точки зрения клима-

тических изменений неоднороден, о чем свидетельствуют отмеченные ранее изменения тенденций температуры и крупномасштабной атмосферной циркуляции с середины 1990-х годов. Кроме того, пространственные закономерности изменчивости толщины снега существенно отличаются от распределения средних климатических показателей. Для получения надежных оценок отклика снежной аккумуляции на глобальные климатические изменения необходим учет пространственно-временных закономерностей ее колебаний, в частности выявление границ их естественных районов. Чтобы оценить неопределенности тенденций изменения характеристик снежного покрова и валидацию косвенных данных, важно получить сравнительные оценки трендов толщины снежного покрова и снегозапасов (водный эквивалент снега, ВЭС), как двух разных показателей водообеспеченности территорий за счет зимней аккумуляции снега, получаемых из независимых источников. Для этого использовались многолетние ряды толщины снежного покрова (максимального для марта и зимы в целом) на 600 метеостанциях по территории России за 1950–2013 гг. из архива ВНИИГМИ-МЦД (www.meteo.ru), а также ВЭС по данным маршрутной снегосъемки (на вторую декаду марта) за 1966–2011 гг., приведенные к данным лесных измерений [Попова и др., 2015]. Для преодоления пропусков в наблюдениях оба массива данных были интерполированы в регулярную сетку $5^\circ \times 5^\circ$.

В силу известных ограничений, данных наземных измерений ВЭС не всегда достаточно для получения достоверной картины его распределения и изменения в труднодоступных районах. Возможности восполнения этих ограничений данными реанализа и спутниковых измерений обсуждаются достаточно давно [Гельфан и др., 2012; Хан, 2011; Dee et al., 2011; Brun et al., 2013 и др.]. Перспективность применения данных дистанционного зондирования снежного покрова не оставляет сомнения и связана прежде всего с их широким пространственным охватом и высоким разрешением, хотя остается достаточно много нерешенных проблем, связанных в основном с влиянием растительности и состоянием снежного покрова [Chang et al., 1996].

Несмотря на большое число различных реанализов (данных, реконструированных прогностическими моделями погоды с использованием ассимиляции данных наблюдений) и их постоянное совершенствование, наиболее проблемными характеристиками остаются осадки и параметры снежного покрова. Сравнению результатов реанализов с данными инструментальных наблюдений посвящено немало исследований. При этом в качестве критерия, как правило, рассматривается линейная корреляция с данными наблюдений [Хан, 2011; Khan et al., 2008], хотя даже ее максимальные значения в отдельных точках (которые пока не превышают 0,7) не гарантируют воспроизведения трендов снегозапасов и их пространственного распределения. Адекватное отражение изменчивости снегозапасов реанализом и спутниковыми измерениями предполагает воспроизведение ими пространственной структуры этой изменчивости и выявляемых по данным наземных наблюдений продолжительных тенденций. Для сопоставления с данными наземных наблюдений был сделан выбор в пользу реанализа ERA-Interim, который лучше других реанализов отображает данные по высоте, плотности и водному эквиваленту снега, а также продолжительности залегания снежного покрова [Brun et al., 2013; Khan et al., 2008]. Для оценки изменений ВЭС по спутниковым наблюдениям использо-

вались данные Национального центра обработки данных снега и льда (NSIDC) (http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0271_ease_grid_swe_climatology.gd.html).

Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений. Пространственные и временные особенности распределения снежной аккумуляции на севере Евразии тесно связаны с теми атмосферными процессами, которые определяют современные изменения приземной температуры [Ропова, 2007]. Основные закономерности региональной и частотно-временной структуры толщины снежного покрова иллюстрируют поля ЭОФ1 и ЭОФ2 (рис. 3.3.1а, б). ЭОФ1 описывает 19% общей дисперсии, ЭОФ2 — 11%. Соответствующие главные компоненты ГК1 и ГК2 объясняют соответственно около 80 и 10% изменчивости средней толщины снежного покрова по исследуемой территории. Наиболее четко региональные закономерности, описываемые ЭОФ1 и ЭОФ2, проявляются для максимальной за зиму толщины снега, но сохраняются для этого параметра и за март. Экстремумы ЭОФ1 и ЭОФ2 практически делят территорию севернее 55° с. ш. на три сектора: центральный ($50\text{--}120^\circ$ в. д.), северо-восточный ($120\text{--}180^\circ$ в. д.), а также северо-западный ($30\text{--}45^\circ$ в. д.), который недостаточно четко выявляется анализом ЭОФ, что связано с его ограниченностью с запада. Осреднение высоты снежного покрова в марте по выделенным секторам позволяет определить основные тенденции этого параметра на исследуемой территории и их связь с современными изменениями глобального климата, в частности с ходом зимней температуры на севере Евразии (рис. 3.3.2). Отметим, что корреляция между рядами толщины снежного покрова, осредненными по указанным секторам, отсутствует.

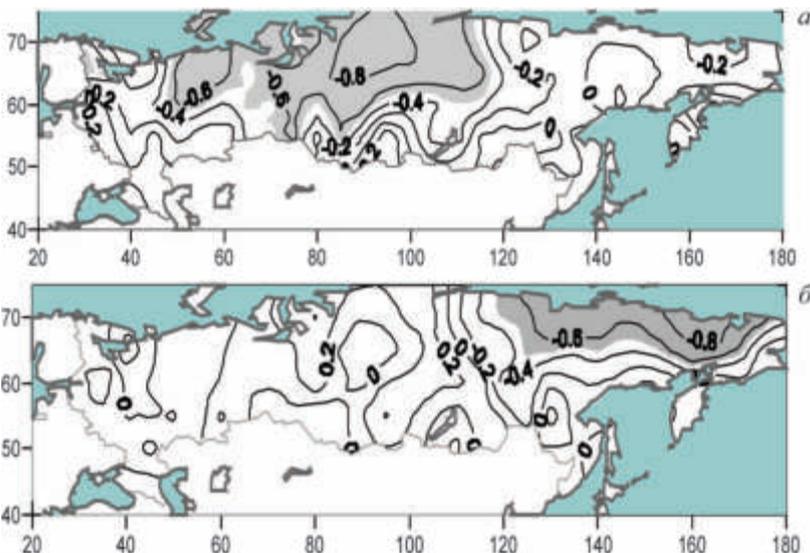


Рис. 3.3.1. Поля ЭОФ1 (а) и ЭОФ2 (б) колебаний максимальной за зиму толщины снежного покрова за 1950–2013 гг. Изолиниями показаны коэффициенты корреляции между толщиной снежного покрова и ГК1 (а) и ГК2 (б). Заливкой обозначены области корреляции $\leq -0,5$

Центральный сектор выделяется наибольшим трендом (17 см за 64 года) и тесной связью со средней по Северной Евразии зимней (декабрь–март) температурой воздуха (корреляция 0,73). Отметим, что связь с температурой отсутствует до 1970-х гг., а в 1971–2013 гг. она достигает 0,82, что хорошо видно на рис. 3.3.2. Наблюдаемые в западном и восточном секторе тренды (8–9 см за 64 года) почти в два раза меньше по сравнению с центральным, а корреляция с температурой отсутствует. При этом на фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР (30–45° в. д.) межгодовые вариации, как правило, находятся в противофазе с его колебаниями в центральном секторе и с температурой.

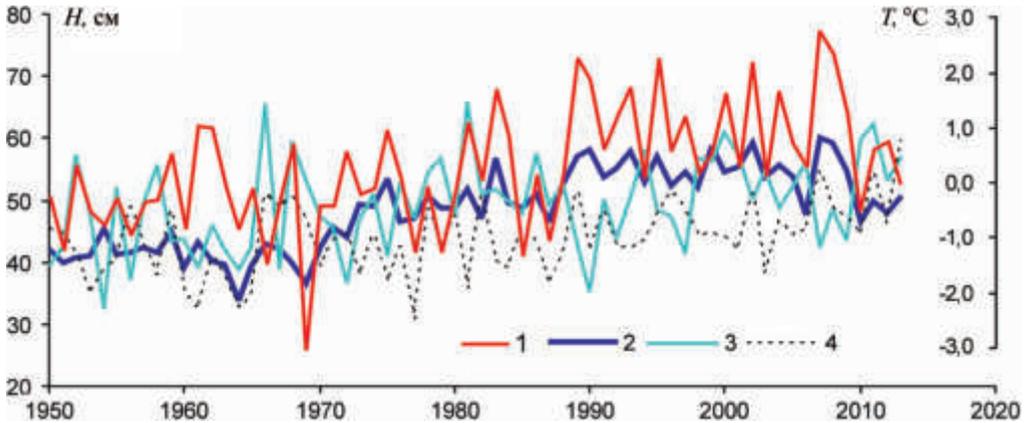


Рис. 3.3.2. Изменения температуры приземного воздуха в среднем по территории Северной Евразии (40–75° с. ш., 20–180° в. д.) за декабрь–март (1), шкала справа, и толщины снежного покрова в марте севернее 55° с.ш. в среднем по секторам 45°–120° в. д. (2), 30°–45° в. д. (3), 120°–180° в. д. (4), шкала слева

Несмотря на удаленность от ЕТР, обращает на себя внимание чередование периодов синхронной и асинхронной связи между снегонакоплением на западе ЕТР и северо-востоке. Вероятно, эти особенности изменений толщины снежного покрова в трех выделенных районах и их реакция на потепление связаны с определенными механизмами крупномасштабной циркуляции и их вариациями в течение рассматриваемого периода.

Анализ по методу множественной пошаговой регрессии (табл. 3.3.1), выполненный для 1976–2013 гг., указывает на существенный вклад NAO и Scand в колебания снежной аккумуляции в центральном секторе. Общий их вклад составляет 58% (33% принадлежит NAO в январе, 16 и 9% — Scand соответственно в феврале и январе). В западном и северо-восточном секторах связь с макромасштабной циркуляцией проявляется гораздо слабее: в обоих случаях она установлена только для PNA. На северо-востоке колебаниями этого индекса можно объяснить 33% изменчивости толщины снежного покрова (в противофазе). Связь толщины снега на Европейской территории России с PNA (достаточно слабая — общая изменчивость чуть выше 20%), по-видимому, может быть обусловлена волновыми механизмами, связанными с распространением волновых возмущений из тихоокеанского региона [Nakamura et al., 2010].

Т а б л и ц а 3.3.1. Оценки связи максимальной толщины снежного покрова в марте в трех секторах на севере Евразии с индексами ведущих мод крупномасштабной атмосферной циркуляции во нетропических широтах СП по результатам пошаговой множественной регрессии за 1976–2013 гг.

Индекс	R накопленный	$R^2\%$		p
		накопленная	индивидуальная	
30–45° в. д.				
PNA	0,44	20	20	0,01
45–120° в. д.				
NAO	0,57	33	33	0,00
Scand	0,70	49	16	0,00
Scand	0,76	58	9	0,02
120–180° в. д.				
PNA	0,48	23	23	0,00
PNA	0,57	33	10	0,00

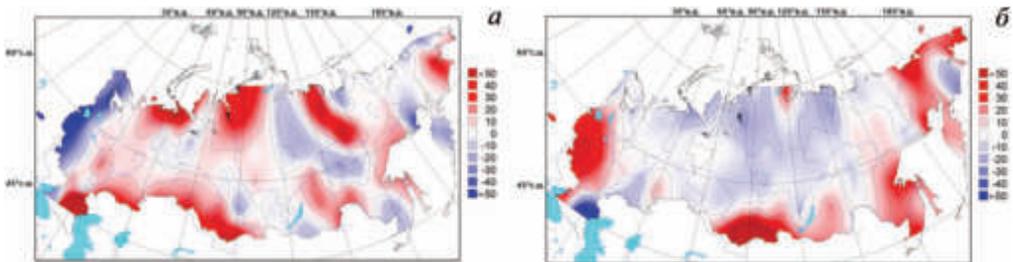


Рис. 3.3.3. Тренды максимальной за март толщины снежного покрова, % за 10 лет от среднего за 1979–2013, и в 1979–1995 гг. (а) и 1996–2013 гг. (б) по данным наземных наблюдений

Изменение в тенденции глобальной температуры [МГЭИК, 2013] на севере Евразии наблюдается примерно с середины 1990-х гг. Многие исследователи связывают такие изменения с ослаблением зональной циркуляции и усилением межширотного обмена [Cohen, et al., 2010; Wang, Chen et al., 2010]. Принимая во внимание тесную связь аккумуляции снега на большей части Сибири и северо-востоке ЕТР с индексами NAO и Scand, описывающими усиление/ослабление зонального переноса и межширотного обмена, можно предположить, что эти изменения крупномасштабной циркуляции проявляются и в тенденциях изменений таких параметров снежного покрова, как его толщина и снегозапас (или ВЭС).

Чтобы выявить эти тенденции, рассмотрим распределение трендов толщины снежного покрова на территории России в период резкого потепления в 1979–1995 гг. и в период 1996–2013 гг., когда в ходе температуры приземного воздуха в среднем по Северной Евразии (за декабрь–март) и индекса NAO наметился слабый отрицательный тренд (рис. 3.3.3а, б). Достаточно четко проявляется смена тенденций на рубеже середины 1990-х гг.: увеличение толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР с 10 до 40 см (до 40–50% нормы

за 1979–2013 гг.) и такое же ее уменьшение на западе ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Хотя уменьшение толщины снега в 1996–2013 гг. на севере Сибири и северо-востоке ЕТР не столь существенное по сравнению с его ростом в предшествующие 17 лет, в общих чертах территориальное распределение показанных на рис. 3.3.3а, б тенденций соответствует структуре, установленной для периода 1950–2013 гг. (рис. 3.3.1, 3.3.2). Этот вывод важен для оценки пространственного распределения наблюдаемых тенденций с точки зрения основных закономерностей колебаний аккумуляции снега, обусловленных усилением/ослаблением зонального переноса и межширотного обмена.

Современные тенденции водного эквивалента снега по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Закономерности, выявленные выше для колебаний толщины снега, хорошо заметны и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съемки (рис. 3.3.4а, б), несмотря на более короткие ряды (1979–2011 гг.). В 1979–1995 гг. разнонаправленные тенденции на севере Сибири и западе ЕТР выражены более отчетливо, чем в 1996–2011 гг., хотя рост ВЭС (по отношению к норме за 1979–2011 гг.) на северо-востоке ЕТР не столь существенный, как в случае толщины снега. В 1996–2011 гг. область роста ВЭС на западе ЕТР практически совпадает с областью тренда толщины снега как по расположению, так и по интенсивности. На крайнем севере ВЭС, в отличие от толщины снега, после 1995 г. сохраняет некоторый рост, что, возможно, связано с разницей в длине рассматриваемых периодов (1996–2011 гг. и 1996–2013 гг.) для ВЭС. Отчасти с этим могут быть связаны и расхождения между тенденциями ВЭС и толщины снега после 1995 г. в горных районах Алтая и Прибайкалья. Различие в тенденциях между западом и востоком Северного Кавказа, хорошо заметные для толщины снега в 1996–2013 гг., не отмечаются по данным ВЭС, что, вероятно, связано с редкой сетью наблюдений.

Тем не менее, тренды толщины снежного покрова и ВЭС, полученные по данным наземных наблюдений, указывают на общие тенденции в двух ключевых районах севера Евразии и о смене их знака с середины 1990-х годов. Надежность этих результатов обеспечивается независимостью источников данных о толщине снега и ВЭС. Последнее позволяет сравнить данные наблюдений по ВЭС с реанализом и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведения ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. На рис. 3.3.4в–е показано распределение трендов ВЭС, полученное по данным реанализа ERA-Interim (рис. 3.3.4в, г) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (рис. 3.3.4д, е). При этом во все периоды средняя для исследуемой территории величина ВЭС по данным наземных наблюдений (табл. 3.3.2) оказывается постоянной (119 мм) и выше, чем показывают реанализ (102/108 мм в 1979–1995/1996–2011 гг.) и спутниковые наблюдения (103/96 мм в 1979–1995/1996–2007 гг.), а соотношение между средним и стандартным отклонением (табл. 3.3.2) в случае спутниковых данных примерно соответствует данным наблюдений (как до, так и после 1995 г.); в случае реанализа оно занижено в 1979–1995 гг. и завышено в 1996–2011 гг.

Сравнение полей тренда ВЭС (рис. 3.3.4а, в) показывает, что пространственная структура тренда за 1979–1995 гг. по данным реанализа во многом

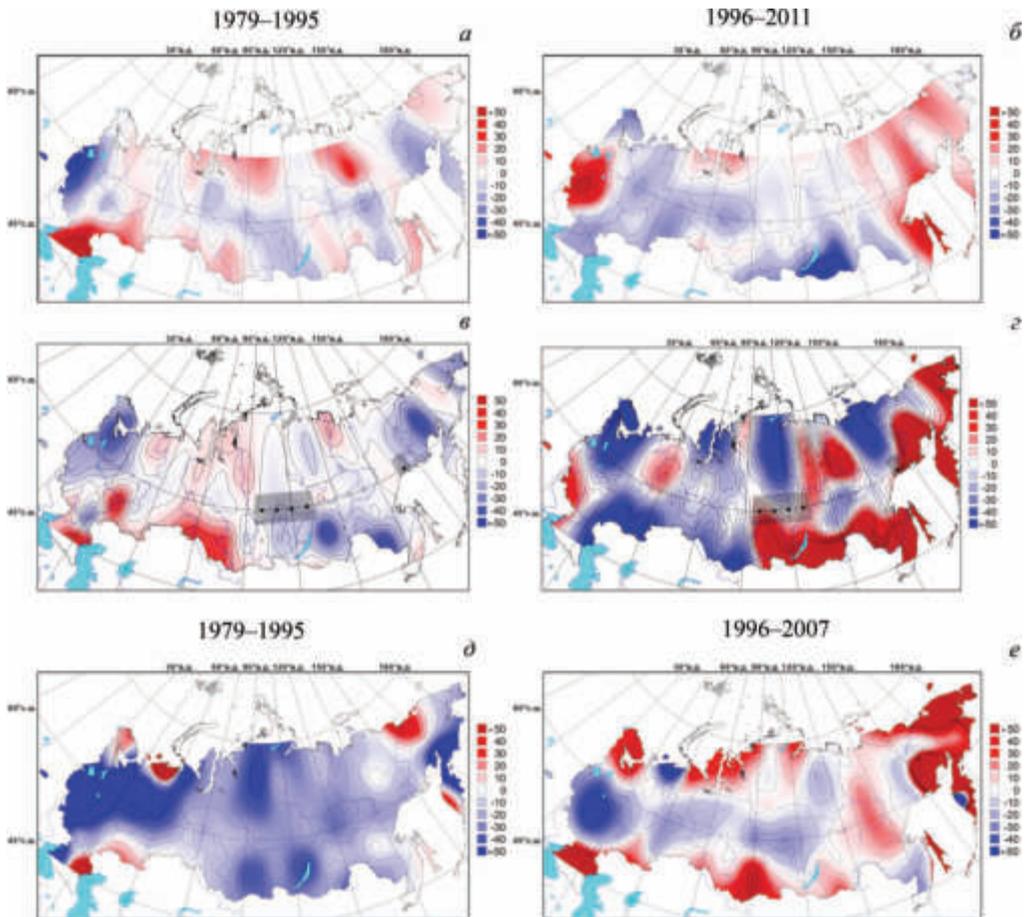


Рис. 3.3.4. Тренды водного эквивалента снега в марте, %/10 лет от среднего за 1979–2011 (2007), в 1979–1995 гг., справа, и в 1996–2011(2007) гг., слева, по данным наблюдений (а), реанализа ERA-Interim (б) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (в). Серой штриховкой (б) обозначены площади ячеек с отбракованными данными

соответствует оценкам, полученным по наземным наблюдениям, хотя отмечаются и некоторые региональные расхождения. Противоположные тенденции рассматриваемые поля показывают в Забайкалье (где имеется густая сеть наблюдений) и на Чукотке (где сеть крайне редкая). Для периода 1996–2011 гг. (рис. 3.3.4б, г) расхождения трендов по данным наблюдений и реанализа очень существенны, особенно на Азиатской территории, и отмечаются они в районах как с густой, так и с редкой сетью наблюдений. При этом области интенсивного роста водного эквивалента снега в Прибайкалье, Хабаровском крае, Приморье, на Сахалине, а также на Дальнем Востоке достаточно близко совпадают с распределением трендов толщины снега в период после 1995 г. Сравнение трендов, рассчитанных по спутниковым измерениям с наблюдениями и реанализом, показывает, что совпадений почти нет (рис. 3.3.4а, б, д, е). Исключение составляют область отрицательного тренда ВЭС на западе

Т а б л и ц а 3.3.2. Оценки среднего и стандартного отклонения ВЭС (в мм) в целом на территории России по данным наземных наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Выделены оценки, статистически значимо ($p < 0,05$) отличающиеся от оценок, полученных по данным наблюдений

Источники данных	1979–1995 гг.		1996–2011 гг.		1996–2007 гг.	
	среднее	ст. откл.	среднее	ст. откл.	среднее	ст. откл.
Наблюдения, ВНИИГМИ-МЦД	119	25	119	31	119	30
Реанализ ERA-Interim	102	17	108	42	–	–
Спутниковые измерения Nimbus-7 POES	103	21	–	–	96	25

ЕТР в 1979–1995 гг. (хотя в отличие от наблюдений и реанализа по спутниковым данным она сливается с общим фоном уменьшения ВЭС практически по всей территории) и слабый рост на севере Западной и Центральной Сибири после 1995 г. Отметим также сходство в распределении тенденций на западе и востоке Северного Кавказа между ВЭС по спутниковым данным и толщиной снежного покрова по наземным данным в 1979–1995 гг.

Обсуждение и выводы. На основе данных наблюдений на 600 метеостанциях, расположенных на территории России, за 1950–2013 гг. выполнен анализ эмпирических ортогональных функций максимальной толщины снежного покрова в марте, а также за зимние месяцы в целом, позволивший выявить основные особенности региональной структуры многолетних колебаний этого параметра. С помощью пространственных структур ЭОФ1 и ЭОФ2 максимальной зимней толщины снега выделены два района-сектора: 45–120° в. д. и 120–180° в. д. севернее 55° с. ш., внутри которых колебания толщины снежного покрова связаны и однородны, а корреляция между средними параметрами по этим районам отсутствует. Эти же свойства характерны и для гораздо меньшего по территории сектора 30–45° в. д. (севернее 55° с. ш.), существование которого как отдельного района подтверждается полученными ранее результатами по данным бывшего СССР (включающих страны Балтии и Украину) за 1936–2000 гг. [Ророва, 2007].

Средний многолетний ход максимальной толщины снежного покрова в марте, рассчитанный для каждого из выделенных районов-секторов, позволяет выявить средние тенденции этого параметра и его связь с современным потеплением и изменениями крупномасштабной циркуляции. Центральный сектор (45–120° в. д.) отличается наибольшим трендом (17 см за 64 года) толщины снега в начале весны и тесной корреляцией с температурой приземного воздуха в среднем по Северной Евразии в декабре–марте (до 0,82 в 1971–2013 гг.). Почти 60% изменчивости снежной аккумуляции в этом районе объясняется вариациями NAO и Scand, т. е. теми же циркуляционными индексами, которыми можно объяснить около 70% колебаний зимней температуры на севере Евразии [Попова и Шмакин, 2010; Ророва, 2007]. В северо-западном и северо-восточном секторах в целом за 1950–2013 гг. также отмечается рост снежной аккумуляции, но он почти вдвое меньше по сравнению с центральным рай-

оном (8 и 9 см за 64 года соответственно). Это указывает на связь толщины снега в этих районах с современным потеплением, хотя корреляция с температурой по Северной Евразии в целом (чередующаяся, синхронная и асинхронная) устанавливается только для 10–15-летних отрезков. На фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР (30–45° в. д.), совпадающего с его многолетним ходом в центральном секторе, их межгодовые вариации, напротив, как правило, находятся в противофазе как с колебаниями толщины снега, так и с температурой. Асинхронная корреляция межгодовых колебаний также свидетельствует о связи снегонакопления с современным потеплением в результате снеготаяния, обусловленного зимними оттепелями.

Смена тенденций толщины снежного покрова на рубеже середины 1990-х годов (в период резкого потепления 1979–1995 гг. и в период слабого отрицательного тренда зимней температуры 1996–2013 гг.) проявляется достаточно четко: рост максимальной за март толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР до 40–50%/10 лет от нормы (за 1979–1995 гг.) и такое же ее уменьшение на западе ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Это не противоречит полученным ранее выводам о трендах параметров снежного покрова в 1966–2010 гг. [Bulygina et al., 2011], но показывает, что они дают сглаженные по времени и по территории оценки, которые не могут учитывать изменение тенденций, способных по временным и пространственным масштабам влиять на водные ресурсы целых регионов. В общих чертах территориальное распределение этих тенденций соответствует структуре, выявленной для периода 1950–2013 гг. методом ЭОФ анализа, и свидетельствует о ее устойчивости. Установленная связь снегонакопления с температурой и крупномасштабной циркуляцией, в частности с индексами NAO и Scand, позволяет сделать вывод, что уменьшение снегонакопления на северо-востоке ЕТР и севере Сибири в 1996–2013 гг. связано с теми же факторами, что и ослабление зональной циркуляции, и рост повторяемости холодных зим. Одна из возможных причин формирования этих аномалий — сокращение площади арктического льда [Мохов и др., 2012; Семенов, 2015; Семенов и др. 2012; Petoukhov and Semenov, 2010]. Тогда полученные результаты не соответствуют выводам об увеличении толщины снежного покрова на севере Сибири в результате сокращения площади ледяного покрова в Арктике, сделанным на основе модельных расчетов [Ghatak et al., 2012].

Региональные закономерности, характерные для изменений толщины снега, прослеживаются и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съемки за 1979–2011 г. Сравнение данных наблюдений ВЭС с реанализом ERA-Interim и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведения ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. в целом показывает существенные расхождения. Довольно близкое соответствие распределения региональных тенденций ВЭС по данным реанализа наземным наблюдениям отмечается только в 1979–1995 гг. В последующие 16 лет некоторое качественное сходство в распределении тенденций обнаруживается только для ЕТР. Уменьшение водного эквивалента снега в 1979–1995 гг. почти на всей территории России, которое показывают спутниковые измерения, соответствует данным наземных наблюдений и реанализу только на западе ЕТР. Средние по всей территории значения ВЭС занижены по сравнению с наземными наблюдениями, причем особенно заметны эти расхождения

для спутниковых данных в 1996–2007 гг., а данные ВЭС из реанализа дают существенно завышенное стандартное отклонение для 1996–2011 гг.

Результаты сравнения указывают на существенные ограничения в использовании данных реанализа и особенно спутниковых измерений при анализе многолетних тенденций снегозапасов. Нельзя не учитывать и недостатки данных наземных наблюдений, связанные с редкой сетью, перераспределением снега и трудностями измерений в условиях сложного рельефа. Вероятно, на это указывает сходство между распределением трендов ВЭС из реанализа и данными наблюдений за толщиной снега в тех районах, где наземные данные определения ВЭС показывают противоположные тенденции.

Список использованной литературы

1. Гельфан А. Н., Музылев Е. Л., Успенский А. Б., Старцева З. П., Успенский С. А., Романов П. Ю. Модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой, ориентированная на использование спутниковой информации, и ее применение для сельскохозяйственного региона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 183–191.

2. Кренке А. Н., Китаев Л. М., Разуваев В. Н., Мартуганов Р. А. Пространственные особенности межгодового взаимодействия полей параметров климата и снежного покрова севера Евразии // Криосфера Земли. 2001. Т. 5. № 4. С. 84–91.

3. МГЭИК: Изменение климата, 2013 г.: Резюме для политиков. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2013. 36 с.

4. Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., Погарский Ф. А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лед и Снег. 2012. № 2 (122). С. 53–62.

5. Попова В. В., Шмакин А. Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX — начале XXI веков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.

6. Попова В. В., Полякова И. А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лед и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–40.

7. Попова В. В., Морозова П. А., Титкова Т. Б., Семенов В. А., Черенкова Е. А., Ширяева А. В., Китаев Л. М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений // Лед и снег. 2015. № 4 (130). С. 73–86.

8. Семенов В. А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера–полярные льды–океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 232–248.

9. Семенов В. А., Мохов И. И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.

10. Хан В. М. О статистических связях глубин снежного покрова с приземной температурой воздуха над территорией северной Евразии: Тр. науч. семинара НАН Украины и РФФИ «Проблемы и достижения долгосрочного метеорологического прогнозирования», 5–7 октября 2011 г. Киев. С. 47–56.

11. Шмакин А. Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лед и Снег. 2010. № 1. С. 43–58.

12. *Dee D. P., Uppala S. M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J. J., Park B. K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J. N. and Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597.

13. *Brown R. D., Derksen C.* Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environ. Research Letters. 2013. № 8. 024006. DOI: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.

14. *Brown R. D., Mote P. W.* The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate // Journ. of Climate. 2009, V. 22, № 8, P. 2124–2145.

15. *Brown R., Robinson D.* Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty // Cryosphere. 2011. № 5. P. 219–229.

16. *Brun E., Vionne V. T., Boone A., Decharme B., Peings Ya., Valette R., Karbou F., Morin S.* Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses // Journ. of Hydrometeorology. 2013. № 14. P. 203–219.

17. *Bulygina O., Groisman P., Razuvaev V., Korshunova N.* Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966 // Environ. Research Letters. 2011. № 6. 045204.

18. *Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K.* Effects of forest on the snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field experiment // Hydrological Processes. 1996. V. 10. P. 1565–1574.

19. *Cohen J., Foster J., Barlow M., Saito K., Jones J.* Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event // Geophys. Research Letters. 2010. № 37. L17707.

20. *Ghatak D., Deser C., Frei A., Gong G., Phillips A., Robinson D. A., Stroeve J.* Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008 // Journ. of Geophys. Research. 2012. № 117. D23108. DOI: 10.1029/2012JD018047.

21. *Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M.* Snow Cover Characteristics over the Main Russian River Basins as Represented by Reanalyses and Measured Data // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2008. V. 47. P. 1819–1833.

22. *Krenke A.* Former Soviet Union hydrological snow surveys, 1966–1996, digital media. Natl. Snow and Ice Data Cent. World Data Cent. for Glaciol. Boulder, Colo. 1998.

23. *Nakamura H., Miyasaka T., Kosaka Y., Takaya K., Honda M.* Northern Hemisphere extratropical tropospheric planetary waves and their low-frequency variability: their vertical structure and interaction with transient eddies and surface thermal contrasts. Climate Dynamics: Why Does Climate Vary? Geophys. Monogr. Ed. D. Sun and F. Bryan. AGU. Ch. 6. 2010. V. 189. P. 149–79.

24. *Petoukhov V., Semenov V. A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research-Atmospheres. 2010. V. 115. D21111. DOI: 10.1029/2009JD013568.

25. *Popova V.* Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes // Int. Journ. of Climatol. 2007. V. 27. P. 1721–1733.

26. *Wang L., Chen W.* Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. // Geophys. Research Letters. 2010. № 37. L09707.

27. *Ye H.* Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern central Eurasia and their connections to Atlantic and Pacific oceans and Atmospheric Circulation // Journ. of Climate. 2001. № 14. P. 4573–84.

28. *Ye H.* Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern central Eurasia and their connections to Atlantic and Pacific oceans and Atmospheric // J. of Climate. 2001. V. 14. № 24. P. 4573–4584.

Часть II

МЕХАНИЗМЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

4.1. Шельфовая конвекция и каскадинг в Арктических морях

В. В. Иванов

Под конвективным перемешиванием (конвекцией) в океанографии понимают разнонаправленные вертикальные движения в столбе воды, в результате которых неустойчивое распределение плотности сменяется устойчивым [Булгаков, 1977]. Шельфовая конвекция — это тип конвекции, которая происходит на мелководном морском шельфе, ограниченном с одной стороны береговой линией, а с другой — континентальным склоном. Физические механизмы шельфовой конвекции по сути аналогичны тем, что и для конвекции в открытом океане, т. е. термический и солёносный (халинный). Однако принципиальным отличием шельфовой конвекции является то обстоятельство, что в случае ее распространения до дна (что встречается достаточно часто) результатом может стать каскадинг — придонное гравитационное течение, выносящее уплотненную воду из очага формирования (шельфа) в глубокое море. Благодаря этому шельфовая конвекция и каскадинг обеспечивают эффективный механизм горизонтального и вертикального переноса массы/тепла/соли. Значимость этого механизма определяется также тем, что энергозатраты, которые требуются для конвективного перемешивания воды на мелководном шельфе, существенно меньше, чем необходимые для реализации глубокой конвекции. Для СЛО, где площадь шельфа (с глубиной менее 200 м) составляет около 40% суммарной площади [Никифоров и Шпайхер, 1980], этот механизм формирования структуры водных масс оказывается особенно важным.

Физическое описание шельфовой конвекции. Базовую концепцию стекания уплотненных шельфовых вод вдоль континентального склона впервые сформулировал Фритъоф Нансен (1906). Он же выполнил первые измерения, показавшие возможность каскадинга на банке Рокэлл в Атлантическом Океане [Nansen, 1913]. Термин каскадинг («cascading») ввели Cooper and Vaux (1949). Сейчас этот термин достаточно широко используется в зарубежной литературе для обозначения одним словом всего явления (например, [Ivanov et al., 2004]). В отечественных публикациях также используется термин «склоновая конвекция» [Чубаренко, 2010].

В мелководных акваториях, где глубина воды меньше глубины осенне-зимней конвекции, конвективное перемешивание приводит к формированию практически однородного по плотности слоя воды от поверхности до дна. В случае шельфа, соседствующего с глубоким бассейном, при равной теплоотдаче в атмосферу вода на шельфе охладится сильнее, чем вода в глу-

боководной части, поскольку на шельфе поток тепла будет воздействовать на меньший объем воды. Аналогичный результат, очевидно, будет достигнут также в случае избыточного осолонения воды вследствие испарения или ледообразования. Применительно к изменениям температуры воды этот механизм называют избирательным охлаждением («differential cooling» [Symonds and Gardiner-Garden, 1994; Чубаренко, 2010], а в более общем случае изменений как температуры, так и солености — механизмом топографического контроля («topographic control») [Shapiro et al., 2003]. Действие механизма топографического контроля можно проиллюстрировать в рамках упрощенной физической модели. Предполагая, что термическая конвекция на шельфе распространилась до дна (H_s), теплоотдача в атмосферу одинакова на шельфе и на склоне, вертикальный градиент температуры (dT/dz) ниже слоя конвекции в глубоководной зоне линеен и пренебрегая адвекцией, получаем перепад температуры между шельфом и склоном:

$$\Delta T = T_c - T_s = \frac{1}{2} \frac{dT}{dz} \frac{(H_c - H_s)^2}{H_s} \quad (4.1.1)$$

В (4.1.1) индекс «s» относится к шельфу, а индекс «c» — к склону. H_c обозначает глубину конвективного перемешивания на склоне. В случае, если к началу охлаждения между шельфом и склоном уже имелась разница в температуре, то эта разница может быть добавлена к (4.1.1). Эта упрощенная теория допускает обобщение на случай существования соленостного градиента (dS/dz). При увеличении солености с глубиной конвективное перемешивание, вызванное теплоотдачей в атмосферу, приводит к формированию «скачков» температуры и солености на нижней границе конвективного слоя в глубоководной зоне. Устойчивый градиент солености способствует формированию промежуточного максимума температуры и температурной инверсии [Зубов, 1947]. Дальнейшее углубление конвективного слоя приостанавливается до тех пор, пока перемешанный слой не охладится до состояния, когда его плотность сравняется с плотностью инверсионного слоя. Предполагая, что поток влаги у поверхности океана отсутствует, а вертикальная теплоотдача на шельфе и в глубоководной части одинаковы, получаем следующие перепады термодинамических параметров:

$$\Delta T = T_c - T_s = \frac{1}{2} \frac{dT}{dz} \frac{(H_c - H_s)^2}{H_s} - \frac{\beta}{2\alpha} \frac{dS}{dz} \frac{(H_c - H_s)^2 (H_c + H_s)}{H_c H_s} \quad (4.1.2)$$

$$\Delta S = S_c - S_s = -\frac{1}{2} \frac{dS}{dz} \frac{(H_c - H_s)^2}{H_s} \quad (4.1.3)$$

$$\Delta \rho = \rho_c - \rho_s = \left(\beta \frac{dS}{dz} - \alpha \frac{dT}{dz} \right) \frac{(H_c - H_s)^2}{2H_s} \quad (4.1.4),$$

где $\alpha/\rho > 0$ — коэффициент термического расширения, а $\beta/\rho > 0$ — коэффициент соленостного сжатия.

В полярных морях механизм шельфовой конвекции несколько отличается от рассмотренной схемы, которая эффективно работает в умеренных и тропических широтах [Ivanov et al., 2004]. В случае, когда ледяной покров при-

существует круглый год, температура воды у поверхности близка к точке заморзания, и поток тепла из океана в атмосферу в основном расходуется на ледообразование. Кроме того, вклад изменений температуры в плотностные изменения существенно меньше солёностного вклада вследствие малой величины коэффициента термического расширения при низких температурах. Рассол, выделяющийся в воду в процессе ледообразования, эффективно увеличивает солёность и плотность подледного слоя [Головин, 2005]. Глубина конвекции оказывается ограниченной дном (на мелководных шельфах) и стационарным слоем скачка солёности/плотности в глубоком океане. Халинная конвекция в СЛО интенсивно развивается в свободных ото льда зонах, поскольку при одинаковых метеорологических условиях поток тепла через свободную ото льда границу на 1–2 порядка величины превышает поток тепла через лед толщиной более 1 м [Maqueda et al., 2004]. По этой причине в СЛО распространяющаяся до дна шельфовая конвекция, как правило, наблюдается в квазистационарных заприпайных полыньях, которые формируются на шельфе в зимний сезон под действием ветра и имеют горизонтальные масштабы от десятков до сотен километров [Захаров, 1996]. Развитие халинной конвекции в заприпайных полыньях на основе данных экспедиционных наблюдений и лабораторного моделирования детально рассмотрены в исследованиях ученых ААНИИ (например, [Головин, 2008]). Для целей данного раздела достаточно описать кумулятивный эффект, производимый интенсивным ледообразованием в полынье на распределение солёности/плотности на границе между шельфом и континентальным склоном, результатом чего может быть стекание уплотненных вод вдоль континентального склона (см. рис. 4.1.1).

Количество соли, попадающее в воду в результате ледообразования, определяется на основании соотношения [Martin and Cavalieri, 1989]:

$$M = \rho_i h_i (S - S_i) = 0,69 \rho_i h_i S, \quad (4.1.5)$$

где S — солёность морской воды; S_i — солёность образующегося нового льда, $S_i = 0,31S$; ρ_i , h_i — соответственно плотность и толщина льда ($\rho_i = 0,92 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$). Возрастание солёности и плотности в слое воды толщиной H равно

$$\Delta S = \frac{M}{\rho H}, \quad \Delta \rho = \beta \Delta S, \quad (4.1.6)$$

где ρ — плотность морской воды. Таким образом, дополнительное увеличение солёности/плотности вследствие более интенсивного ледообразования на открытой воде составит

$$\Delta S_f = S_c - S_s = -0,62 S \frac{h_{is}}{h_{ic}} \left(1 - \frac{h_{is}}{h_{ic}} \frac{H_s}{H_c} \right), \quad (4.1.7)$$

$$\Delta \rho_f = \beta \Delta S_f, \quad (4.1.8)$$

где h_{is} , h_{ic} — «кумулятивная» толщина льда, образовавшегося на шельфе и в глубоководной части за одинаковый промежуток времени. Если ледопродуктивность на шельфе и в глубоководной части одинакова ($h_{ic} = h_{is}$), то солёностный/плотностный контраст будет обусловлен только механизмом топографического контроля, рассмотренным выше.

Физическое описание каскадинга. В силу ограничения, накладываемого вращением Земли, движение с пространственным масштабом, превышающим бароклиный радиус Росби, определяется геострофическим балансом [Монин, 1988]. Вследствие этого на гидрофронте, отделяющем более плотную воду на шельфе от окружающей воды, развивается геострофическое течение, направленное вдоль границы и имеющее характерный масштаб, равный бароклиному радиусу деформации [Стоммел, 1963]. Время установления геострофического течения имеет порядок маятниковых суток: $2\pi/f$ [Гилл, 1985]. Дальнейшее развитие каскадинга включает ряд стадий, кратко рассмотренных ниже. В рамках упрощенной аналитической модели стационарного придонного пограничного слоя в работе [Shapiro et al., 2003] была исследована устойчивость фронта уплотненной воды на наклонном дне. В предположении, что возрастание градиента температуры/солености (плотности) на фронтальной границе уравнивается вертикальной диффузией, был получен безразмерный критерий устойчивости фронта, превышение которого вызывает стекание уплотненной воды вдоль уклона дна:

$$R_H = \frac{d\rho s g}{\rho L \sigma f^2} < 1, \quad (4.1.9)$$

где $d\rho$ — перепад плотности через фронт уплотненной воды; s — уклон дна, g — ускорение силы тяжести, L — характерный горизонтальный масштаб, σ — отношение вертикального коэффициента диффузии к вертикальному коэффициенту вязкости (число Прандтля), f — параметр Кориолиса. Согласно (4.1.9) нарушению условия существования стационарного придонного пограничного слоя, отделяющего более плотную воду от менее плотной, способствует более резкий фронт на большем уклоне дна. Основным фактором, способствующим удержанию уплотненной воды на наклонном дне, является интенсивная вертикальная диффузия, которая размывает плотностный градиент, следствием чего является уменьшение гравитационного ускорения, инициирующего каскадинг.

Теоретическому исследованию закономерностей активной стадии каскадинга — стекания уплотненной воды вдоль уклона дна — было посвящено значительное число публикаций [Nof, 1983; Condie, 1995; Shapiro and Hill, 1997; Charman, 1999 и др.]. Одним из основных практических приложений этих исследований является вывод о значительном преобладании вдольсклонового переноса над переносом поперек склона. В данной работе используется обобщенное соотношение, полученное в [Shapiro and Hill, 1997], и связывающее скорость стекания уплотненной воды со скоростью переноса вдоль склона (так называемой скоростью Нофа (1983):

$$V_N = \frac{g' s}{f},$$

где g' — редуцированное ускорение силы тяжести. В рамках двухслойной аналитической модели, результаты которой были подтверждены численным моделированием и лабораторными экспериментами [Зацепин др., 1996] было показано, что в случае стационарного стекания (развитый каскадинг) скорость перемещения уплотненной воды поперек склона составляет около 0,2 от скорости вдольсклонового течения, определяемого скоростью Нофа. При этом

средняя толщина придонного слоя уплотненной воды в 1,8 раза превышает характерный масштаб придонного экмановского слоя:

$$H_E = (2\nu/f)^{1/2},$$

где ν — коэффициент вертикальной вязкости.

В реальных условиях рассмотренные стадии развития каскадинга могут наблюдаться одновременно, т.е. формирование уплотненной воды может сопровождаться ее стеканием. При этом возможна ситуация, когда накопление уплотненной воды на шельфе уравнивается ее выносом из очага формирования (квазиравновесный режим). Исследование общих закономерностей установления такого режима было выполнено в работе [Shapiro et al., 2003] для упрощенного случая, когда плотность жидкости определяется только одним параметром (температурой). В этом случае из уравнения баланса тепла выводится обыкновенное дифференциальное уравнение, описывающее изменение температуры на шельфе вследствие совместного действия теплоотдачи в атмосферу и выноса уплотненной воды с шельфа в придонном экмановском слое:

$$\frac{dT_s}{dt} = -\frac{Q}{c_p \rho H_s} + \frac{0,36 L H_E g s \alpha (T_c - T_s)^2}{f \rho A H_s}. \quad (4.1.10)$$

Здесь H_s и H_c — глубины на шельфе и в сопредельном глубоководном бассейне; H_E — толщина придонного экмановского слоя; L — расстояние вдоль бровки шельфа; S — площадь шельфа; c_p — удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении; Q — суммарный поток тепла на поверхности моря; T_s — температура воды на шельфе; T_c — температура воды в сопредельном бассейне; s — уклон дна; α — коэффициент термического расширения; ρ — плотность воды. Коэффициент 0,36 во втором члене правой части появляется при задании потока через придонный пограничный слой с учетом приведенных выше коэффициентов для скорости стекания (0,2) и толщины придонного слоя уплотненной воды (1,8). При постоянной теплоотдаче в атмосферу разница температуры между шельфом и глубоким океаном возрастает вследствие действия механизма топографического контроля. Левая часть уравнения (4.1.10) обращается в ноль, когда вынос холодной (уплотненной) воды с шельфа через придонный пограничный слой уравнивается уменьшению температуры воды вследствие теплоотдачи через поверхность океана. Равновесный контраст температуры между шельфом и глубоким океаном

$$(T_c - T_s)_{\text{eq}} = \sqrt{\frac{Q f A}{0,36 \cdot L c_p H_E g S \alpha}} \quad (4.1.11)$$

устанавливается за время

$$\tau_{\text{evol}} = \frac{c_p \rho H_s (T_c - T_s)_{\text{eq}}}{Q} = 1,7 H_s \rho \sqrt{\frac{c_p f A}{L Q H_E g S \alpha}}. \quad (4.1.12)$$

В частном случае, когда температура воды в глубоком океане остается неизменной, уравнение (4.1.10) имеет аналитическое решение:

$$T_c - T_s = (T_c - T_s)_{\text{eq}} \cdot \text{th}\left(\frac{t}{\tau_{\text{evol}}}\right). \quad (4.1.13)$$

Из наблюдений, лабораторных и численных экспериментов известно о существовании двух базовых режимов стекания плотных вод: устойчивый (с сохранением основного «языка» плотной воды) и вихревой (с распадом «языка» на вихри, вследствие бароклинной неустойчивости на плотностном фронте). Один из критериев разделения этих режимов был предложен Condie (1995):

$$Co = \frac{\sqrt{2}P}{V_{\text{Nof}}H_E}, \quad (4.1.14)$$

где P — скорость формирования плотной воды, отнесенная к единице длины.

При $Co \gg 1$ формирование плотной воды в источнике происходит значительно быстрее, чем ее стекание. В этом случае возникает сильный плотностный фронт с геострофическим течением, направленным вдоль склона. Стеkanie более плотной воды поперек склона осуществляется преимущественно в форме бароклинных вихрей. При $Co \geq 1$ скорость формирования плотной

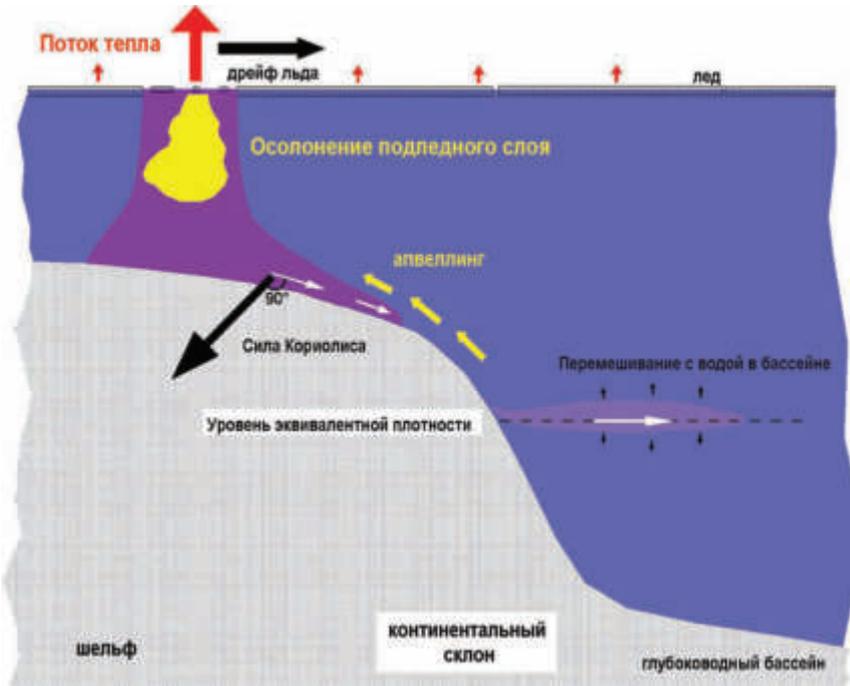


Рис. 4.1.1. Феноменологическая схема арктического каскадинга

воды и скорость ее стекания сопоставимы. Стеkanie происходит в форме «языка», состоящего из отдельных вихрей. При $Co < 1$ стекание происходит в форме «языка» в пределах экмановского слоя. Вихреобразование не играет заметной роли.

Явление меандрирования границы языка плотной воды и формирование вихрей вследствие бароклинной неустойчивости по сути аналогично процессам неустойчивости на фронтах и струйных течениях, теоретическому описанию которых посвящена обширная литература [Педлоски, 1982; Гилл, 1985;

Монин, 1988] и др. Отличительная особенность неустойчивости, возникающей на фронте каскадинга, состоит в том, что в силу сравнительной тонкости языка по сравнению с экмановским масштабом длины, силы трения должны играть заметную роль в балансе сил. Как было показано в работе [Tanaka and Akitomo, 2001], уклон дна существенно влияет на интенсивность вихреобразования. В большом числе модельных исследований было установлено, что размер устойчивых вихрей соответствует предсказаниям теории бароклиной неустойчивости, т. е. имеет порядок величины бароклиного радиуса деформации [Гилл, 1985].

Уровень эквивалентной плотности — это глубина, на которой плотность стекающей воды становится равной плотности окружающей воды. Уровень вентиляции — это предельная глубина, которой может достичь каскадинг. При полном отсутствии перемешивания и линейной стратификации в окружающей жидкости уровень вентиляции (H_v) может быть получен из формулы [Shapiro et al., 2003]:

$$H_v - H_c = \frac{\rho_c - \rho_s}{d\rho/dz} = \frac{1}{2} \frac{(H_c - H_s)^2}{H_s} = \frac{H_s}{2} \left(\frac{H_c}{H_s} - 1 \right)^2. \quad (4.1.15)$$

В реальном океане стекающая плотная вода перемешивается с окружающей водой, вследствие чего ее плотность уменьшается. Поскольку окружающая вода устойчиво стратифицирована, уменьшение горизонтального плотностного контраста происходит весьма эффективно. Следствием этого является уменьшение глубины уровня эквивалентной плотности по сравнению с уровнем вентиляции в стратифицированном океане. В условиях сверхглубокого проникновения каскадинга, что наблюдается на антарктическом континентальном склоне [Killworth, 1983], важную роль начинает играть термобарический эффект [Алексеев и др., 1995]. Для арктических шельфов документально подтвержденных случаев проникновения каскадинга до дна в глубоководном Арктическом бассейне автору не известно.

Наблюдения каскадинга в Арктических морях. Согласно рассмотренным выше теоретическим представлениям, стекание воды поперек склона происходит в придонном пограничном слое (непрерывный перенос) и в форме бароклиных вихрей (вихревой перенос) [Condie, 1995; Shapiro and Hill, 1997; Baines and Condie, 1998]. В результате наложения этих видов движения формируется сложная структура вытянутых «языков» и локализованных пятен воды с термохалинными характеристиками, отличающимися от окружающей водной массы. Подобные структуры могут быть выделены по данным гидрологических разрезов поперек склона и служат достаточно надежным индикатором, указывающим на существование каскадинга. Методика определения параметров каскадинга из данных наблюдений была предложена в работе [Ivanov et al., 2004]. На рис. 4.1.2 представлен схематизированный вертикальный разрез в поле потенциальной плотности поперек склона, типичный для развитого каскадинга. Отличительной чертой, указывающей на потенциальную возможность каскадинга, является наличие более плотной воды в верхней части склона или на шельфе. В этом случае в плоскости разреза можно выделить 5 характерных точек, три из которых (A , B и C) находятся у дна, а две (D и E) — внутри водной толщи. Точка A с пространственными координатами (X_A , Z_A) соответствует максимуму потенциальной плотности, кото-

дингом водную массу на глубине источника, $Z_D = Z_A$. Точка E расположена на пересечении вертикальной линии, построенной из точки B и изопикны $\rho = \rho_C$, продолженной в водную толщу из точки C . Эта точка характеризует термохалинные характеристики окружающей водной массы на изопикнической поверхности, соответствующей границе «языка» каскадинга. Каждая из указанных точек характеризуется набором из пяти параметров T , S , r , X , и Z , точность определения которых зависит от расстояния между вертикальными зондированиями на анализируемом гидрологическом разрезе. В случае, если расстояние между последовательными зондированиями на гидрологическом разрезе существенно превышает бароклинный радиус деформации, некоторые характерные точки могут отсутствовать («проваливаться» между зондированиями) и единственным указанием на возможность каскадинга на таком разрезе являются наклоненные поперек склона изопикны с более плотной водой

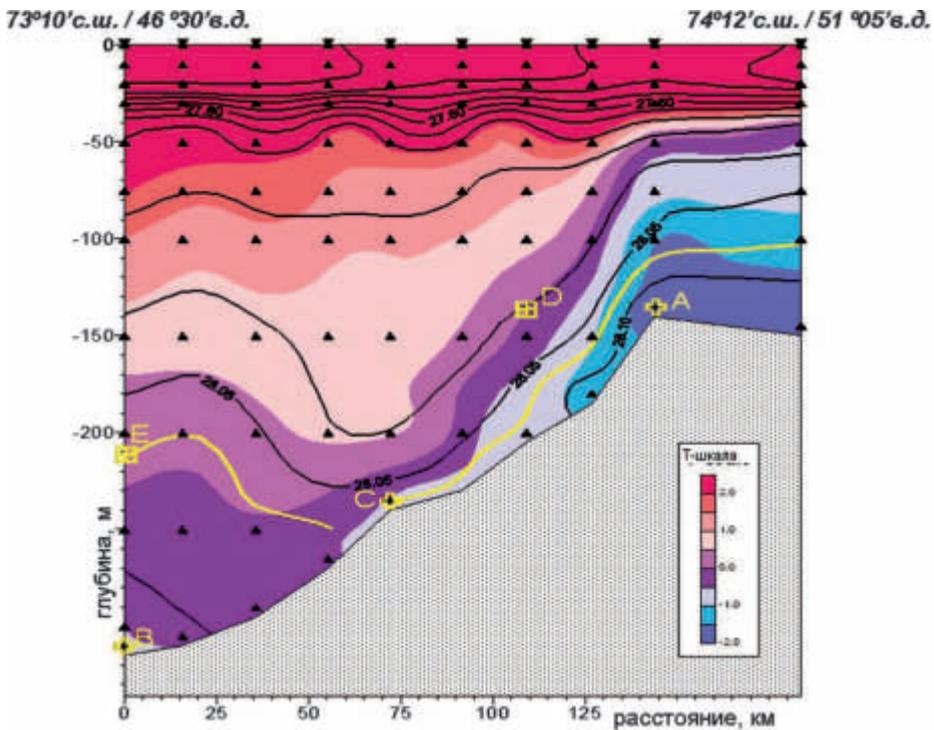


Рис. 4.1.3. Пример каскадинга уплотненной воды с мелководной банки у западного побережья Новой Земли. Баренцево море, август 1976 г. (по данным из архива ААНИИ)

в мелководной части разреза. На основании информации в пяти характерных точках рассчитываются числовые параметры каскадинга. Эти параметры позволяют количественно сопоставить выявленные случаи каскадинга, определить его механизм, интенсивность, связанные с каскадингом потоки тепла и соли и др.

Подробное описание расчета параметров каскадинга на основе изложенного методического подхода, а также анализ параметров каскадинга для Арк-

тических морей (рис. 4.1.3) по данным доступных наблюдений представлено в обзорной статье [Ivanov et al., 2004]. В качестве иллюстрации приведем пример каскадинга, зарегистрированного у западного побережья архипелага Новая Земля (рис. 4.1.4). На основе рассчитанных параметров можно утверждать, что наблюдавшийся у западного побережья Новой Земли каскадинг был обусловлен температурным контрастом, формирования уплотненной воды на мелководной банке во время выполнения съемки не происходило, скорость

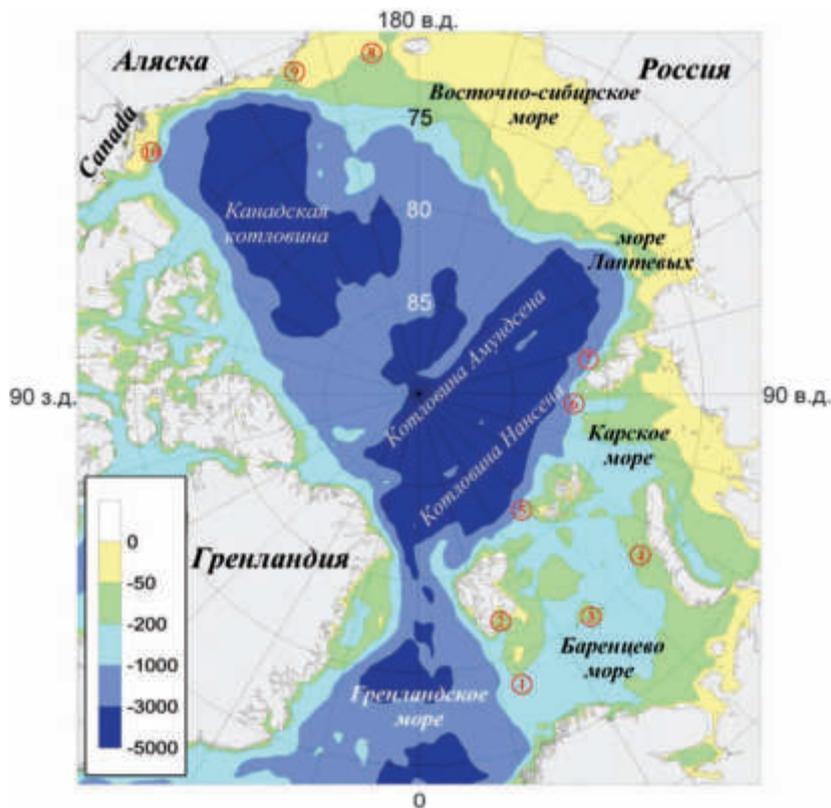


Рис. 4.1.4. Рельеф дна СЛО с отмеченным положением районов, где по историческим данным был выявлен каскадинг: (1) — район острова Медвежий; (2) — Сторнфьорд; (3) — Центральная банка; (4) — Западный шельф Новой Земли; (5) — шельф Земли Франца-Иосифа; (6) — жёлоб Святой Анны; (7) — Северо-западный шельф моря Лаптевых; (8) — шельф Чукотского моря; (9) — каньон Барроу; (10) — шельф моря Бофорта

стекания была достаточно малой, что согласуется со значительным «возрастом» каскадинга. Выполненные в [Sharigo et al., 2003] модельные оценки времени стекания уплотненной воды с мелководных банок у западного побережья Новой Земли показали характерное время стекания около 8 мес., что указывает на то, что сохранение локализованных очагов уплотненной воды в конце летнего сезона в этом районе вполне закономерно.

Моделирование каскадинга на северо-западном шельфе моря Лаптевых. Северо-западный шельф моря Лаптевых (район 7 на рис. 4.1.3) неоднократно упоминается в публикациях, посвященных формированию уплотненных вод и их стеканию вдоль уклонов рельефа дна [Aagaard et al., 1981; Martin and Cavalieri, 1989; Rudels et al., 2000; Головин, 2005; Ivanov et al., 2004]. Наиболее благоприятные фоновые условия для формирования уплотненной воды наблюдаются между мысом Арктический ($81^{\circ}20'$ с. ш.) на севере, и глубоководным каньоном ($80^{\circ}00'$ с. ш.) на юге. Рельеф дна также включает две мелководные банки (с глубиной менее 50 м), разделенные подводным плато со средней глубиной 125–150 м. В летний сезон подповерхностный температурный минимум находится на глубине ~ 50 м, которая соответствует средней глубине проникновения зимней конвекции [EWG, 1997, 1998]. Сильная вертикальная стратификация в летний сезон связана с таянием льда

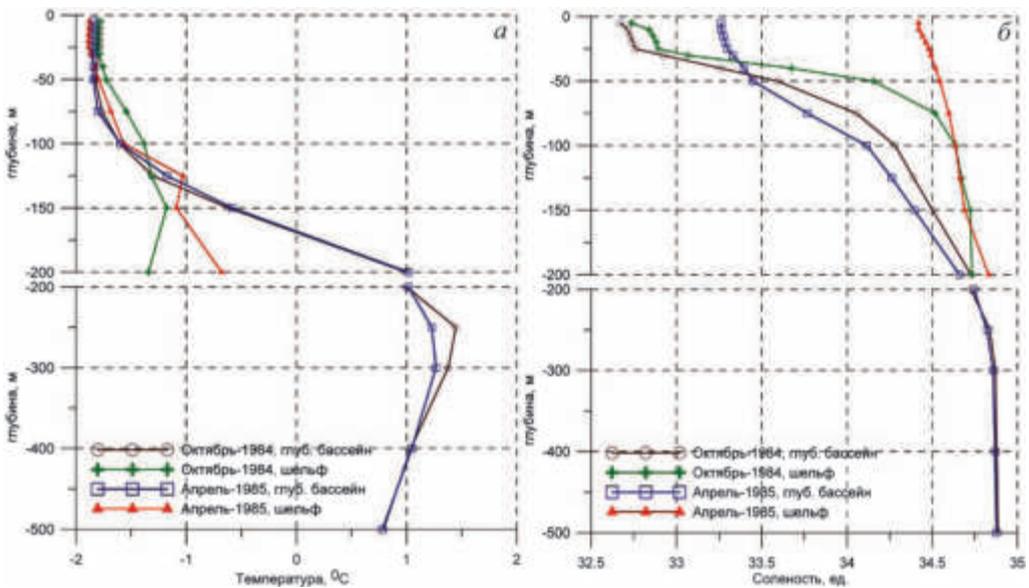


Рис. 4.1.5. Осредненные по пространству вертикальные профили температуры (а) и солености (б), рассчитанные для шельфа с глубиной меньше 200 м и глубоководного бассейна для октября 1984 г. и апреля 1985 г.

и влиянием речного стока. Осенне-зимнее перемешивание контролируется халинной конвекцией, вызванной ледообразованием и осолонением подледного слоя воды. Конвективное перемешивание более чем в 5 раз уменьшает вертикальный градиент плотности: с 0,072 ед/м до 0,013 ед/м [EWG, 1997, 1998]. В течение всего года средняя соленость воды на шельфе превышает соленость в прилегающей глубоководной зоне. Различие для вертикально осредненного верхнего 200-метрового слоя составляет 0,14 PSU, что соответствует благоприятному для развития каскадинга плотностному контрасту 0,12 ед.

Для воспроизведения развития каскадинга на шельфе и материковом склоне моря Лаптевых была использована численная модель POLCOMS [Holt

and James, 2001; Ivanov and Golovin, 2007]. Исходными данными для выполнения расчетов послужили материалы гидрологических съемок ААНИИ в море Лаптевых в октябре 1984 г. и в апреле 1985 г. [Головин, 2005], данные ледовых авиаразведок из архивов ААНИИ и срочные метеорологические наблюдения. Осредненные по пространству вертикальные профили температуры и солености, рассчитанные для мелководных (шельфовых) станций с глубиной менее 200 м, и глубоководных станций в октябре 1984 г. (О84) и в апреле 1985 г. (А85) представлены на рис. 4.1.5. На вертикальных профилях солености (фактически определяющей потенциальную плотность при близкой к нулю температуре) в октябре 1984 г. хорошо заметно присутствие более соленой (плотной) воды на шельфе. Это дает основания считать, что стекание шельфовой воды продолжалось в течение всего лета вплоть до начала нового цикла шельфовой конвекции — каскадинга. Возрастание солености в течение зимы 1984–85 гг. охватило 100-метровую толщу воды на шельфе, о чем свидетельствует резкое возрастание градиента температуры ниже этого уровня (см. рис. 4.1.5). Поскольку 100-метровая изобата делит шельф на две примерно равные части, можно ожидать эффективного действия механизма топографического контроля [Shapiro et al., 2003], формирующего уплотненную воду на мелководном участке шельфа, где конвекция распространилась до дна.

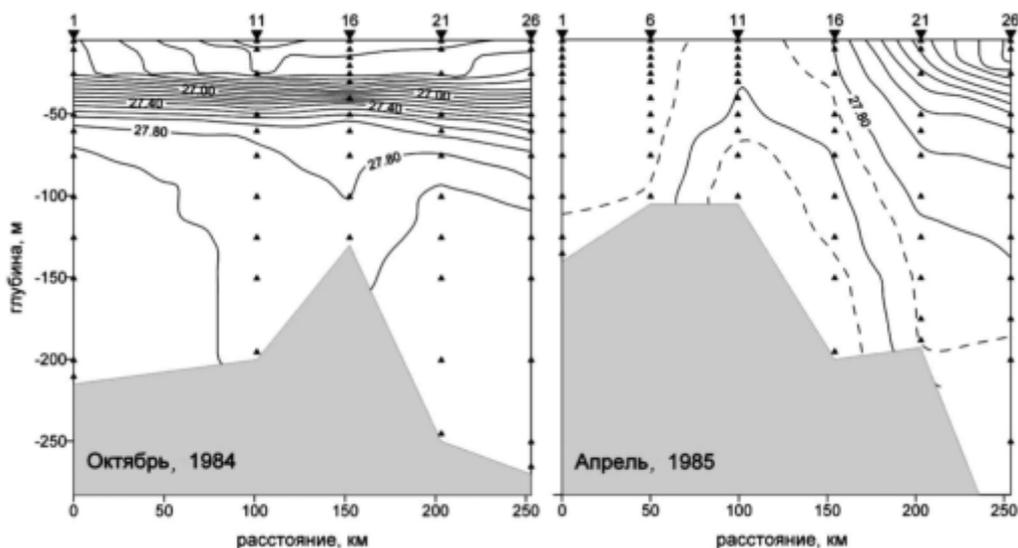


Рис. 4.1.6. Распределение потенциальной плотности на вертикальном разрезе вдоль шельфовых гидрологического станций полигона

В пользу этого утверждения говорит сопоставление распределений потенциальной плотности воды на вертикальных разрезах в октябре 1984 г. и в апреле 1985 г. (рис. 4.1.6). Во время гидрологической съемки О84 сезонный пикноклин залегал между горизонтами 20 и 50 м, блокируя вертикальное перемешивание. В период А85 резкий пикноклин сохранился только на самых южных станциях 21 и 26, тогда как на станциях 1–6 вся толща воды до глубины 100 м полностью перемешана. Обращает на себя внимание вертикальное распреде-

ление потенциальной плотности на станции 11: в верхних 50 м наблюдается отсутствие стратификации, а глубже потенциальная плотность возрастает на 0,12 ед., достигая максимума у дна. Сопоставляя расположение станций с донной топографией, можно предположить, что наиболее плотная (соленая) вода, наблюдавшаяся в апреле 1985 г. на станции 11, сформировалась на мелководной банке к западу от этой станции и двигалась в направлении уклона дна в момент, когда были произведены измерения. Аналогичная реконструкция событий, вероятно, справедлива также для пятна уплотненной воды на станции 16, если предполагать, что очаг формирования этой воды находился на мелководной банке к югу от этой станции. Сопоставление величин расчетного осолонения подледного слоя воды на основе информации о зимней динамике полыньи с данными прямых измерений на полигоне показало, что фактическое осолонение воды на шельфе составляет около 20% от расчетного. Это означает, что большая часть выпавшей при ледообразовании соли была вынесена с шельфа в результате адвекции, предположительно связанной с каскадингом.

Для постановки численных экспериментов была выбрана трапециевидная область, охватывающая шельф и склон в районе архипелага с границами: $78,5^{\circ}$ – $81,5^{\circ}$ с. ш., 97° – 112° в. д., включающая шельф, склон и часть глубоководного бассейна. Южное основание трапеции равно ее высоте и составляет 330 км. Шаг сетки вдоль меридиана равен 2 км, а вдоль параллели равномерно уменьшается с юга на север от 2 до 1,7 км. По вертикали расчетная область включает 36 *s*-уровней [Song and Haidvogel, 1994]. Максимальное расстояние между *s*-уровнями в поверхностном и придонном пограничных слоях равно 2,5 м. Расстояние между *s*-уровнями в остальных узлах расчетной области меняется от 1,4 м до 100 м — в глубоководной части. Бароклиный временной шаг составляет 480 с, а баротропный — 4 с. Принимая во внимание результаты, полученные в [Winsor and Chapman, 2002], постоянный коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии был задан равным $20 \text{ м}^2/\text{с}$. На свободной поверхности задавался поток соли, имитирующий выпадение рассола в водную толщу при ледообразовании. Приток соли приводит к изменению солености/плотности в верхних узлах расчетной области, а при возникновении неустойчивости инициируется конвективное перемешивание в пределах слоя, ниже которого стратификация устойчива. Напряжение ветра и поток тепла задавались равными нулю. Напряжение трения у дна и придонное граничное условие для уравнения баланса энергии турбулентности задавались стандартным способом [Holt and James, 2001]. На открытых границах задавалось условие отсутствия излучения [Orlanski, 1976] и осредненные по вертикали нормальные компоненты скорости (для баротропной задачи). Для бароклиной задачи скалярные величины на границе пересчитывались из ближайших соседних узлов внутри области (в случае, если поток на границе был направлен из области) или рассчитывались из однородного условия Неймана (в противоположном случае).

В основных экспериментах рельеф дна аппроксимировался на основе 2-мильной донной топографии СЛО [Jakobsson et al., 2000] путем применения 8-точечного матричного фильтра с целью сглаживания неоднородностей с масштабом меньше бароклиного радиуса Росби. Глубины на шельфе менее 50 м были «заглублены» до 50 м. Узкие проливы между островами архипелага были

«закрыты». Глубины, превышающие 1100 м у основания материкового склона, были «подняты» до значений в интервале 1000–1100 м пропорционально расстоянию от основания склона. Последнее было сделано с целью исключить слишком большие расстояния между узлами сетки по вертикали в глубоководной части расчетной области. Пространственное положение зоны, в которой задавался экстремальный поток соли на поверхности, выбиралось, исходя из особенностей донной топографии и локализации полыней. При этом принимались во внимание следующие соображения: 1) зона форсинга не должна была находиться ниже 100-метровой изобаты, т. е. средней глубины шельфовой конвекции зимой 1984–85 гг.; 2) эта зона должна была пересекаться с полынями. Эти два условия выполняются над мелководными банками в северо-западной части расчетной области. В соответствии с этим экстремальный поток соли на поверхности задавался внутри эллиптических областей над мелководными банками, ограниченных изобатой 100 м. Величина потока соли была постоянной, а его значение задавалось как разность между средним потоком соли на шельфе и в глубоководной зоне. В остальных точках расчетной области задавался нулевой поток соли. Начальные профили температуры и солёности задавались в виде кусочно-линейных функций, аппроксимирующих отдельные участки средних профилей температуры и солёности в глубоководной зоне, за исключением верхнего 50-метрового слоя, который задавался вертикально-однородным, с температурой, равной температуре замерзания при солёности 34,15 PSU. Эта солёность эквивалентна однородной солёности в слое 0–50 м после его конвективного перемешивания, если начальные профили температуры и солёности соответствовали средним вертикальным профилям на шельфе во время съёмки O84 (см. рис. 4.1.5).

В установочных экспериментах с идеализированным (аналитически заданным) рельефом дна и однородным океаном было установлено хорошее соответствие рассчитанного на модели каскадинга с предсказаниями теории. В частности, подтвердилось, что развитие каскадинга включает иерархию масштабов. Наименьший линейный масштаб — это бароклинный радиус Росби, который определяет характерный размер базовых элементов (параметров) каскадинга: ширину плотного фронта и радиус меандров (вихрей). Соответствующий масштаб времени составляет несколько суток — время роста бароклиновых вихрей. Следующий по порядку линейный масштаб определяется характерным горизонтальным размером неоднородностей рельефа дна. Взаимодействие между этими масштабами реализуется через особенности поступательного движения вихрей. Являясь основными переносчиками уплотнённой воды, бароклиновые вихри не движутся хаотически, а самоорганизуются в крупномасштабную структуру в форме «языка», которая в среднем движется как единое целое вдоль неоднородностей рельефа дна. Теоретические основы подобного квазирегулярного поведения, возможно, заключены в закономерностях перемещения уединённых вихрей вдоль уклонов рельефа дна, сформулированных Нофом [Nof, 1983]. Он показал, что в вязкой жидкости вихри двигаются вдоль изобат вправо от направления увеличения глубины (в северном полушарии) с постоянной скоростью $c = g's/f$ (s — уклон дна, g' — редуцированное ускорение свободного падения, f — параметр Кориолиса). Действие вязких сил [Nof, 1983; Shapiro and Hill, 2003] и сил взаимодействия между вихрями [Gawarkiewicz and Chapman, 1995] вызывают отклонение век-

тора перемещения вихрей от направления вдоль изобат в сторону увеличения глубины, что ведет к повороту всего «языка», состоящего из отдельных вихрей. Полезный практический результат разделения масштабов заключается в возможности оценить перенос воды/тепла/соли поперек склона без необходимости рассмотрения отдельных вихрей и их взаимодействия друг с другом. Для этого достаточно оценить интегральный перенос вод в «языке». Пересечения границ «языка» с изобатами дают естественные горизонтальные пределы интегрирования. В этих границах рассчитываются следующие интегралы, определяющие суммы среднего (\overline{F}_k) и вихревого (F'_k) потоков:

$$\begin{aligned} F_k(z_1, z_2, H, t) &= \overline{F}_k(z_1, z_2, H, t) + F'_k(z_1, z_2, H, t) = \\ &= \int_{l_1(t)}^{l_2(t)} dl \int_{z_1}^{z_2} \Delta \overline{K} \cdot \overline{v}_n dz + \int_{l_1(t)}^{l_2(t)} dl \int_{z_1}^{z_2} \Delta K' \cdot v'_n dz \quad (4.1.16) \end{aligned}$$

где $K(1, \rho c_p T, \rho S)$ — «вектор» с компонентами, описывающими объем, тепло-содержание и количество соли; ΔK — горизонтальный контраст между водой в «языке» и вне его ($\Delta K = \Delta \overline{K} + \Delta K'$); v_n — нормальная к изобатам компонента скорости, имеющая положительные значения вниз по склону ($v_n = \overline{v}_n + v'_n$); dl — единичное расстояние вдоль изобаты $z = H(\lambda, \theta)$ между вертикальными границами l_1 и l_2 ; z_1 и z_2 — нижняя и верхняя границы слоя интегрирования. Формула (4.1.16) позволяет рассчитать потоки воды/тепла/соли в системных единицах: м³/с, Вт и кг/с.

Как было показано в предыдущих исследованиях [Jiang and Garwood, 1998; Gawarkiewicz, 2000], фоновая стратификация может существенно изменить интенсивность перемещения и глубину проникновения уплотненной воды. В СЛО, где верхний 500-метровый слой сильно стратифицирован по температуре и солёности, влияние стратификации представляется весьма важным. Согласно полученным результатам в экспериментах со стратифицированным океаном, резкий пикноклин влияет на параметры каскадинга несколькими путями. В первую очередь, стратификация замедляет стекание уплотненной воды. В отличие от однородного океана, в стратифицированном случае уплотненная вода не достигает основания континентального склона (рис. 4.1.7). Длительные вычисления (в течение 6 месяцев) подтвердили, что в стратифицированном океане «язык» уплотненной воды не опускается ниже 400 м. Более медленное удаление уплотненной с шельфа воды приводит к большему росту солёности в очаге формирования: среднее ее увеличение в зоне форсинга в стратифицированном океане равно 0,34 PSU против 0,23 PSU в случае однородного океана. Временная изменчивость интегрального потока соли с шельфа в глубокий океан, рассчитанная в соответствии с (4.1.16), качественно повторяет аналогичный график для однородного океана, указывая на установление динамического равновесия между поступлением соли и ее выносом после начального приспособления. Отрицательные величины интегрального потока соли над континентальным склоном во время стадии установления объясняются тем, что в стратифицированном океане горизонтальный перепад солёности (ΔS) становится отрицательным, начиная с глубины, где солёность

окружающей воды сравнивается с соленостью опускающейся воды. Каскадинг не останавливается на этом уровне, поскольку опускающаяся вода холоднее окружающей и поэтому плотнее окружающей.

Проникновение более холодной воды под теплое ядро атлантической водной массы проиллюстрировано на рис. 4.1.8. Холодная вода на глубине 400 м

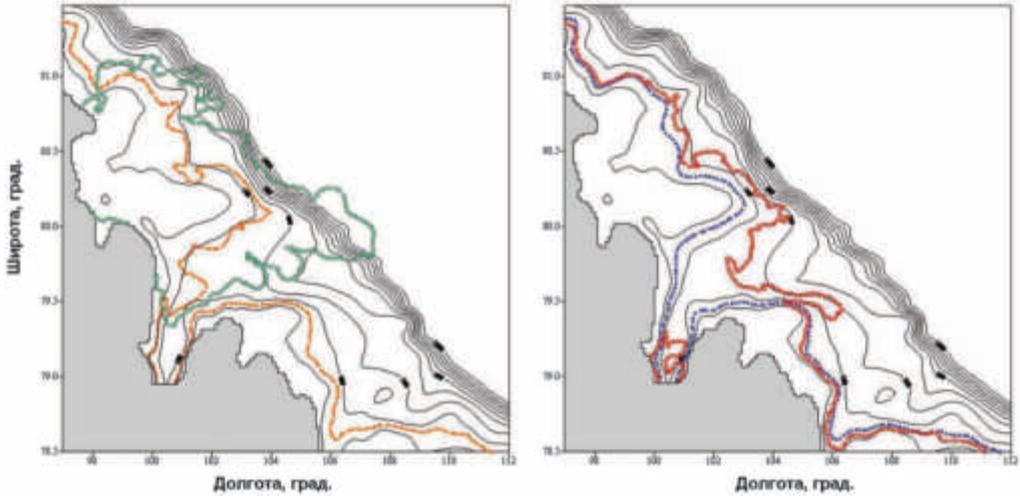


Рис. 4.1.7. Сравнение каскадинга в однородном и стратифицированном океане: *а* — граница переднего фронта «языка» после двух месяцев интегрирования в однородном океане (зеленая линия) и в стратифицированном океане (оранжевая линия); *б* — граница переднего фронта «языка» в эксперименте со стратификацией: начальное распределение (синяя линия); после четырех месяцев интегрирования (красная линия)

у дна с минимальной температурой $0,2^{\circ}\text{C}$ прошла через теплое ядро АВ с температурой $1,4^{\circ}\text{C}$. Кроме указанной особенности, на расчетном температурном разрезе следует обратить внимание еще на две характерные черты, позволяющие понять структуру поперечной циркуляции, индуцируемой каскадингом в стратифицированном океане. Пятно относительно более теплой воды ($T = -0,6^{\circ}\text{C}$) на глубине 75 м указывает на апвеллинг из глубины. Существенная нерегулярность распределения температуры в диапазоне глубин 50–350 м над склоном свидетельствует об интенсивном перемешивании в этой зоне. Это перемешивание индуцируется каскадингом, поскольку вдали от склона на глубокой воде в том же диапазоне глубин сохраняется регулярное распределение температуры. Поступлением соли из глубин объясняется возрастание солености над склоном на стадии квазистационарного режима.

Применив формулу (4.1.16) для объема, тепла и соли, были рассчитаны соответствующие потоки для характерных водных слоев в северо-западной части моря Лаптевых. При этом автор руководствовался традиционной классификацией водных масс в верхнем 300-метровом слое исследуемого района [Никифоров и Шпайхер, 1980]: верхний перемешанный слой (0–50 м),

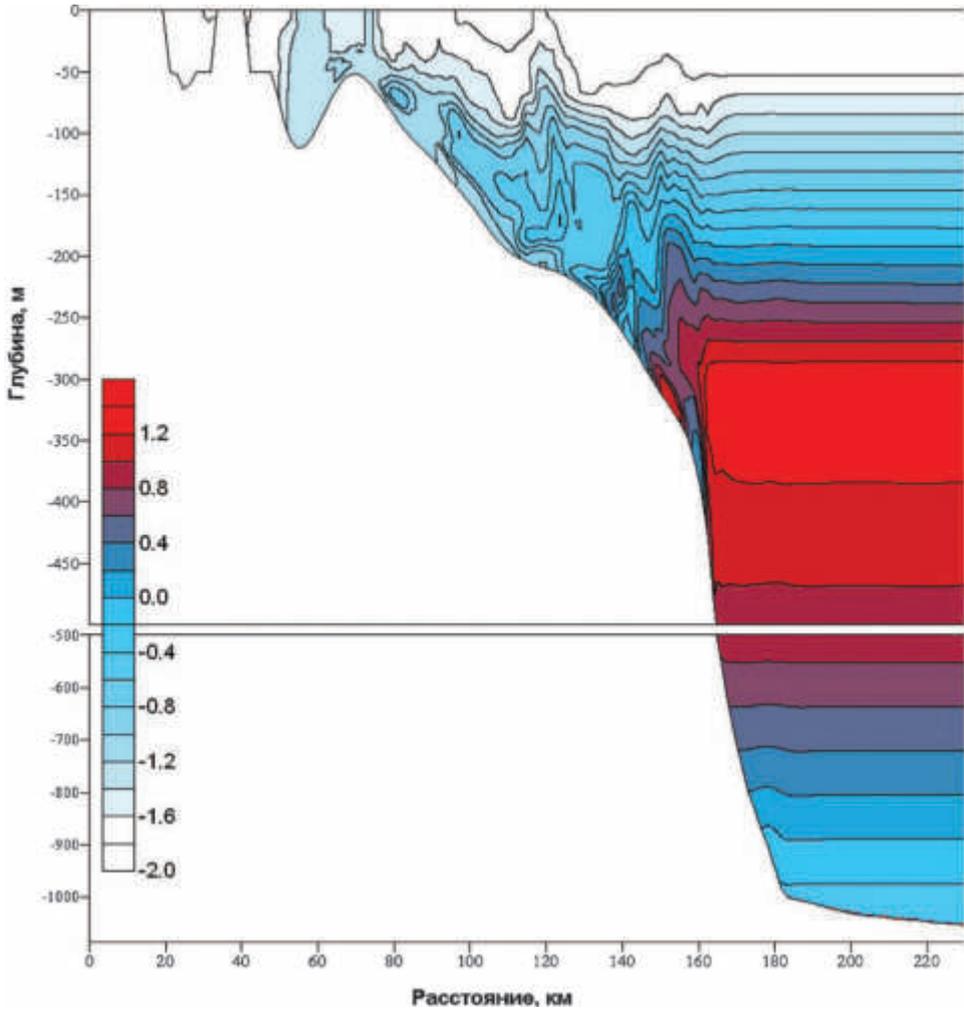


Рис. 4.1.8. Вертикальный разрез температуры воды вдоль 80° с. ш. после четырех месяцев интегрирования

холодный галоклин (50–150 м) и АВ (150–800 м). Схема потоков в вертикальной плоскости представлена на рис. 4.1.9. Как следует из этой схемы, стекание уплотненной воды приводит к значительным теплотерям в АВ (до $0,20 \cdot 10^5$ Вт/м²). Насколько это существенно для общего баланса тепла в АВ? Согласно недавним оценкам [Schauer et al., 2008], средний адвективный поток тепла на север на 79° с. ш. в проливе Фрама равен $5,3 \cdot 10^5$ Вт/м² (в сопоставимых с приведенной автором оценкой единицах). Принимая во внимание, что на участке от пролива Фрама до моря Лаптевых АВ теряет около 70% от начального теплосодержания, охлаждение АВ вследствие перемешивания с шельфовыми водами следует признать весьма значительным. При смешении с шельфовыми водами АВ также распресняется. Этот, на первый взгляд,

парадоксальный факт (поскольку возникновение каскадинга вызвано осолонением), объясняется тем, что стекающая вода оказывается преснее, чем вода в ядре АВ. Слой холодного галоклина осолоняется благодаря смешению как

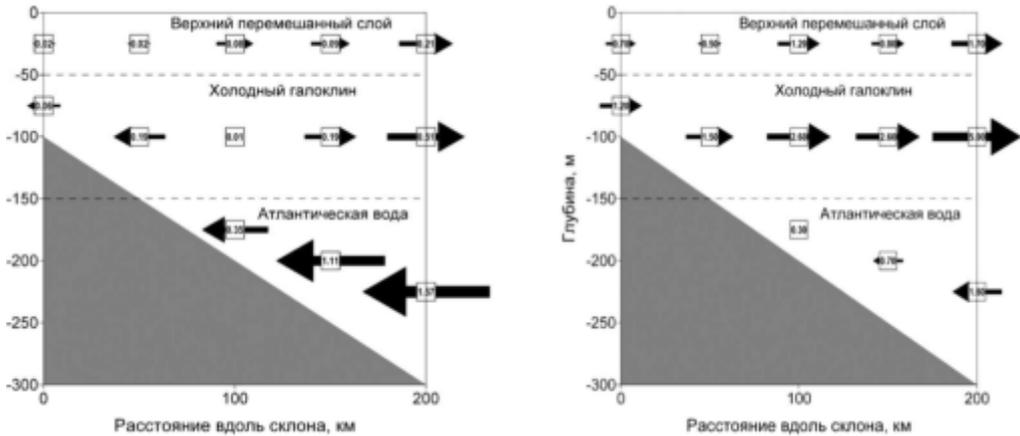


Рис. 4.1.9. Схема потоков тепла МДж/м/с (а) и соли г/м/с (б), связанных с каскадингом-апвеллингом

со стекающей шельфовой водой, так и с поднимающейся вверх атлантической водой. В верхний перемешанный слой в результате каскадинга поступает и соль и тепло, однако в значительно меньшем объеме, чем в нижележащие слои.

Выводы. Представленные результаты свидетельствуют в пользу того, что шельфовая конвекция и каскадинг являются важными процессами, играющими заметную роль в водообмене между шельфом и глубоководным бассейном в СЛО. Возникает вопрос, насколько установленные из теории и моделирования для шельфа моря Лаптевых закономерности универсальны для различных регионов СЛО, где шельфовая конвекция может приводить к каскадингу? Исходя из того, что характерные особенности динамики уплотненных вод, полученные в численной модели, соответствуют теории каскадинга и не противоречат экспериментальным данным, можно заключить, что обобщение результатов на другие районы СЛО в целом оправдано. Однако необходимо подчеркнуть, что для каждого конкретного района развитие каскадинга в значительной степени определяется локальными условиями, характерными именно для этого района. В серии дополнительных численных экспериментов, выполненных автором, была оценена чувствительность получаемых результатов к изменениям внешних условий: уклону дна, атмосферному форсингу, интенсивности формирования зон открытой воды и др. Результаты этих экспериментов продемонстрировали, что при сохранении общих закономерностей, выявленных для шельфа и склона моря Лаптевых, параметры каскадинга, включающие среднюю скорость стекания, глубину проникновения уплотненной воды и др. заметно меняются.

Список использованной литературы

1. *Алексеев Г. В., Иванов В. В., Кораблев А. А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
2. *Булгаков Н. П.* Конвекция в океане. — М.: Наука, 1975. 272 с.
3. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. В двух томах. — М.: Наука, 1986. Т. 1. 356 с.
4. *Головин П. Н.* Конвективный теплоперенос в подледном слое зимнего арктического разводья // *Океанология*. 2005. Т. 35. № 6. С. 854–863.
5. *Головин П. Н.* Роль квазистационарной заприпайной полыньи в формировании плотных шельфовых вод в зимний период и их последующем склоновом каскадинге (на примере моря Лаптевых) // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 11. С. 57–75.
6. *Захаров В. Ф.* Морские льды в климатической системе. — СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
7. *Зацепин А. Г., Костяной А. Г., Семенов А. В.* Лабораторное исследование осесимметричного плотностного течения на наклонном дне во вращающейся жидкости // *Океанология*. 1996. Т. 36, № 3. С. 339–345.
8. *Зубов Н. Н.* Динамическая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1947. 430 с.
9. *Монин А. С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. 424 с.
10. *Никифоров Е. Г., Шнайхер А. О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 270.
11. *Педлоски Д.* Геофизическая гидродинамика. Т. 2. — М.: Мир, 1984. 416 с.
12. *Стоммел Г.* Гольфстрим. — М.: ИЛ, 1963. 228 с.
13. *Чубаренко И. П.* Горизонтальная конвекция над подводными склонами. — Калининград: Терра Балтика, 2010. 255 с.
14. *Aagaard K., Coachman L. K., Carmack E. C.* On the halocline of the Arctic Ocean // *Deep Sea Res.* 1981. V. 28. P. 529–545.
15. *Baines P. G., Condie S.* Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review, in Ocean, ice, and atmosphere: interactions at the Antarctic continental margin // *Antarctic Research series*. 1998. V. 75. P. 29–49.
16. *Chapman D. C.* Dense water formation beneath a time-dependent coastal polynya // *J. Phys. Oceanogr.* 1999. V. 29. P. 807–820.
17. *Condie S. A.* Descent of dense water masses along continental slopes // *J. Marine Res.* 1995. V. 53. P. 897–928.
18. *Cooper L. N. H., Vaux D.* Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea // *Journ. of the Marine Biological Association of the UK*. 1949. V. 28. № 3. P. 719–750.
19. Environmental Working Group (EWG). Joint U.S.–Russian Atlas of the Arctic Ocean (CD-ROM) // National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA. 1997, 1998. http://www.aari.nw.ru/index_en.html.
20. *Gawarkiewicz G.* Effects of ambient stratification and shelfbreak topography on offshore transport of dense water on continental shelves // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105. C2. P. 3307–3324.
21. *Gawarkiewicz G., Chapman D. C.* A numerical study of dense water formation and transport on a shallow, sloping continental shelf // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100. C3. P. 4489–4507.
22. *Holt J. T., James I. D.* An s-coordinate density evolving model for the northwest European continental shelf I, Model description and density structure // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V. 106. C7. P. 14015–14034.
23. *Ivanov V. V., Golovin P. N.* Observations and modelling of dense water cascading from the Laptev Sea shelf // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. C09003. P. 1–15. DOI: 10.1029/2006JC003882.

24. *Ivanov V. V., Shapiro G. I., Huthnance J. M. et al.* Cascades of dense water around the World Ocean // *Progress in Oceanography*. 2004. V. 60. P. 47–98.
25. *Jakobsson M., Cherkis N. Z., Woodward J. et al.* New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers // *EOS, Transactions American Geophysical Union*. 2000. V. 81. № 9. P. 89–96.
26. *Jiang L., and Garwood R. W.* Effects of topographic steering and ambient stratification on overflows on continental slopes: a model study // *Journal of Geophysical Research*. 1998. V. 103. C3. P. 5459–5476.
27. *Killworth P. D.* Deep convection in the world ocean // *Reviews of Geophysics*. 1983. V. 21. № 1. P. 1–26.
28. *Martin S., Cavalieri D. J.* Contribution of the Siberian shelf to the Arctic Ocean intermediate and deep water // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94. № C9. P. 12725–12738.
29. *Nansen F.* Northern Waters. Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. Christiania: Vid-selskap. Skrifter I, Mat.-Naturv. kl. 1.3, Dybvad. 1906. P. 145.
30. *Nansen F.* The waters of the north-eastern North Atlantic // *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*. Suppl. to Bd. 1913. V. 4. P. 139.
31. *Noj D.* The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1983. V. 30. 2A. P. 171–182.
32. *Orlanski I.* A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows // *Journal of computational physics*. 1976. V. 21. № 3. P. 251–269.
33. *Rudels B., Muench, R. D., Gunn J., et al.* Evolution of the Arctic Ocean boundary current north of the Siberian shelves // *Journal of Marine systems*. 2000. V. 25. № 1. P. 77–99.
34. *Schauer U. Beszczynska-Müller A., Walczowski W., et al.* Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 // *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. 2008. P. 65–85.
35. *Shapiro G. I., Hill A. E.* Dynamics of dense water cascades at the shelf edge // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. V. 27. № 11. P. 2381–2394.
36. *Shapiro G. I., Hill A. E.* The alternative density structures of cold/salt water pools on a sloping bottom: the role of friction // *Journal of Physical Oceanography*. 2003. V. 33. № 2. P. 390–406.
37. *Shapiro G. I., Huthnance J. M., Ivanov V. V.* Dense water cascading off the continental shelf // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108. C12. P. 1–19, DOI. 10.1029/2002JC001610.
38. *Song Y., Haidvogel D.* A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system // *Journal of Computational Physics*. 1994. V. 115. № 1. P. 228–244.
39. *Symonds G., Gardiner-Garden R.* Coastal density currents forced by cooling events // *Continental Shelf Research*. 1994. V. 14. № 2–3. P. 143–157.
40. *Tanaka K., Akitomo K.* Baroclinic instability of density current along a sloping bottom and associated transport process // *Journal of Geophysical Research*. 2001. V. 106. C2. P. 1621–2638.
41. *Maqueda M. A., Willmott A. J. and Biggs N. R. T.* Polynya dynamics: a review of observations and modelling // *Reviews of Geophysics*. 2004. V. 42. № 1. RG1004.
42. *Winsor P., Chapman D. C.* Distribution and interannual variability of dense water production from coastal polynyas on the Chukchi Shelf // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002. V. 107. № C7.

4.2. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике

В. А. Семенов

В течение последних четырех десятилетий наиболее сильный рост приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) наблюдается во внетропических широтах Северного полушария (СП) с максимальными трендами в высоких широтах [Jones and Moberg, 2003]. Повышение ПТВ сопровождается значительными изменениями площади ледового покрова и режимов атмосферной циркуляции [Johannessen et al., 2004; Алексеев, 2004]. Глобальные климатические модели также предсказывают наибольшие климатические изменения зимой в высоких широтах Северного полушария при сценариях антропогенного воздействия на климат [Holland and Bitz, 2003; Мохов и др., 2007], несмотря на то, что максимум антропогенного радиационного воздействия приходится на тропики. Это говорит о важной роли адвективных процессов в арктическом усилении глобального потепления [Алексеев, 2004]. Наряду с ростом в последние четыре десятилетия, вековой ход ПТВ в Арктике характеризуется значительным похолоданием в 1960–1970 гг., последовавшим за потеплением 1930–1940 гг. Весомый вклад в формирование таких аномалий может вносить естественная изменчивость [Борисов и Монин, 1991; Bengtsson et al., 2004; Алексеев, 2004]. На это также указывают результаты экспериментов с климатическими моделями [Bengtsson et al., 2004; Jungclaus et al., 2005].

Океанический приток воды в Баренцево море (БМ) через его западную границу (пролив между Шпицбергенем и северной оконечностью Норвегии) вносит определяющий вклад в формирование долгопериодных климатических аномалий в Арктике. При этом в контрольном эксперименте с совместной моделью общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда ЕСНАМ4/ОРУС3 преобладающим фактором в формировании аномалий океанического притока в БМ была интенсивность западных ветров над западной частью моря (см. рис. 4.2.7 на с. 206). В этом эксперименте также была выявлена статистически значимая связь между колебаниями притока воды в БМ и крупномасштабным меридиональным круговоротом воды (МКВ) в Северной Атлантике. В то же время в контрольном эксперименте с моделью ЕСНАМ4/ОРУС3 (описание и анализ эксперимента см. далее в § 5.2) наиболее сильная изменчивость как притока воды в БМ, так и площади ледового покрова и температуры в Арктике, приходилась на колебания с периодом 20–30 лет (см. рис. 4.2.5 и 4.2.6). В новой версии совместной климатической модели института Макса Планка (Германия), модели ЕСНАМ5/МР1-ОМ [Marsland et al., 2003; Roeckner et al., 2003] долгопериодные колебания климата в Арктике воспроизводятся значительно более реалистично с характерным периодом колебаний 50–70 лет и схожей амплитудой 1,5–2,0 °С. Анализ этого эксперимента дает возможность выявить механизм формирования долгопериодных колебаний климата в Арктике.

Продолжительность эксперимента (500 лет) также позволяет исследовать устойчивость связи Североатлантического колебания (САК) с изменениями климата в Арктике. В последние три десятилетия XX столетия (с середины 1960-х гг.) происходил сильнейший (за период инструментальных наблюде-

ний) рост индекса Североатлантического колебания, ведущей моды изменчивости атмосферной циркуляции в атлантическом секторе СП [Walker, 1924; van Loon and Rogers, 1978; Wanner et al., 2001]. Положительный тренд САК также сопровождался усилением декадных колебаний индекса [Feldstein, 2002]. Усиление положительной фазы САК объясняет значительную часть климатических изменений как в Европе, так и в целом в Северном полушарии. Предполагалось также, что это усиление было причиной одновременного потепления в Арктике [Moritz et al., 2002]. Продолжительный тренд САК в конце XX века, когда значительно ускорилось и глобальное потепление, стал причиной появления множества работ, пытающихся объяснить такую тенденцию долгопериодными трендами температуры поверхности океана (ТПО) в тропиках [Hoerling et al., 2001; 2003] и Северной Атлантике [Rodwell et al., 1999; Mehta et al., 2000] или прямым радиационным воздействием [Shindell et al. 1999; 2001]. Несмотря на убедительную иллюстрацию неверной интерпретации проводимых экспериментов с МОЦА по воздействию ТПО на САК [Bretherton and Battisti, 2000], принципиальные расхождения результатов для различных моделей (например, [Schneider et al., 2003]), а также недостаточную длину ряда наблюдений САК для выводов о статистически значимых трендах [Wunsch, 1999], поток публикаций о «вынужденном» изменении САК прекратился лишь после того, как стала (начиная с середины 1990-х гг.) очевидной сильная отрицательная тенденция изменения индекса САК (несмотря на продолжающиеся тенденции предполагаемых факторов влияния). Анализ изменений САК в продолжительном (более 4000 лет) контрольном эксперименте с климатической моделью показал, что тренд САК в конце XX века может быть проявлением естественной долгопериодной изменчивости [Semenov et al., 2008].

Как показано в гл. 1 (§ 1.1), долгопериодная изменчивость САК не может объяснить арктического потепления середины XX века. Анализ данных наблюдений и продолжительного контрольного эксперимента с климатической моделью [Osborn et al., 1999] показал, что связь САК и ПТВ во внетропических широтах СП не является стационарной и может меняться от значимых положительных корреляций до нуля. Также была выявлена нестационарность связи САК и аномалий арктической температуры [Semenov, 2004; Goosse and Holland, 2005]. Анализ данных наблюдений за последние 30 лет выявил связь вариаций притока с САК [Dickson et al., 2000]. Короткий ряд наблюдений, однако, не позволяет делать выводы об устойчивости этой связи, а также ее значении в формировании мультидекадных (50–80 лет) климатических аномалий. Для этих целей в данном разделе будет использоваться контрольный эксперимент с моделью ECHAM5/MPI-OM длительностью 500 лет.

Описание используемой модели и эксперимента. В данном разделе анализируется контрольный (без внешних воздействий) численный эксперимент по моделированию современного климата (концентрации парниковых газов заданы на уровне 1990 г.) длительностью 500 лет с совместной моделью общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда ECHAM5/MPI-OM [Marland et al., 2003; Roeckner et al., 2003]. Атмосферная модель имеет пространственное спектральное разрешение T42 (около 2,8°) и 19 вертикальных уровней (до 10 мб). Океаническая модель имеет переменное пространственное разре-

шение, от 10 км вблизи Гренландии до 300 км в Тихом океане, и 40 вертикальных слоев. Детальное описание модели и контрольного эксперимента приведено в [Jungclaus et al., 2005]. Высокое пространственное разрешение в Северной Атлантике способствует лучшему воспроизведению процессов глубокой конвекции в Гренландском море. Анализируются результаты последних 450 лет модельного эксперимента после стабилизации среднего климата в модели.

Результаты. Как видно на рис. 4.2.1, модель хорошо воспроизводит изменчивость приповерхностной температуры воздуха в Арктике (60° – 90° с. ш.) в зимний период (ноябрь–апрель). Модельные аномалии ПТВ имеют такую же

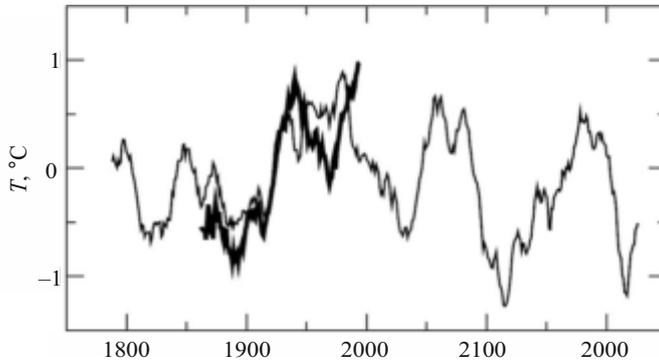


Рис. 4.2.1. Аномалии приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике (60° – 90° с. ш.) в зимнее полугодие (ноябрь–апрель) по данным наблюдений [Jones and Moberg, 2003] (жирная линия) и в модельном эксперименте (тонкая линия). 11-летнее скользящее сглаживание. Модельные данные сдвинуты по времени для иллюстрации схождения с наблюдаемой долгопериодной изменчивостью ПТВ

амплитуду, как и наблюдаемые значения, а также имеют характерный временной масштаб 70–80 лет. Приведенный в данном разделе анализ относится к осредненным за зимний период значениям, поскольку зимние аномалии температуры воздуха в 2–3 раза превышают летние и вносят основной вклад в среднегодовые значения аномалий (см. гл. 1). Изменения ПТВ тесно связаны с изменениями площади ледового покрова (рис. 4.2.2). Коэффициент корреляции между ними составляет $-0,77$ для исходных (с годовым временным разрешением) рядов и $-0,89$ при 11-летнем осреднении. Модель несколько переоценивает (примерно на 9%) среднюю площадь ледового покрова в Арктике в зимний период (рис. 4.2.2). Карта коэффициентов регрессии аномалий ПТВ на аномалии площади арктического ледового покрова в модели (рис. 4.2.3) демонстрирует максимальные значения над Баренцевым морем, где происходят значительные потери тепла из океана в атмосферу (в среднем около 200 Вт/м^2 в зимние месяцы для свободной ото льда поверхности моря), модулирующиеся колебаниями ледового покрова (рис. 4.2.3, 4.2.4). Следует отметить, что, несмотря на значительную изменчивость границ ледового покрова в Гренландском море (превышающую изменчивость в Баренцевом море, рис. 4.2.4в), сильнейшие изменения потоков турбулентного тепла на по-

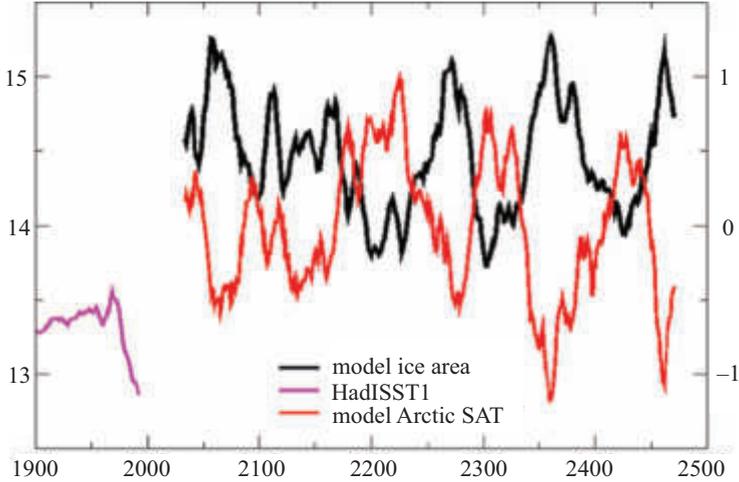


Рис. 4.2.2. Аномалии приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике (60° – 90° с. ш., в $^{\circ}\text{C}$, красная кривая, шкала справа) и площадь ледового покрова в Арктике (в млн km^2 , черная кривая, шкала слева) в зимнее полугодие (ноябрь–апрель) по данным контрольного эксперимента с моделью ECHAM5/MPI-OM, а также площадь ледового покрова по данным эмпирического анализа HadISST1.1 [Rayner et al., 2003]. 11-летнее скользящее сглаживание

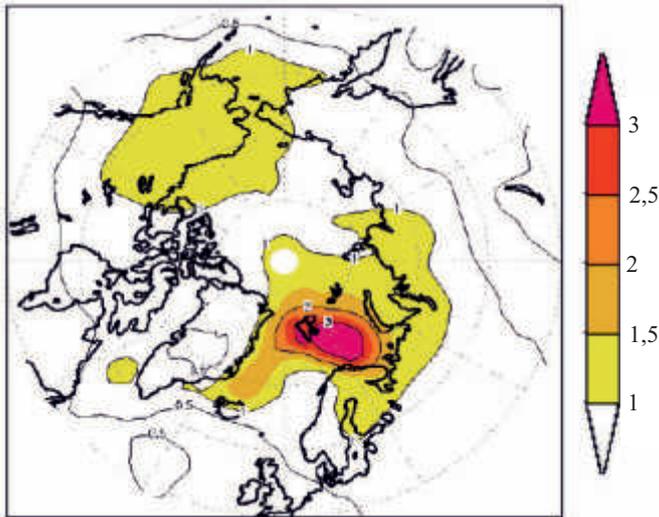


Рис. 4.2.3. Коэффициенты линейной регрессии ($^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{C}$) поля аномалий приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в СП на среднеарктическую температуру (осредненную для региона 60° – 90° с. ш.) в зимнее полугодие (ноябрь–апрель) в модельном эксперименте

верхности океана, связанные с изменениями площади арктического ледового покрова, происходят в Баренцевом море (рис. 4.2.4б). Это связано как с более сильными градиентами температуры океан–атмосфера над Баренцевым морем, так и с более сильными ветрами (интенсивный западный перенос над БМ),

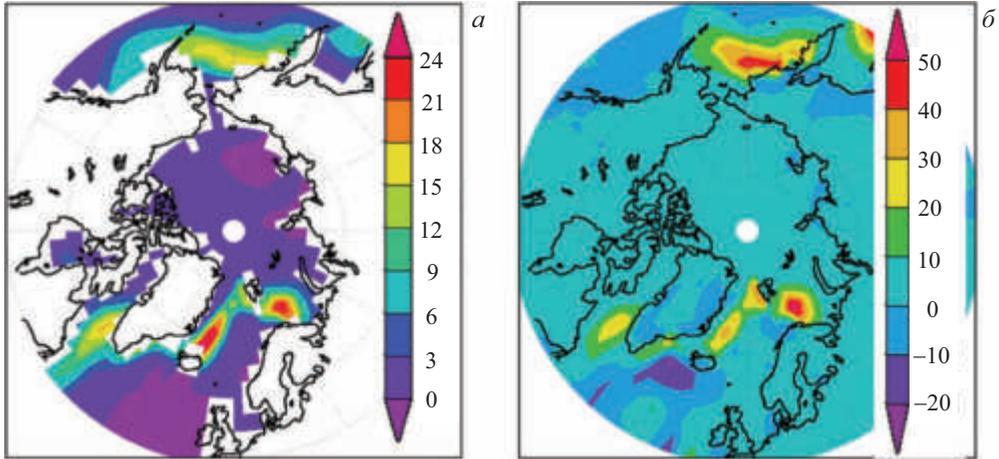


Рис. 4.2.4. Коэффициенты линейной регрессии (а) концентрации ледового покрова (%/1 млн км²) и потока турбулентного (скрытого и явного) тепла из атмосферы в океан (Вт/м²/1 млн км²) на площадь ледового покрова в СП для зимнего периода (ноябрь–апрель) по данным контрольного эксперимента с моделью ЕСНАМ5/МРІ-ОМ

способствующими интенсивному теплообмену. Аномалии ПТВ в регионе Баренцева моря также вносят наибольший вклад в долгопериодную изменчивость арктической температуры в целом в XX веке [Semenov and Bengtsson, 2003], предположительно вызванную колебаниями площади ледового покрова [Bengtsson et al., 2004; Semenov and Bengtsson, 2003].

На рис. 4.2.5 представлены значения корреляции индекса САК с температурными аномалиями в Арктике по данным наблюдений в зимний период в скользящем 50-летнем окне. Видно, что значимая положительная корреляция между индексом САК и аномалиями ПТВ наблюдалась лишь в конце XIX и во второй половине XX веков, изменяясь до $-0,2$ в середине XX века. Модель ЕСНАМ5/МРІ-ОМ хорошо воспроизводит нестационарность связи САК и арктической температуры, показывая схожие вековые колебания скользящей корреляции с возможностью даже значимых отрицательных значений.

Причиной долгопериодных колебаний ПТВ в Арктике могут быть изменения океанического притока в Баренцево море. На это указывает и анализ полей температурных аномалий в высоких широтах СП (гл. 1), демонстрирующий наиболее сильные аномалии ПТВ, относящиеся к долгопериодной изменчивости, в районе Баренцева моря. Там же находится и максимум изменчивости зимней арктической ПТВ в модели.

Приток относительно теплой атлантической воды в арктический бассейн вызывает соответствующие изменения площади ледового покрова (ПЛП). В меридиональном направлении атлантические воды (Западно-

Шпицбергенское течение) встречают мощные многолетние льды, и вариации притока не вызывают значительных изменений среднеклиматической ПЛП. В то же время, колебания интенсивности Нордкапского течения, несущего атлантические воды в неглубокое Баренцево море, приводят к значительным

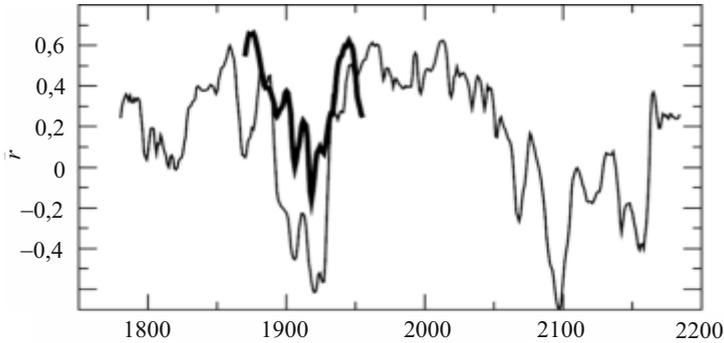


Рис. 4.2.5. Корреляция (в скользящем 50-летнем окне, исходные ряды сглажены 5-летним скользящим осреднением) между индексом САК и арктической ПТВ в зимний период по данным наблюдений (жирная линия) и модельным расчетам (тонкая линия). Модельные значения сдвинуты по времени. Корреляции, превышающие 0,55, статистически значимы (90%)

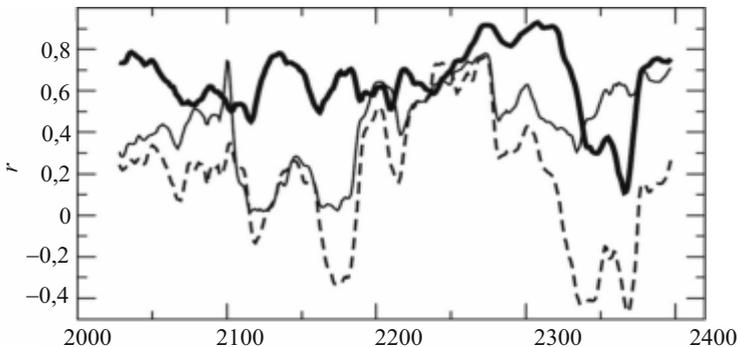


Рис. 4.2.6. Корреляция (в скользящем 80-летнем окне, исходные ряды сглажены 5-летним скользящим осреднением) между океаническим притоком в Баренцево море и арктической ПТВ (жирная линия), между притоком и индексом САК (тонкая сплошная линия) и между индексом САК и арктической ПТВ (тонкая прерывистая линия). Корреляции, превышающие 0,40, статистически значимы (90%)

изменениям ПЛП. Модель достаточно хорошо воспроизводит величину океанического притока в Баренцево море (поток объема воды через меридиан 20° в. д.), составляющую 2,1 Св, что лежит в диапазоне эмпирических оценок [Simonsen and Naugan, 1996]. Среднеквадратичное отклонение площади ледового покрова в Баренцевом море в модели (в зимний период) составляет 0,12 млн км², или 15% от среднеклиматического значения. Это составляет более 40% от всей изменчивости ПЛП в Арктическом и Атлантическом бас-

сейнах. Корреляция между океаническим притоком и ПЛП в Баренцевом море за 450 лет модельного эксперимента составляет $-0,78$ ($-0,91$ при 11-летнем скользящем осреднении) и $-0,55$ ($-0,79$) для ПЛП в Арктическом и Атлантическом бассейнах. Это говорит об определяющей роли океанического притока в вариациях ПЛП и, как следствие, ПТВ в модели в зимний период. Данная связь также нестационарна, но гораздо более устойчива, чем рассмотренная выше связь между САК и температурой.

На рис. 4.2.6 приведены значения скользящей корреляции в 80-летнем окне между рядами (предварительно сглаженными 5-летним скользящим осреднением) САК, арктической ПТВ и океаническим притоком в Баренцево море в модели. Видно, что связь между ПТВ и океаническим притоком положительна и статистически значима практически за весь период эксперимента (за исключением 50-летнего отрезка). В то же время, корреляции ПТВ с САК существенно нестационарны и их изменения схожи с соответствующими изменениями скользящей корреляции между САК и океаническим притоком. Например, в модельные годы 2100–2200 арктическая ПТВ и САК, САК и океанический приток практически некоррелированы (рис. 4.2.6), при том, что в тот же период корреляция между притоком и ПТВ достигает 0,8. В целом арктическая ПТВ и САК коррелированы в те периоды, когда САК и приток в Баренцево море также значимо коррелированы.

Выводы. Таким образом, данные модельного эксперимента свидетельствуют об определяющей роли вариаций океанического притока в Баренцево море в формировании изменчивости ПТВ (с временным масштабом от

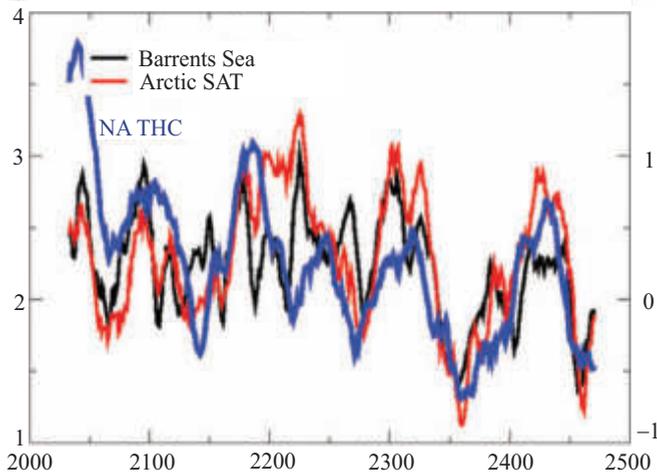


Рис. 4.2.7. Среднегодовой океанический приток воды в Баренцево море (Св, черная кривая, шкала слева) и аномалии арктической ПТВ в зимний (ноябрь–апрель) период ($^{\circ}\text{C}$, красная кривая, шкала справа) по данным контрольного эксперимента с моделью ЕСНАМ5/МРІ-ОМ. 11-летнее скользящее сглаживание. Синяя кривая — аномалии индекса термохалинной циркуляции (максимум меридионального круговорота в северной Атлантике на 30° с. ш. в Северной Атлантике, без масштаба), 11-летнее скользящее сглаживание

нескольких лет и более) в Арктике в зимний период. Интенсивность океанического притока определяет величину ПЛП, модулирующей турбулентные потоки тепла с поверхности моря в атмосферу. Как показывают данные наблюдений, модельные эксперименты и цитируемые исследования, основным фактором, определяющим межгодовую изменчивость океанического притока, являются изменения атмосферной циркуляции в регионе Норвежского и Баренцева морей. Индексом таких изменений, наиболее тесно связанным с океаническим притоком, является градиент давления воздуха на уровне моря между северной Норвегией и Шпицбергенем [Bengtsson et al., 2004].

На более длительных временных масштабах (от десятилетия и более) значительную роль также играют изменения североатлантической термохалинной циркуляции (ТХЦ). Причем вклад ТХЦ становится определяющим для долгопериодных (вековых) колебаний (рис. 4.2.7). В данном модельном эксперименте корреляция между притоком в Баренцево море и индексом ТХЦ (максимум меридионального круговорота в северной Атлантике на 30° с. ш.) составляет 0,28 для среднегодовых значений и 0,60 при 30-летнем скользящем осреднении (при длительности рядов в 450 лет). Соответствующие значения для корреляций с градиентом давления воздуха составляют 0,42 и 0,29.

Изменения ледовитости в Баренцевом море оказывают существенное влияние на региональную атмосферную циркуляцию, что, в свою очередь, может воздействовать на интенсивность арктического антициклона и вынос льда из Арктики в Атлантику. Это говорит о возможности существования обратной связи между региональными климатическими изменениями в Баренцевом море и североатлантической ТХЦ.

Список использованной литературы

1. *Алексеев Г. В.* Формирование и динамика современного климата Арктики. — СПб: ААИИ, 2004. 266 с.
2. *Борисов С. Б., Монин А. С.* О климатических изменениях в Баренцевом море // Доклады академии наук. 1991. 318. С. 1331–1335.
3. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Рекнер Э.* Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: оценка перспектив Северного морского пути. Доклады академии наук. 2007. Т. 414. № 6. С. 814–818.
4. *Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M.* The early twentieth-century warming in the Arctic — a possible mechanism // Journal of Climate. 2004. Т. 17. № 20. С. 4045–4057.
5. *Bretherton C. S., Battisti D. S.* An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution // Geophysical Research Letters. 2000. Т. 27. № 6. С. 767–770.
6. *Dickson R. R., Osborn T. J., Hurrell J. W. et al.* The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation // Journal of Climate. 2000. Т. 13. № 15. С. 2671–2696.
7. *Holland M. M., Bitz C. M.* Polar amplification of climate change in coupled models // Climate Dynamics. 2003. Т. 21. № 3–4. С. 221–232.
8. *Feldstein S. B.* The recent trend and variance increase of the annular mode // Journal of Climate. 2002. Т. 15. № 1. С. 88–94.
9. *Hoerling M. P., Hurrell J. W., Xu T.* Tropical origins for recent North Atlantic climate change // Science. 2001. Т. 292. № 5514. С. 90–92.
10. *Hoerling M. P., Hurrell J. W., Xu T. et al.* Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming // Climate Dynamics. 2004. Т. 23. № 3–4. С. 391–405.

11. *Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W. et al.* Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. 2004. T. 56. № 4. C. 328–341.
12. *Jones P. D., Moberg A.* Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001 // *Journal of climate*. 2003. T. 16. № 2. C. 206–223.
13. *Jungclauss J. H., Haak H., Latif M., and Mikolajewicz U.* Arctic–North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation // *Journal of climate*. 2005. T. 18. № 19. C. 4013–4031.
14. *Marsland, S. J., Haak H., Jungclauss, et al.* The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates // *Ocean modelling*. 2003. T. 5. № 2. C. 91–127.
15. *Mehta V., Suarez M., Manganello J. V., Delworth T. D.* Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959–1993 // *Geophysical Research Letters*. 2000. T. 27. № 1. C. 121–124.
16. *Moritz R. E., Bitz C. M., Steig E. J.* Dynamics of recent climate change in the Arctic // *Science*. 2002. T. 297. № 5586. C. 1497–1502.
17. *Osborn T. J., Briffa K. R., Tett S. F. et al.* Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model // *Climate Dynamics*. 1999. T. 15. № 9. C. 685–702.
18. *Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. T. 108. № D14.
19. *Rodwell M. J., Rowell D. P., Folland C. K.* Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // *Nature*. 1999. T. 398. № 6725. C. 320–323.
20. *Roeckner E. et al.* The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. 2003.
21. *Schneider E. K., Bengtsson L., Hu Z. Z.* Forcing of Northern Hemisphere climate trends // *Journal of the atmospheric sciences*. 2003. T. 60. № 12. C. 1504–1521.
22. *Shindell D. T., Miller R. L., Schmidt G., Pandolfo L.* Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing // *Nature*. 1999. T. 399. № 6735. C. 452–455.
23. *Shindell D. T., Schmidt G. A., Miller R. L., Rind D.* Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. T. 106. № D7. C. 7193–7210.
24. *Semenov V. A., Bengtsson L.* Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophysical Research Letters*. 2003. T. 30. № 15.
25. *Semenov V. A., Latif M., Jungclauss J. H., Wonsun P.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophysical Research Letters*. 2008. T. 35. № 11. DOI:10.1029/2008GL033273.
26. *Simonsen K., Haugan P. M.* Heat budgets of the Arctic Mediterranean and sea surface heat flux parameterizations for the Nordic Seas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. T. 101. № C3. C. 6553–6576.
27. *van Loon H., Rogers J. C.* The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Review*. 1978. T. 106. № 3. C. 296–310.
28. *Walker G. T.* Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather // *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 1924. T. 24. C. 275–332.
29. *Wanner H., Bronnimann S., Casty C. et al.* North Atlantic Oscillation—concepts and studies // *Surveys in geophysics*. 2001. T. 22. № 4. C. 321–381.
30. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1999. T. 80. № 2. C. 245–255.

ОБРАТНЫЕ СВЯЗИ**5.1. Воздействие сокращения зимнего морского льда на атмосферные процессы в Арктике**

В. А. Алексеев, В. В. Иванов, В. А. Семенов

Введение. Современное сокращение арктического морского льда, вероятно, обусловлено действием целого ряда факторов, значимость которых еще полностью не прояснена. Документированное изменение параметров морских льдов за последние несколько десятилетий включает в себя резкое снижение летней сплоченности и значительное уменьшение доли многолетнего (более толстого) льда [Rothrock et al., 1999; Kwok et al., 2009]. Большинство ученых-климатологов в настоящее время согласны, что ключевую роль в наблюдаемых изменениях сыграло антропогенное потепление, наложенное на фон естественной изменчивости [Катцов и др., 2011]. Естественная изменчивость проявляется через аномальный ветровой режим, вызывающий вариации меридионального потока тепла в Северной Атлантике [Alexeev et al., 2013] и в северной части Тихого океана [Shimada et al., 2006; Woodgate et al., 2012], а также в увеличении поглощения солнечной радиации в свободных от льда районах Северного Ледовитого океана (СЛО) [Perovich and Richter-Menge, 2009]. Усиленное поглощение солнечной радиации на открытой воде является важным элементом так называемого альбедного механизма обратной связи, который в значительной степени ответственен за эффект полярного усиления, особенно заметно проявляющийся в СЛО. Движение ледяного покрова под действием ветра является основным результатом прямого динамического воздействия атмосферы на подстилающую поверхность [Wang et al., 2009]. В результате ветрового дрейфа лед переносится из очагов формирования в районы таяния (например, в Северо-Европейский бассейн и далее в Северную Атлантику). Другим важным проявлением действия ветра является дивергенция/конвергенция ледяного покрова, приводящая к изменению сплоченности и торошению льда. Помимо прямого динамического форсинга, атмосфера оказывает термодинамическое воздействие на лед. Прямым результатом годовой цикличности притока солнечной радиации является локальное нарастание и таяние льда. Кроме того, важную роль в радиационном балансе ледяного покрова играют турбулентные потоки, обусловленные переносом прямого и скрытого тепла через границу раздела «лед–атмосфера». Так, адвекция теплого воздуха из умеренных широт в Арктику способна су-

щественно замедлить ледообразование в зимний сезон. Не менее значимую роль играет также адвекции влаги, которая воздействует на содержание водяного пара в полярной атмосфере и через нее на нисходящую длинноволновую радиацию, поступающую к поверхности морского льда. Следует подчеркнуть, что наличие или отсутствие облаков является ключевым фактором, определяющим длинноволновый радиационный баланс, причем это влияние противоположно в различные сезоны: положительное зимой и отрицательное летом.

Можно предположить, что главным следствием исчезновения арктического морского льда в летний сезон и связанного с этим потепления станет существенное изменение крупномасштабной атмосферной циркуляции, которое будет явно ощущаться в умеренных широтах. В данном разделе исследуется отклик теплового баланса высокоширотной Арктики на сокращение морского льда через анализ обратной связи между вариациями ключевых характеристик атмосферной циркуляции и параметрами морского льда. Географически анализ сфокусирован на атлантическом секторе СЛО, что обусловлено тем, что во-первых, теплообмен в океане между СЛО и Северной Атлантикой значительно превышает теплообмен с Тихим океаном, а во-вторых, прикромочная ледовая зона в атлантическом секторе охватывает гораздо большую площадь [Никифоров и Шпайхер, 1980].

Значимость обратных связей. Изменения меридионального переноса тепла контролируют одну из десяти возможных обратных связей, которые были недавно определены в качестве влияющих факторов, способствовавших аномальному потеплению Арктики вследствие полярного усиления [Alexeev et al., 2013]. Согласно модельным результатам [Flannery, 1994, Schneider et al., 1997; Schneider et al., 1999; Alexeev et al., 2005; Alexeev and Jackson, 2013], один только перенос к полюсу атмосферного тепла может объяснить значительную часть полярного усиления, даже без учета альбедного механизма. С другой стороны, анализ результатов ансамбля совместных глобальных моделей показал, что обратная связь через альбедный механизм дает самый сильный вклад в наблюдаемое потепление Арктики [Pithan and Mauritsen, 2014]. По результатам этого совместного модельного эксперимента обратные связи, вызванные изменением вертикальной стратификации, эффектом Планка, водяным паром, облачностью и атмосферными переносами были положительными, тогда как обратная связь, возникающая вследствие вариации меридионального переноса тепла в океане, оказалась отрицательной в большинстве моделей. Это означает, что в результате нагревания СЛО меридиональный перенос тепла в океане уменьшается на вековом временном масштабе. Для целей данного исследования важно подчеркнуть, что обратная связь, обусловленная атмосферным переносом, в большинстве моделей положительна.

Менее понятным аспектом взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью в СЛО является обратное воздействие сокращающегося морского льда на атмосферу. За последние несколько лет было опубликовано значительное число статистических исследований и модельных экспериментов, направленных на оценку последствий сезонной потери морского льда в Арктике на погоду и климат умеренных широт, не давших, однако, надежного ответа на этот вопрос [Overland et al., 2015]. Дебаты вокруг возможных связей

между процессами в умеренных широтах и в Арктике отчасти объясняются существующей неопределенностью в понимании процессов и механизмов, связывающих эти два региона. Влияние гидрометеорологических процессов в северной части Атлантического океана на температуру воздуха и состояние морского льда в северном полушарии не вызывает сомнений [Schlesinger and Ramankutty, 1994; Delworth and Mann, 2000; Zhang et al., 2007; Semenov et al., 2010; Mahajan et al., 2011; Wyatt et al., 2012; Smedsrud et al., 2013; Miles et al., 2014]. В ряде публикаций были предложены гипотетические объяснения этого влияния через различные цепочки обратных связей между изменениями атмосферной циркуляции, морских течений и параметров морского льда на декадном и мультидекадном временных интервалах [например, Ikeda, 1990, Mysak and Venegas, 1998, Polyakov and Johnson, 2000, Proshutinsky and Johnson, 1997, Bengtsson et al., 2004]. Например, в [Ikeda, 1990; Edlandsvik and Loeng, 1991] декадные климатические колебания в Арктике объяснены положительной обратной связью между притоком атлантических вод (АВ) в Баренцево море и состоянием ледяного покрова. Увеличение притока АВ в зимний сезон и вызванное этим отступление морского льда ведет к усилению турбулентного теплообмена с атмосферой и формированию региональной циклонической циркуляции, что способствует дальнейшему увеличению притока АВ. Такой механизм был предложен для объяснения потепления в Арктике в первой половине XX века [Bengtsson et al., 2004]. Отсутствие длительных рядов наблюдений затрудняет эмпирическую проверку гипотетических обратных связей. Альтернативный способ проверки предоставляют климатические модели. Так, положительная обратная связь, инициированная слабым внешним воздействием, была воспроизведена в совместной модели климата [Semenov et al., 2009]. Также в модельных экспериментах были выявлены признаки нелинейной атмосферной реакции на отступление морского льда в Баренцевом море [Petukhov and Semenov, 2010, Semenov and Latif, 2015].

Роль океанских и атмосферных процессов в Северной Атлантике. Долгопериодная изменчивость в Северной Атлантике в значительной степени оказывает воздействие на климатический режим СЛО через параметры поступающих с юга атлантических вод [Никифоров и Шпайхер, 1980]. Атлантические воды (АВ) достигают Арктического бассейна СЛО двумя ветвями: через пролив Фрама — Фрамовская атлантическая вода (ФАВ) — и через Баренцево, Карское моря и желоб Святой Анны — Баренцевоморская атлантическая вода (БАВ). К северу от Шпицбергена ФАВ встречается с движущимся в генеральном западном направлении морским льдом. В результате перемешивания с талой подледной водой и теплоотдачи в атмосферу верхняя часть ФАВ (толщиной несколько десятков метров) охлаждается и распресняется, формируя верхний квазигомогенный слой (см. § 5.3). Трансформация происходит в пределах прикромочной ледовой зоны, после прохождения которой основная часть ФАВ оказывается изолированной от поверхности океана вышележащим перемешанным слоем с сильным пикноклином на его нижней границе [Rudels и др., 1996]. Вследствие такой изоляции термохалинные характеристики глубинной части ФАВ на пути от пролива Фрама до желоба Святой Анны меняются незначительно. Существующие оценки средней скорости течений в Баренцевом море указывают на среднее время переноса БАВ из

Норвежского моря до желоба Святой Анны — более одного года [Loeng и др., 1993]. В зимний сезон в свободном от льда и мелководном (средняя глубина 230 м) Баренцевом море интенсивная теплоотдача с поверхности приводит к нагреванию приводного слоя атмосферы и охлаждению воды, которое в процессе конвективного перемешивания способно достичь дна. В вертикальное перемешивание вовлекаются также распресненные (вследствие таяния льда и речного стока) поверхностные воды, что приводит к уменьшению солёности конечного продукта смешения [Schauer et al., 2002]. В результате в северной части желоба Святой Анны теплосодержание БАВ существенно меньше, чем ФАВ. Поскольку различие солёности между двумя водными массами не компенсирует температурный контраст, плотность БАВ оказывается выше.

Как уже отмечалось выше, атмосферное тепло из Северной Атлантики в Арктику переносят циклоны и связанные с ними крупномасштабные циркуляционные структуры, как, например, мощный циклон (шторм Франк). Интенсивность этого циклона была весьма впечатляющей, 937 гПа в центре, на пике его развития 30 декабря 2015 г. Штормовое усиление ветра в Европе, вызванное этим циклоном, широко освещалось в средствах массовой информации. Франк обусловил интенсивный поток тепла из Северной Атлантики в высокоширотную Арктику. Простые оценки по данным реанализа NCEP/NCAR показывают, что аномалия температуры воздуха над приполюсным районом (к северу от 80° с. ш.) 30 декабря 2015 г. составила рекордные 16 °С, а аномалия нисходящей длинноволновой радиации достигала 60 Вт/м². Согласно данным реанализа Франк был не самым мощным из зарегистрированных зимних штормов. Такие циклоны переносят количество энергии порядка сотен эксаджоулей, формируя аномалии температуры и влажности, оказывающие влияние на баланс морского льда через изменения турбулентных и радиационных тепловых потоков. Для количественной оценки значимости циклонической активности в Северной Атлантике на меридиональный перенос тепла были рассчитаны естественные ортогональные функции (ЕОФ) зимних (декабрь–февраль) аномалий приземного давления с отфильтрованным сезонным сигналом в широтной зоне 65–90° с. ш. Первая ЕОФ описывает 34% суммарной дисперсии, а ее распределение представляет собой характерную крупномасштабную структуру, широко известную как Арктическое колебание (АК). Вторая ЕОФ (16% дисперсии) соответствует дипольным барическим системам низкого давления, напоминающим шторм Франк с интенсивным потоком из Северной Атлантики к полюсу. Этот поток ассоциирован с сильной отрицательной аномалией нисходящего длинноволнового излучения и ориентирован вдоль кромки ледяного покрова. Во временном распределении коэффициентов разложения второй ЕОФ явного долговременного тренда не прослеживается, хотя обращает на себя внимание увеличение положительных значений с 1980 г.

Изменения параметров среды в СЛЮ. Анализ осредненных по приполюсной зоне (80–90° с. ш.) временных рядов вертикального распределения температуры и влажности в холодное время года по данным реанализа NCEP/NCAR показывает, что обе величины испытывают квазипериодические колебания с возрастающей в последние годы амплитудой. Эпизоды потепления сопровождаются увеличением нисходящей длинноволновой радиации (рис. 5.1.1). Поскольку представленные на рисунке кривые описывают

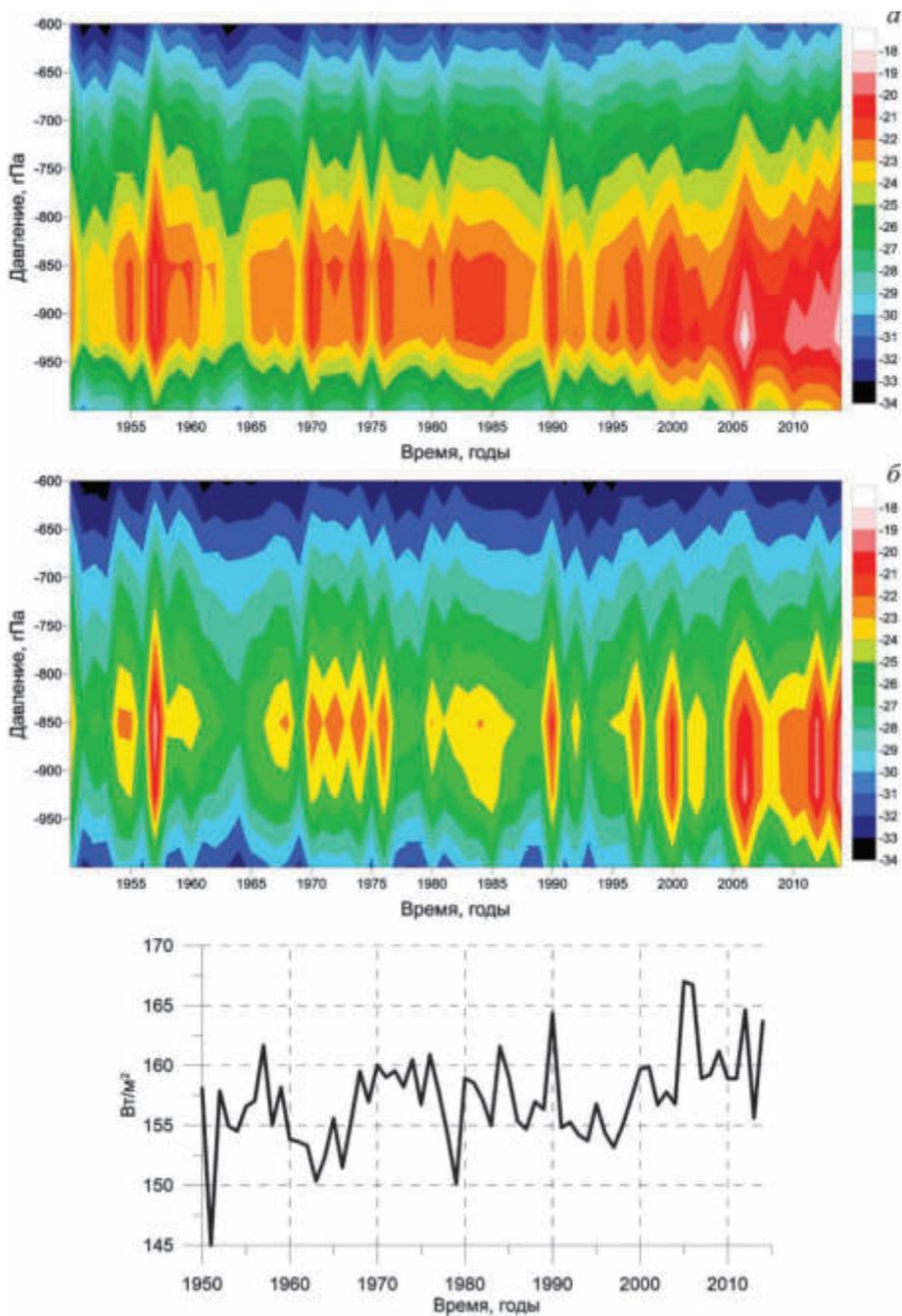


Рис. 5.1.1. Температура воздуха, °С (а); удельная влажность воздуха, г/кг (б); нисходящая длинноволновая радиация, Вт/м² (в) в холодный сезон (ноябрь–март) в зависимости от давления и времени, осредненные по приполюсному региону (севернее 80° с. ш.)

изменения абсолютных значений температуры и влажности, усиление сигнала свидетельствует о нелокальном происхождении наблюдаемых отклонений.

Изменение среднего уровня нисходящей длинноволновой радиации с середины 1960-х гг. до настоящего времени составляет около 10 Вт/м^2 , что весьма существенно для суммарного радиационного баланса на поверхности океана. Временное распределение среднегодовой по ФАВ (в проливе Фрама) и БАВ (на разрезе «Кольский меридиан») температуры воды в слое 50–200 м (рис. 5.1.2а) показывает постепенный рост с середины 1980-х гг. Потепление достигло максимума в начале 2000-х и было зарегистрировано как в проливе Фрама, так и вдоль траектории ФАВ вплоть до границы моря Лаптевых с Восточно-Сибирским морем [Polyakov et al., 2011]. Это потепление, вероятно, дополнительно способствовало общему истончению арктического морского льда через усиление потока тепла к ледяному покрову [Polyakov et al., 2010; Ivanov et al., 2016] и уменьшению его сплоченности.

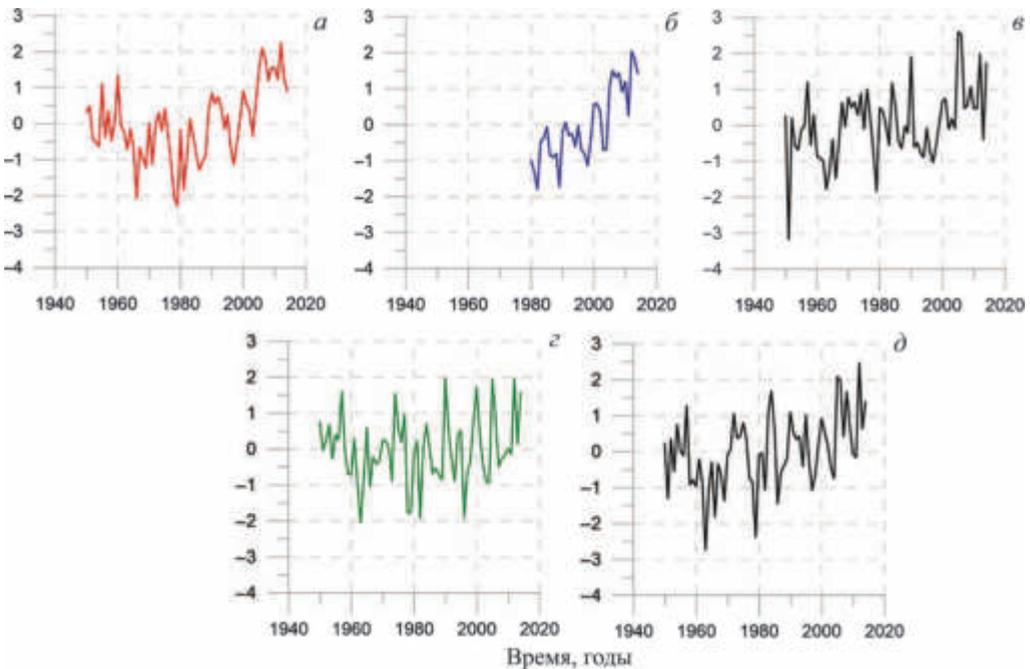


Рис. 5.1.2. Временные ряды параметров океана и атмосферы и морского льда: *a* — результирующая аномалия температуры атлантической воды. Значения рассчитывались через осреднение нормализованных аномалий температуры воды в слое 50–200 м на вековом разрезе «Кольский меридиан» ($33^{\circ}30'$ в. д.) и в проливе Фрама (79° с. ш.); *б* — нормализованный коэффициент первой главной компоненты сплоченности морского льда; *в* — нормализованная аномалия нисходящей длинноволновой радиации; *г* — нормализованный коэффициент второй главной компоненты аномалии приземного давления; *д* — нормализованный коэффициент первой главной компоненты нисходящей длинноволновой радиации

Отдельные линии на рис. 5.1.2а–в показывают определенное сходство, но сохраняют некоторую независимую изменчивость. Для того чтобы выделить вклад сокращения морского льда в изменчивость нисходящего длинноволнового излучения, были рассчитаны ЕОФ длинноволнового излучения с использованием NCEP/NCAR реанализа [Kistler et al., 2001]. Из рис. 5.1.2 видно, что первый коэффициент разложения нисходящей длинноволновой радиации хорошо коррелирует с первым коэффициентом разложения сплоченности морского льда за период наличия спутниковых данных о сплоченности

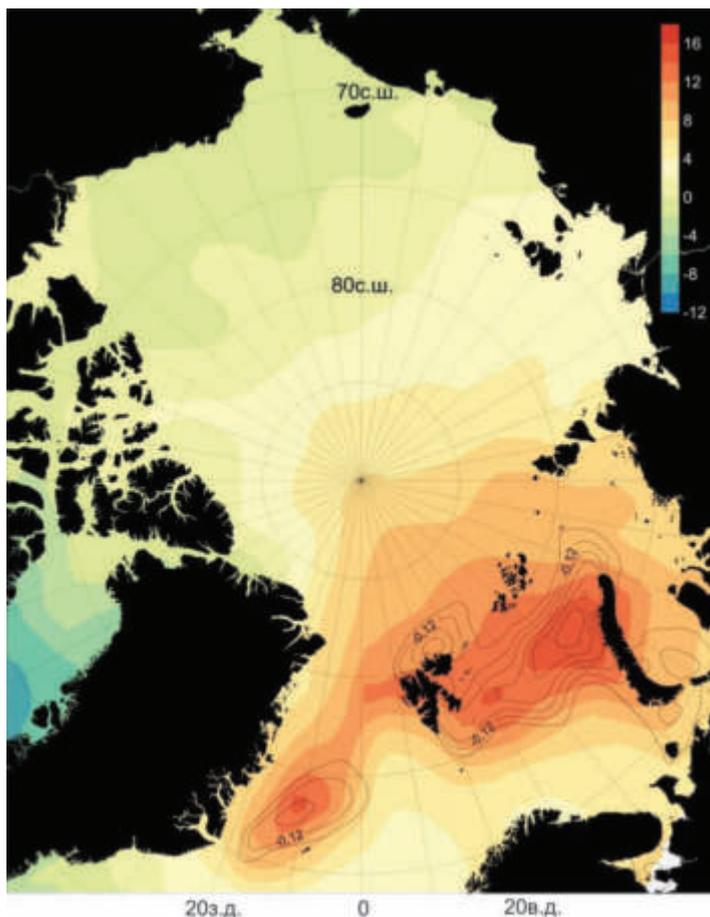


Рис. 5.1.3. Первая главная компонента нисходящей длинноволновой радиации в зимний сезон (декабрь–февраль) — цветовая заливка. Первая главная компонента сплоченности морского льда в зимний сезон (декабрь–февраль) — изолинии

льда (с 1979 г.). В пространственном распределении первой ЕОФ нисходящей длинноволновой радиации наблюдается ненулевая амплитуда почти на всей площади СЛО с локальным максимумом в зоне наибольшего сокращения ледяного покрова (рис. 5.1.3).

Высокая корреляция между первыми коэффициентами разложения сплоченности морского льда и нисходящей длинноволновой радиации подтверждает базовый тезис, что изменчивость нисходящей длинноволновой радиации в значительной степени контролируется уменьшением сплоченности морского льда и потеплением в атлантическом секторе с некоторым дополнительным «вкладом» диполя атмосферной циркуляции. Зимняя сплоченность морского льда в атлантическом секторе бассейна Нансена характеризуется сильной изменчивостью на межгодовом интервале [Ivanov et al., 2012]. Резкие изменения произошли после 2007 г. сразу после достижения температурой ФАВ абсолютного максимума. В последние 4–5 лет площадь зимнего ледяного покрова стабилизировалось на новом уровне, характеризующимся отрицательным отклонением от среднего в период 1979–2000 гг. на более чем 2 СКО (среднеквадратичное отклонение).

Для того чтобы оценить, формируется ли аномалия нисходящей длинноволновой радиации на панарктическом масштабе, был выполнен регрессионный анализ первого коэффициента разложения на областях, удаленных от района поступления АВ и экстремального сокращения площади морского льда. Согласно выполненным расчетам положительные изокорреляты нисходящей длинноволновой радиации с приводной температурой и влажностью воздуха охватывают обширный район СЛО вплоть до Канадского сектора. Перенос тепла с юга формирует обширную аномалию температуры воздуха, превышающую 0,4 °С. Аномалия влажности воздуха более локализована, но ее величина сохраняется весьма значительной далеко от открытой акватории. Обе аномалии — температуры воздуха и влажности — способствуют увеличению нисходящей длинноволновой радиации и турбулентных потоков тепла и влаги. Соответствующие коэффициенты разложения также сильно скоррелированы с первым коэффициентом разложения нисходящей длинноволновой радиации, что позволяет заключить, что все они связаны с расширением зоны открытой воды вследствие отступления морского льда. Роль коротковолнового излучения и потока скрытого тепла в СЛО в течение зимы незначительны, в силу чего они были исключены из анализа.

Возрастание нисходящей длинноволновой радиации приводит к увеличению температуры поверхности льда (δT), которое, в свою очередь, увеличивает поток исходящего длинноволнового излучения и турбулентные потоки тепла и влаги, компенсирующие исходное изменение нисходящей длинноволновой радиации:

$$\delta T = \frac{\delta B_{\text{srf}}}{\sigma T^3}. \quad (5.1.1)$$

Простые расчеты показывают, что для того чтобы компенсировать дисбаланс $\delta B = 10 \text{ Вт/м}^2$, требуется увеличение температуры поверхности в диапазоне $\delta = 2,82 \div 3,19 \text{ °С}$ (в предположении, что исходная температура поверхности льда $T = 250 \div 240 \text{ К}$). Применяя эмпирическую формулу для расчета толщина льда ($H_{k,j}$), выведенную на основе полевых измерений толщины морского льда и температуры на дрейфующих станциях «Северный полюс» [Лебедев, 1938]

$$H_{k,j} = 1,33 F_{k,j}^{0,58}, \quad (5.1.2)$$

получаем нарастание льда до 194,4 см в течение 180 дней при величине 30 градусо-дней мороза ($F_{k,j}$) в каждый расчетный день. При увеличении

температуры воздуха на 4°C (и использовании $26 F_{k,j}$ вместо 30) расчетная толщина льда уменьшится до 178,9 см. Формула (5.1.2) учитывает типичную толщину снега на льду и имеет близкую к квадратичной форму зависимости толщины льда от температуры, что позволяет аппроксимировать ее следующим теоретическим соотношением:

$$\frac{\delta h}{h_0} = \frac{1}{2} \frac{\delta(\Delta T)}{\Delta T}, \quad (5.1.3)$$

где h_0 — среднеклиматическая толщина льда, а ΔT — разница температуры поверхности льда и температуры замерзания морской воды. Из (5.1.3) следует, что повышение температуры поверхности льда приводит к пропорциональному снижению толщины льда.

Визуальный анализ графика нисходящей длинноволновой радиации (см. рис. 5.1.1б) показывает, что дополнительный поток с середины 1980-х гг. может быть оценен принятой выше величиной 10 Вт/м^2 . Более аккуратный расчет изменения первого коэффициента разложения нисходящей длинноволновой радиации (около +2,2) и вычисление интеграла первой ЕОФ в широтной зоне $75\text{--}90^{\circ}$ с. ш. дают значение $\delta B = 9 \text{ Вт/м}^2$. Дополнительное увеличение потока на несколько Вт/м^2 , вероятно, могут обеспечить изменения турбулентных потоков тепла и влаги, что приведет к суммарному положительному отклонению температуры поверхности льда до $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, верхняя оценка уменьшения толщины морского льда вследствие возрастания радиационного баланса составляет 15–20 см, что соответствует утоньшению льда на 8–10% от среднеклиматической нормы однолетнего льда в СЛО, составляющей 2 м.

Обсуждение и выводы. В результате выполненного анализа можно заключить, что повышение температуры АВ, поступающей в Арктический бассейн через пролив Фрама и Баренцево море в 1990–2000 гг., оказало существенное влияние на отступление морского льда, увеличение турбулентного потока тепла из океана в атмосферу и связанный с этими изменениями отклик атмосферной циркуляции, проявившийся в более частом формировании зимних дипольных структур. Подобная реакция атмосферной циркуляции на тепловые аномалии в морях Северо-Европейского бассейна отмечается также в [Schlietholtz, 2014]. Этот тип реакции не связан непосредственно с индексами АО/САК, которые отражают крупномасштабные процессы в связанной системе, реагирующей на мультидекадные изменения [Marshall et al, 2001; Dickson et al., 2000; Polyakov et al, 2010]. Положительный индекс АО/САК соответствует другому типу циркуляционной аномалии, отличающейся от описанного выше диполя и обеспечивающей усиление зонального потока теплого и влажного морского воздуха в Европу (например, [Wallace Thompson, 1998]).

Потепление в морях Северо-Европейского бассейна имеет широкие последствия для всего Арктического региона. В данном исследовании был рассмотрен только эффект перераспределения (вследствие изменения атмосферной циркуляции) дополнительного тепла, отдаваемого океаном в атмосферу в результате расширения свободной от льда акватории в зимний сезон в зоне притока теплых атлантических вод в бассейне Нансена и в Баренцевом море. Потоки теплого и влажного воздуха пересекают Баренцево море и распространяются почти по всей Арктике. Это приводит к изменениям в энергетическом

балансе поверхности океана и, соответственно, более высокой температуре льда, что замедляет его зимнее нарастание. Изменения в энергетическом балансе включают увеличение нисходящей длинноволновой радиации (вследствие более теплого и влажного воздуха) и увеличение нисходящего турбулентного потока тепла (от более теплой атмосферы). Отступление морского льда в морях Северо-Европейского бассейна активизировалось в середине 2000-х гг. (после 2007 г.) и вместе с продолжающимся глобальным потеплением, вероятно, является важным фактором постепенного истончения арктического морского льда [Rothrock и др., 1999].

Изменившиеся условия на поверхности океана в бассейне Нансена и в Баренцевом море вдоль траектории движения ФАВ и БАВ способствуют усилению теплового воздействия океана на морской лед (см. §5.3). Зима 2015–2016 гг. оказалась рекордной по величине отрицательной аномалии площади морского льда в СЛО благодаря продолжительному существованию обширных зон открытой воды в бассейне Нансена и в Баренцевом море. Шторм Франк (29–30 декабря 2015 г.) сформировал аномалию поверхностной температуры 16 °C и обеспечил дополнительные 60 Вт/м² нисходящего длинноволнового излучения на поверхности океана с очевидными последствиями для параметров морского льда. Более тонкий лед сильнее подвержен динамическому разрушению и быстрее перемещается под действием ветра. Поэтому постепенное утоньшение арктического ледяного покрова под действием атмосферного и океанского форсинга создает предпосылки для активизации устойчивой положительной обратной связи на сезонном и, возможно, годовом временном масштабе.

Список использованной литературы

1. Лебедев В. В. Рост льда в арктических реках и морях в зависимости от отрицательных температур воздуха // Проблемы Арктики. 1938. Т. 5–6. С. 9–25.
2. Edlandsvik B., Loeng H. A study of the climatic system in the Barents Sea // Polar Research. 1991. V. 10. № 1. P. 45–50.
3. Alekseev G. V., Danilov A. I., Kattsov V. M. et al. Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modeling // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2009. V. 45. № 6. P. 675.
4. Alexeev V. A., Langen P. L., Bates J. R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks // Climate Dynamics. 2005. V. 24. № 7–8. P. 655–666.
5. Alexeev V. A., Ivanov V. V., Kwok R., Smedsrud L.-H. North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice // The Cryosphere Discussions. 2013. V. 7. № 1. P. 245–265.
6. Alexeev V. A., Esau I., Polyakov I. V. et al. Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products // Climatic Change. 2012. V. 111. № 2. P. 215–239.
7. Alexeev V. A., Jackson C. H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Climate dynamics. 2013. V. 41. № 2. P. 533–547. DOI: 10.1007/s00382-012-1601-z
8. Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the Arctic—a possible mechanism // Journal of Climate. 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.
9. Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H. J. Updated Yearly. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, 1979–2010, National Snow and Ice Data Center // Digital Media, Boulder, CO. 1996.
10. Cohen J. et al. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nature geoscience. 2014. V. 7. № 9. P. 627–637.

11. *Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the royal meteorological society. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.

12. *Delworth T. L., Mann M. E.* Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // Climate Dynamics. 2000. V. 16. № 9. P. 661–676.

13. *Flannery B. P.* Energy balance models incorporating transport of thermal and latent energy // Journal of the Atmospheric Sciences. 1984. V. 41. № 3. P. 414–421.

14. *Francis J. A., Hunter E.* Changes in the fabric of the Arctic's greenhouse blanket // Environmental Research Letters. 2007. V. 2. № 4. P. 045011.

15. *Ikeda M.* Decadal oscillations of the air–ice–ocean system in the Northern Hemisphere // Atmosphere–Ocean. 1990. V. 28. № 1. P. 106–139.

16. *Seidov D., Parsons A. R. (ed.)*. Climatological atlas of the Nordic Seas and northern North Atlantic. — US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, [National Oceanographic Data Center], 2014.

17. *Ivanov V. V., Shapiro G. I.* Formation of a dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2005. V. 52. № 9. P. 1699–1717.

18. *Ivanov V. V., Alexeev V. A., Repina I. A. et al.* Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorology. 2012. V. 2012. DOI: 10.1155/2012/201818

19. *Ivanov V. V., Alexeev V. A., Koldunov N. V. et al.* Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: A suggested positive feedback // Journal of Physical Oceanography. 2016. V. 46. № 5. P. 1437–1456. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.

20. *Kalnay E. et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bulletin of the American meteorological Society. 1996. V. 77. № 3. P. 437–471.

21. *Kattsov V. M. et al.* Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // Journal of Glaciology. 2010. V. 56. № 200. P. 1115–1121.

22. *Kwok R. et al.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. V. 114. № C7. DOI: 10.1029/2009JC005312.

23. *Marshall J. et al.* North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms // International Journal of Climatology. 2001. V. 21. № 15. P. 1863–1898.

24. *Miles M. W. et al.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41. № 2. P. 463–469. DOI: 10.1002/2013GL058084.

25. *Langen P. L., Alexeev V. A.* Multiple equilibria and asymmetric climates in the CCM3 coupled to an oceanic mixed layer with thermodynamic sea ice // Geophysical research letters. 2004. V. 31. № 4. DOI: 10.1029/2003GL019039.

26. *Loeng H., Ozhigin V., Edlandsvik B. and Sagen H.* Current measurements in the northeastern Barents Sea. ICES, 1993.

27. *Mahajan S., Zhang R., Delworth T. L.* Impact of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) on Arctic surface air temperature and sea ice variability // Journal of Climate. 2011. V. 24. № 24. P. 6573–6581.

28. *Mysak L. A., Venegas S. A.* Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere–ice–ocean interactions // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. № 19. P. 3607–3610.

29. *Overland J. et al.* The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? // Journal of Climate. 2015. V. 28. № 20. P. 7917–7932.

30. *Parkinson C. L., Comiso J. C.* On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. № 7. P. 1356–1361.

31. *Perovich D. K., Richter-Menge J., Jones K. F. and Light B.* Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 11.

32. *Petoukhov V., Semenov V. A.* A link between reduced Barents? Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2010. V. 115. № D21. DOI: 10.1029/2009JD013568.
33. *Pithan F., Mauritsen T.* Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. № 3. P. 181–184.
34. *Polyakov I. V., Johnson M. A.* Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 24. P. 4097–4100. DOI: 10.1029/2000GL011909.
35. *Polyakov I. V. et al.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.
36. *Polyakov I. V. et al.* Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756. DOI: 10.1175/2010JPO4339.1.
37. *Polyakov I. V. et al.* Fate of early 2000s Arctic warm water pulse // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011. V. 92. № 5. P. 561–566. DOI: 10.1175/2010BAMS2921.1.
38. *Proshutinsky A. Y., Johnson M. A.* Two circulation regimes of the wind?driven Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1997. V. 102. № C6. P. 12493–12514. DOI: 10.1029/97JC00738.
39. *Rothrock D. A., Yu Y., Maykut G. A.* Thinning of the Arctic sea?ice cover // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. № 23. P. 3469–3472.
40. *Rudels B., Anderson L. G., Jones E. P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. V. 101. № C4. P. 8807–8821. DOI: 10.1029/96JC00143.
41. *Schauer U. et al.* Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002. V. 49. № 12. P. 2281–2298.
42. *Schauer U. et al.* Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 // *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. 2008. P. 65–85.
43. *Schlesinger M. E., Ramankutty N.* An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. 1994. V. 367. № 6465. P. 723. DOI: 10.1038/367723a0
44. *Schlichtholz P.* Local wintertime tropospheric response to oceanic heat anomalies in the Nordic Seas area // *Journal of Climate*. 2014. V. 27. № 23. P. 8686–8706.
45. *Schneider E. K., Lindzen R. S., Kirtman B. P.* A tropical influence on global climate // *Journal of the atmospheric sciences*. 1997. V. 54. № 10. P. 1349–1358.
46. *Semenov V. A., Park W., Latif M.* Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 14. DOI: 10.1029/2009GL038911.
47. *Semenov V. A. et al.* The impact of North Atlantic–Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journal of Climate*. 2010. V. 23. № 21. P. 5668–5677. DOI: 10.1175/2010JCLI3347.1.
48. *Semenov V. A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1231.
49. *Semenov V. A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environmental Research Letters*. 2015. V. 10. № 5. P. 054020. DOI: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
50. *Shimada K. et al.* Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. № 8. DOI: 10.1029/2005GL025624.
51. *Smedsrud L. H. et al.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. № 3. P. 415–449.
52. *Thompson D. W. J., Wallace J. M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300.
53. *Wang J. et al.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 5.
54. *Wyatt M. G., Kravtsov S., Tsonis A. A.* Atlantic multidecadal oscillation and Northern Hemisphere’s climate variability // *Climate Dynamics*. 2012. V. 38. № 5–6. P. 929–949.

5.2. Механизм арктического потепления середины XX века

В. А. Семенов

Потепление в первой половине XX века, в то время многими принятое за первые проявления парникового эффекта [Callendar, 1938], было наиболее выраженным в высоких широтах Северного полушария (СП). Сильнейшее потепление произошло в те годы в Арктике ($60\text{--}90^\circ$ с. ш.) [Johannessen et al., 2004], составив $1,7^\circ\text{C}$ для среднегодовых значений приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в 1940-х гг. относительно 1910-х гг. Для зимней половины года (ноябрь–апрель) положительная аномалия составила $2,2^\circ\text{C}$. Как видно из рис. 5.2.1, потепление началось в 1920-х и достигло максимума через



Рис. 5.2.1. Среднегодовые аномалии температуры в Арктике (в $^\circ\text{C}$, осредненные для региона $60^\circ\text{--}90^\circ$ с. ш.). Данные из [Johannessen et al., 2004], 5-летнее скользящее среднее

20 лет. За потеплением последовало похолодание, закончившееся, однако, более теплыми температурами, чем в начале XX века. На рис. 5.2.2 видно, что долгопериодные аномалии ПТВ наиболее сильны в высоких широтах СП как во время потепления середины XX века (ПСВ), так и во время современного потепления. При этом продолжающееся потепление, в отличие от ПСВ, явно проявляется и в низких широтах. Следует отметить, что продолжающееся в настоящее время потепление лишь в последние несколько лет превысило максимум 1940-х гг., что дало основания предполагать наличие других факторов (кроме увеличения концентрации парниковых газов) как причины недавнего потепления в Арктике [Bengtsson et al., 2004; Polyakov and Johnson, 2000; Polyakov et al., 2002; Semenov and Bengtsson, 2003]. В то же время некоторые исследования (например, [Johannessen et al., 2004]) приводят к выводу о доминирующем воздействии антропогенного увеличения парниковых газов на продолжающееся потепление в Арктике.

Возможные причины потепления середины XX века и в целом долгопериодной климатической изменчивости в Арктике можно разделить на четыре основных механизма. Это антропогенное воздействие (главным образом в виде увеличивающейся концентрации парниковых газов), изменения солнечной активности, вулканическое воздействие, а также естественная изменчивость климатической системы. Рассмотрим подробнее каждый из этих факторов.

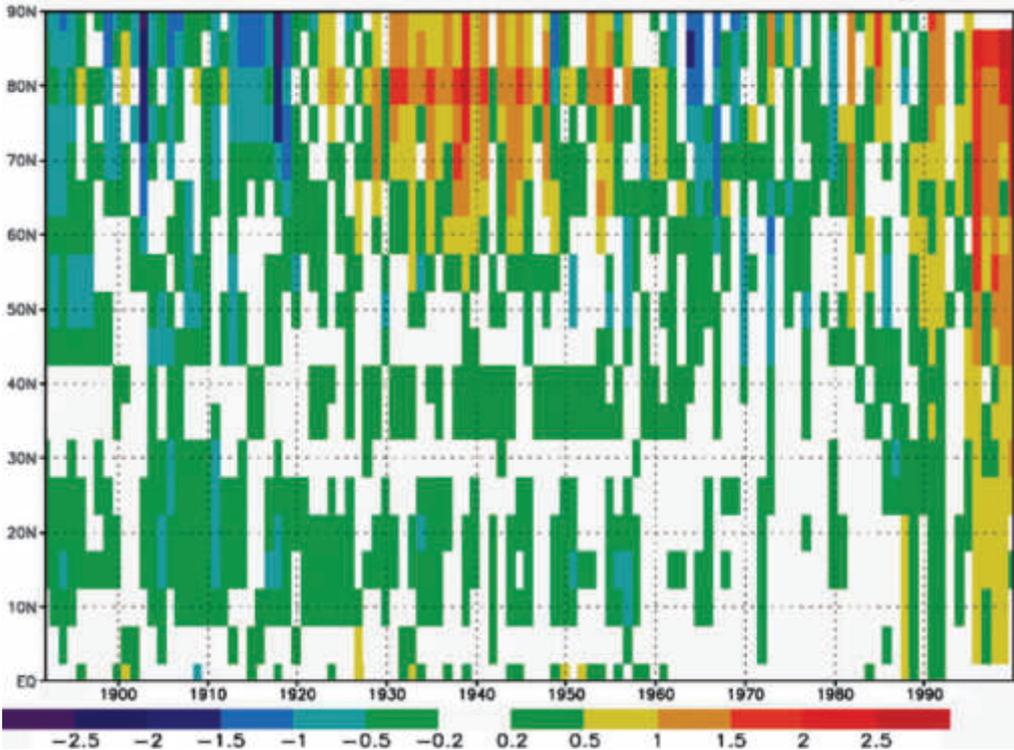


Рис. 5.2.2. Среднегодовые зональные аномалии температуры в Северном полушарии (в °С) за период 1892–1999 гг. (данные из [Johannessen et al., 2004])

Маловероятно, что причиной потепления в 40-х гг. XX столетия было увеличение концентрации парниковых газов (КПГ) в атмосфере. Согласно модельным оценкам, радиационное воздействие из-за увеличенной КПГ на верхней границе атмосферы в первых декадах XX столетия составляло лишь около 20% от современного [Roesckner et al., 1999] при практически одинаковых темпах роста температуры в 1920–40 гг. и 1970–90 гг. Рост КПГ не может объяснить значительное похолодание в 1950–60 гг., происходившее на фоне продолжающегося роста КПГ [Joos and Bruno, 1998]. Можно предположить, что прямое и не прямое (путем взаимодействия с облачностью) воздействие сульфатных аэрозолей, концентрация которых значительно выросла в 1950–1960 гг., могло компенсировать парниковый эффект в период похолодания. Однако суммарное антропогенное воздействие в период похолодания было положительным и более сильным, чем в предшествующий период потепления [Roesckner et al., 1999], что противоречит гипотезе прямого воздействия антропогенных факторов как причины потепления середины XX века.

Изменения солнечной активности, как предполагается (например, [Beer et al., 2000; Lean and Rind, 1998]), также могли быть причиной потепления. Подобная точка зрения привлекла обширный интерес из-за похожей долгопериодной изменчивости различных индексов солнечной активности и температуры в северных внетропических широтах [Friischristensen and Lassen, 1991;

Hoyt and Schatten, 1993; Reid, 1991]. Реконструкции солнечной активности были использованы в экспериментах с климатическими моделями [Cubasch and Voss, 2000; Cubasch et al., 1997; Stott et al., 2000; Stott et al., 2001; Tett et al., 1999], и полученные результаты в общих чертах соответствовали эмпирическим температурным трендам. Такое соответствие неудивительно, так как вариации солнечной активности, построенные на основе различных реконструкций, зависимых в том числе и от температурных данных, приводили к соответствующим изменениям среднеглобальных и среднеполушарных значений ПТВ [Cubasch et al., 1997]. Однако, как показали недавние исследования, амплитуда изменений солнечной постоянной на вековом временном масштабе и ее воздействие на земной климат могли быть значительно завышены [Lean et al., 2002; Foukal et al., 2004; Foukal et al., 2006; Lockwood, 2006]. Более того, недавние (последние 20 лет) тренды температуры и солнечной активности противоположны [Lockwood and Fröhlich, 2007], а анализ данных наблюдений говорит о пренебрежимо малом вкладе солнечной активности в температурные изменения в XX веке [Benestad and Schmidt, 2009]. Гипотеза о непрямом воздействии солнечной активности на облачность путем генерации ядер конденсации космическими лучами [Svensmark and Friis-Christensen, 1997; Svensmark, 1998] также не нашла подтверждения при использовании более полных данных [Sun and Bradley, 2002; Laut, 2003]. Прямые всеобъемлющие (спутниковые) измерения солнечной постоянной доступны лишь для последних двух десятилетий [Fröhlich and Lean, 1998], что явно недостаточно для выводов о долгопериодных изменениях. Таким образом, изменения солнечной активности могут рассматриваться лишь как возможная гипотеза, объясняющая климатические изменения и нуждающаяся в нескольких дополнительных десятилетиях прямых спутниковых измерений для подтверждения или опровержения.

После ряда мощных извержений вулканов в начале XX столетия (Санта Мария в 1902 г., Кшудаш в 1907 г. и Катмай в 1912 г.) последовал длительный период без значительной вулканической активности до извержения вулкана Агунг в 1963 г. [Robock, 2000]. Среди этих извержений сильнейшим с точки зрения воздействия на климат (из-за эффекта стратосферного аэрозоля) было извержение вулкана Катмай. Тем не менее, несмотря на то, что мощность извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. примерно вдвое превзошла извержение Катмай в 1912 г. [Robock, 2000], соответствующего значительного похолодания в Арктике в начале 1990-х не наблюдалось (рис. 5.2.1). Моделирование воздействия вулканического аэрозоля в модели общей циркуляции атмосферы [Cubasch et al., 1997] свидетельствует о положительных аномалиях ПТВ в высоких широтах СП в зимний период, т. е. оба обратном эффекте относительно глобального похолодания. Эксперименты с МОЦА и анализ данных наблюдений показывают, что эффект от извержения вулкана Пинатубо был замечен не более трех лет [Bengtsson et al., 1999]. Можно предположить, что воздействие извержения Катмай (и предшествующих менее мощных извержений) на климат Арктики было не сильнее, чем от Пинатубо. Данные аргументы не позволяют рассматривать вулканические извержения как возможную причину долгопериодных колебаний арктической температуры.

Эксперименты с совместными моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) демонстрируют наличие значительной естественной меж-

декадной климатической изменчивости в Арктике [Johannessen et al., 2004]. Анализ различных данных наблюдений показывает, что декадные и междекадные колебания также происходят в арктической климатической системе, однако вызывающие их механизмы до сих пор однозначно не определены [например, Ikeda, 1990; Ikeda et al., 2001; Mysak et al., 1990; Mysak and Venegas, 1998; Mysak, 2001; Johnson et al., 1999; Delworth and Mann, 2000; Goosse et al., 2003]. В целом характеристики климатических флуктуаций в Арктике указывают на их хаотический и непредсказуемый характер, по крайней мере, на временных масштабах, превышающих продолжительность самой флуктуации. Непредсказуемость таких колебаний климата также обнаружена по результатам ансамбля экспериментов с МОЦАО с идентичными внешними воздействиями и различными начальными условиями [Delworth and Knutson, 2000].

Выявление механизма вынужденного климатического колебания по анализу его пространственно-временного распределения является сложной задачей, поскольку пространственные структуры воздействия на климатическую систему и ее отклика могут иметь (и, как правило, имеют) существенно различные характеристики [Hansen et al., 1997; Bengtsson, 2001]. Например, воздействие углекислого газа на радиационный баланс наиболее сильно в тропических широтах, в то время как наиболее сильное увеличение ПТВ происходит в высоких широтах. То же справедливо и для воздействия солнечной активности на климат. Во всех моделях, участвовавших в проекте СМIP сравнения совместных МОЦА, наибольшее потепление из-за парникового эффекта отмечено в Арктике, небольшое потепление в тропических широтах и совсем слабое — в высоких широтах Южного полушария [Räisänen, 2002]. Для выделения антропогенного сигнала в наблюдаемых климатических изменениях обычно применяется метод, основанный на сравнении контрольного (без внешнего воздействия) и с антропогенным воздействием экспериментов с совместной МОЦАО [Hasselmann, 1997; Hegerl et al., 1997]. Это, возможно, адекватный подход в случае сильного внешнего воздействия и при анализе глобальной картины климатических изменений. Однако для успешного применения такой методики необходимо, чтобы модели реалистично воспроизводили структуру и амплитуду естественной изменчивости. Большинство современных моделей способны реалистично воспроизводить глобальные или крупномасштабные моды климатической изменчивости, такие как Эль Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК) или Северно-Атлантическое колебание (САК), в то время как на региональном масштабе, к которому можно отнести Арктику, оценка вклада естественной и антропогенной составляющей климатических изменений является гораздо более сложной задачей. При этом антропогенные изменения могут проецироваться на естественные моды изменчивости — например, как на ЭНЮК (Тиммерман), так и на САК [Hoerling et al., 2001; Schneider et al., 2003; Shindell et al., 2001], а связь между САК и арктическим климатом может быть нестационарной [Semenov, 2004; Goosse and Holland, 2005; Семенов, 2008]. Система океан–ледовый покров–атмосфера в Арктике характеризуется различными обратными связями, такими, например, как влияние галоклина, притока океанического тепла, атмосферной циркуляции на площадь ледового покрова, воздействие на глубокую конвекцию в Гренландском море выноса хо-

лодной опресненной воды, модуляция ледовым покровом зимнего потока тепла из океана в атмосферу и другие.

Отклик атмосферы на аномалии ТПО в тропических океанах неоднозначен, как свидетельствуют результаты модельных экспериментов [Schneider et al., 2003]. Североатлантический и европейский регионы находятся в зоне сильной циклонической активности, и воздействие аномалий ТПО в тропиках значительно слабее, чем в регионе северного Тихого океана и Северной Америки [Schneider et al., 2003]. Интенсивная естественная изменчивость в регионе Северная Европа–Арктика также отмечена при сравнении экспериментов с МОЦАО СМIP [Räisänen, 2002]. Особенно сильная естественная изменчивость присутствует в высоких широтах СП [Wang et al., 2007].

Ниже предложен возможный механизм долгопериодной климатической изменчивости в Арктическом регионе, который, в частности, может служить причиной потепления середины XX века. В течение первых 20 лет XX века преобладали годы с аномально сильными западными ветрами над северной Атлантикой (положительная фаза САК). Как было показано в работе [Curry and McCartney, 2001], это могло привести к усилению адвекции теплых атлантических вод в северо-восточную часть Атлантического океана. Причиной продолжительной аномалии САК могло быть случайное совпадение, как проиллюстрировано в работе [Wunsch, 1999], где показано, что квазидолгопериодная изменчивость САК может генерироваться случайно.

Предполагается, что САК ответственно за температурные вариации в Арктике (см., например, [Moritz et al., 2002]). Однако эта гипотеза не в состоянии объяснить сильное потепление, начавшееся в 1920-х гг. на фоне значительного падения индекса САК (сравнимого по амплитуде с ростом в последние 30 лет XX века). В данной работе предполагается, что причиной потепления был усиленный приток относительно теплых атлантических водных масс в Баренцево море, вызванный аномально сильными юго-западными и западными ветрами в западном устье Баренцева моря, между Шпицбергом и Нордкапом. В период между 1920 г и 1940 г., согласно данным наблюдений, этот градиент давления вырос на 8 мб, что соответствует аномалии геострофического ветра примерно в 6 м/с. Аномальный приток в Баренцево море вызвал значительное уменьшение ледового покрова, что соответствует максимальным температурным аномалиям в регионе Баренцева моря. Как будет показано в дальнейшем, уменьшение площади ледового покрова преимущественно в Баренцевом море в зимний период является основной причиной арктического потепления. Это согласуется с результатами [Ikeda, 1990], где изменения ледового покрова в Баренцевом море являлись важным модулятором декадных климатических колебаний в Арктике. Тесная связь между изменениями площади ледового покрова в Арктике и ПТВ была также установлена при анализе данных наблюдений и модельных экспериментов (например, [Mysak et al., 1996; Zakharov, 1997; Johannessen et al., 2004]).

Пространственная структура потепления середины XX века в Арктике. Данные наблюдений ПТВ в арктическом регионе состоят из данных наземных метеорологических станций с несколькими рядами, начинающимися в XIX веке (см., например, обзор [Przybylak, 2000]). Начиная с 1950-х гг., источниками данных по ПТВ над льдами Северного Ледовитого океана и арк-

тических морей служили дрейфующие полярные станции «Северный полюс», автоматические буи и сбрасываемые с самолетов зонды ([Kahl et al., 1993; Martin et al., 1997; Rigor et al., 2000]). Из-за различного пространственно-временного покрытия и методик измерений совместный анализ этих данных сильно затруднен, относится, как правило, лишь к двум-трем последним десятилетиям и порой приводит к противоречивым выводам о величине и даже знаке климатических трендов температуры в Арктике [Serreze et al., 2000; Kahl et al., 1993; Polyakov et al., 2002].

Глобальные сеточные данные по ПТВ [Jones et al., 1999; Hansen et al., 1999], которые широко используются для анализа климатических изменений, имеют обширные пробелы в высоких широтах Северного полушария, в частности, над областями, покрытыми ледовым покровом. Это сильно усложняет исследование пространственно-временной структуры изменчивости ПТВ в Арктике в XX веке, особенно для его первой половины.

Для анализа структуры аномалии ПТВ во время арктического потепления середины XX века были использованы данные, анализировавшиеся в гл. 1 и являющиеся сеточным архивом среднемесячных данных для ПТВ [Алексеев и Священников, 1991]. Благодаря использованию данных дрейфующих станций «Северный полюс», анализу метеорологических карт Гидрометцентра

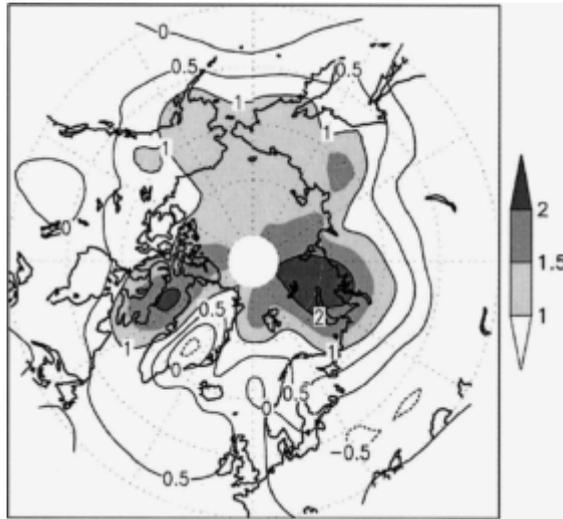


Рис. 5.2.3. Аномалия (относительно периода 1892–1999 гг.) зимней (ноябрь–апрель) приповерхностной температуры воздуха для периода 1935–1944 гг. (в °С). Данные из [Johannessen et al., 2004]

и данных метеорологических станций, данный архив, составленный в Научно-исследовательском институте Арктики и Антарктики (ААНИИ), имеет мало пропусков в высоких широтах Северного полушария.

Пространственная структура аномалий ПТВ для зимней половины года (ноябрь–апрель) в период 1935–1944 гг. (относительно среднего для 1892–1999 гг.) представлена на рис. 5.2.3. Наиболее сильное потепление (более 2°С) в этот период наблюдалось в регионе Баренцева и Карского морей и в меньшей

степени в заливе Баффина. Область значительного потепления (более 1°C) распространяется на Северный Ледовитый океан, восточную Сибирь и северную часть Гренландского моря. Сравнение с рис. 1.1.2в указывает на практически идентичность аномалии потепления середины XX века и ЭОФ, соответствующей долгопериодной моде изменчивости в высоких широтах Северного полушария [Semenov and Bengtsson, 2003; Семенов, 2007].

Картина арктического потепления середины XX века представленная на рис. 5.2.3, отличается от температурных изменений, связанных с основными модами изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции, такими, как Североатлантическое колебание и Южное колебание [Hurrell, 1996]. В то же время области наиболее сильного потепления расположены вблизи регионов наиболее сильной изменчивости (межгодовой и междекадной) зимней концентрации морского льда в Баренцевом и Гренландском морях [Venegas and Mysak, 2000; Deser et al., 2000]. Соответствующая температурным колебаниям долгопериодная (40–50 лет) мода изменчивости была выявлена в работе [Venegas and Mysak, 2000] для ледового покрова и давления воздуха на уровне моря в Арктике в XX веке. Таким образом, можно предположить, что анализируемое потепление связано с изменениями площади ледового покрова в зимний период.

Хотя репрезентативные инструментальные данные по ледовому покрову для середины XX века отсутствуют, некоторые реконструированные данные и анализ связи арктической ПТВ с площадью ледового покрова указывают на значительную отрицательную аномалию площади льда в этот период. Реконструированные среднегодовые данные в Баренцевом море [Захаров, 1997] и данные для летнего периода в восточной Арктике [Polyakov et al., 2003] поддерживают эту гипотезу. Также корреляция между наблюдаемой зимней ПТВ (после вычета линейных трендов) над Баренцевым морем и площадью ледового покрова в марте составляет $-0,62$ для периода 1953–1998 гг., когда стали производиться регулярные наблюдения за границей ледового покрова [Walsh and Johnson, 1977; Chapman and Walsh, 1993]. Корреляции между

Т а б л и ц а 5.2.1. Корреляция между ПТВ и площадью морского льда в Арктике (линейный тренд исключен из всех временных рядов), а также коэффициент линейной регрессии температуры на аномалии ледового покрова (T/S_{ice}), в $^{\circ}\text{C}/1$ млн km^2 . Расчеты сделаны для среднегодовых и зимних (ноябрь–апрель) значений. Статистическая значимость указана в скобках. Корреляция в данными [Zakharov, 1997] статистически незначима из-за высокой автокорреляции данных по площади ледового покрова

Наблюдения	Корреляция		T/S_{ice} , $^{\circ}\text{C}/1$ млн km^2	
	год	зима	год	зима
Chapman and Walsh (1993), 1953–1998	$-0,60$ (90%)	$-0,52$ (90%)	$-0,98$	$-1,43$
Zakharov (1997), 1900–1993	$-0,55$		$-1,44$	
Модель				
ЕСНАМ4/GISST*)			$-0,67$	$-1,13$
ЕСНАМ4/GISST 1951–1994 (среднее по ансамблю)	$-0,48$ (90%)	$-0,62$ (95%)	$-0,37$	$-0,68$
ЕСНАМ4/ОРУСЗ (200 лет)	$-0,68$ (99%)	$-0,77$ (99%)	$-1,40$	$-1,69$

*) использовались отношения между изменениями температуры и льда

площадь арктического льда и ПТВ в Арктике ($60\text{--}90^\circ$ с. ш.), а также чувствительность ПТВ к изменениям площади ледового покрова представлены в табл. 5.2.1. Дополнительное подтверждение связи между долгопериодными колебаниями ПТВ и площади арктического льда были обнаружены в данных численных экспериментов с климатической моделью (см. § 4.2).

Эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы. Для исследования чувствительности арктической ПТВ к изменениям концентрации морских льдов были использованы ансамблевые (с одинаковыми граничными данными, но несколько отличными начальными условиями) численные эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы ECHAM4 [Roeckner et al., 1996]. Модель имеет 19 вертикальных слоев (до 10 гПа) и горизонтальное разрешение около $2,8^\circ$ по широте и долготе. Предписанные среднемесячные значения для температуры поверхности океана (ТПО) и границ морского льда (ГМЛ) были использованы как граничные условия. Наблюдаемые концентрации парниковых газов были использованы для моделируемого периода. Температура верхнего 10-сантиметрового слоя морского льда в модели вычисляется через поток тепла на поверхности льда и поток тепла через толщу льда. При этом температура на нижней границе ледового слоя фиксирована и равна температуре заморзания морской воды, а толщина ледового слоя постоянна и равняется 2 м. Альбедо морского льда является линейной функцией от температуры поверхности. Были проведены четыре ансамблевых эксперимента с использованием данных анализа ТПО и ГМЛ для периода 1903–1994 гг. GISST2.2 [Rayner et al., 1996] как граничных условий для МОЦА ECHAM4. Все четыре эксперимента проводились с идентичными граничными условиями и различались лишь небольшими отличиями в начальных условиях. В данных GISST2.2 присутствует резкий скачок площади арктического ледового покрова в 1949 г. из-за изменения процедуры вычисления концентрации морского льда [Rayner et al., 1996]. До 1949 г. использовались климатологические данные (без межгодовой изменчивости). Резкое увеличение площади ледового покрова в 1949 г. составило около 2 млн км² (рис. 5.2.4а). Данное резкое изменение являлось, очевидно, следствием ошибки, но предоставило удобную возможность исследовать чувствительность арктического климата к значительным изменениям ГЛП, так как пространственная структура этих изменений и их сезонная зависимость оказались в целом весьма схожими с наблюдаемым климатическим трендом за период 1978–1999 гг. [Parkinson et al., 1999], в частности с наибольшими изменениями в Баренцевом море.

Временные ряды зимней (ноябрь–апрель) ПТВ в Арктике, средней для всех четырех экспериментов, а также отдельных членов ансамбля, и соответствующие изменения площади арктического льда представлены на рис. 5.2.4а. Два 30-летних периода были выбраны для сравнения, поскольку представляют период с относительно большой (1910–1939 гг.) и малой (1954–1983 гг.) площадью ледового покрова. Соответствующие пространственные аномалии концентраций морского льда и отклика ПТВ, полученного в численных экспериментах, показаны на рис. 5.2.4б, в. Результаты экспериментов демонстрируют значительный отклик ПТВ в ответ на резкий скачок ГМЛ в 1949 г., а также дальнейшую изменчивость площади ледового покрова. Искусственное резкое уменьшение площади ледового покрова в 1949 г. на 1,8 млн км² вызвало

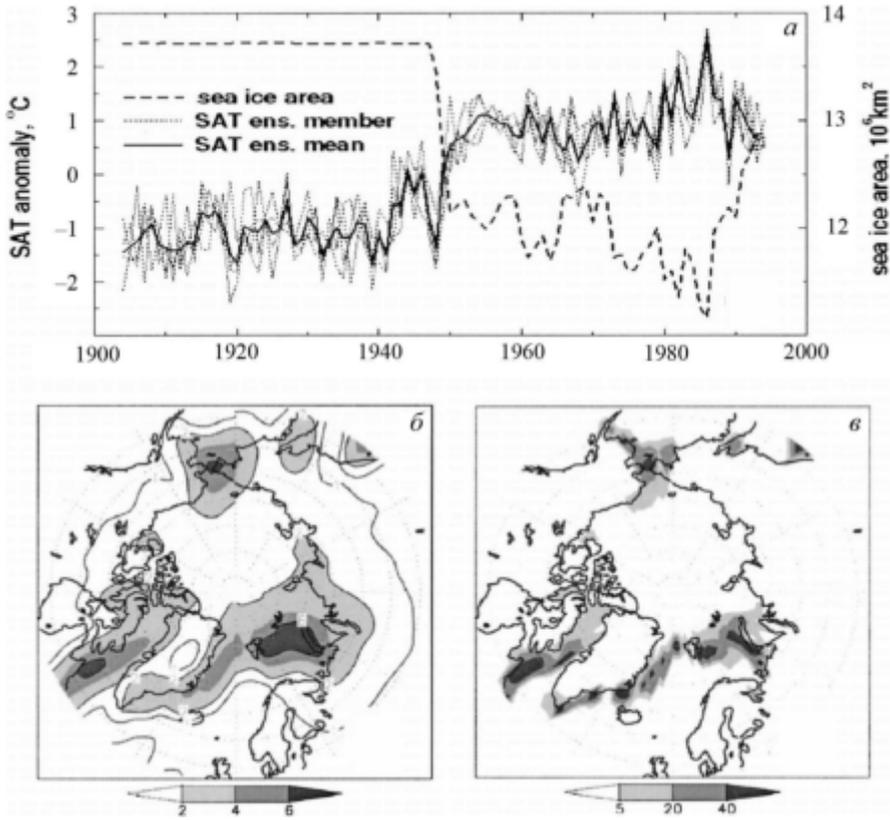


Рис. 5.2.4. Аномалии зимней (ноябрь–апрель) ПТВ в Арктике (в °C) по данным численных ансамблевых экспериментов с МОЦА ЕСНАМ5 с использованием предписанных граничных условий (температура поверхности океана, границы морского льда, данные GISST2.2). Показаны средние аномалии для четырех экспериментов (жирная кривая) и результаты индивидуальных экспериментов (тонкие точечные линии). Толстая прерывистая линия отображает площадь морского льда в млн км² (а); зимняя разность ПТВ (в °C) по данным модельных экспериментов (средняя по ансамблю) между средними для периодов 1954–1983 гг. и 1910–1939 гг., соответствующих «низким» и «высоким» значениям площади ледового покрова в Арктике (б); разность концентраций ледового покрова (в процентах) между периодами 1910–1939 гг. и 1954–1983 гг. (в)

потепление на 2,0°C в зимний период (рис. 5.2.4а). Видно, что произошедшее в модели потепление в Арктике значительно превышает по амплитуде различия между отдельными экспериментами ансамбля (рис. 5.2.4а). Потепление в основном ограничено высокими широтами с максимальными значениями (превышающими 6°C) в регионе Баренцева моря. Изменение ПТВ к северу от 60° с. ш. является статистически значимым, превышая два стандартных отклонения разницы температур между отдельными экспериментами ансамбля. Пространственная картина потепления в целом соответствует изменениям ГМЛ, включая сильное потепление над Гренландским морем аналогично кар-

тине потепления середины XX века (рис. 5.2.3). Увеличение ПТВ для летней половины года (с мая по октябрь) значительно слабее: $0,9^{\circ}\text{C}$ при уменьшении площади ледового покрова на $2,3$ млн km^2 , при этом модель показала даже некоторое уменьшение температуры над Северным полюсом в июне.

Сравнение модельных результатов с наблюдениями для потепления середины XX века обнаруживает значительную схожесть обеих картин (рис. 5.2.3 и 5.2.4б). Это дает основания предполагать, что данное потепление могло быть вызвано соответствующими аномалиями ледового покрова в Арктике.

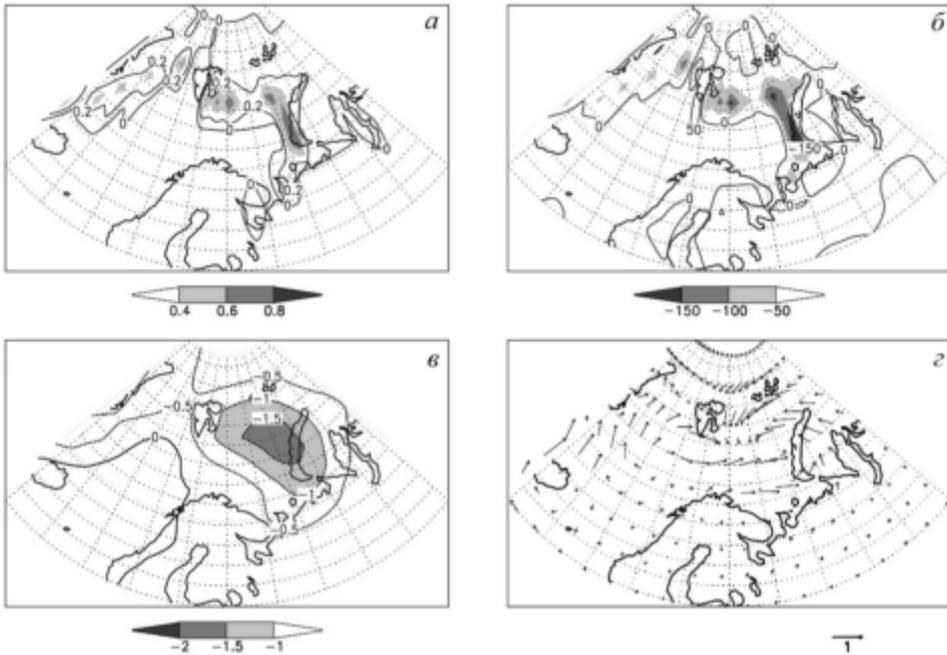


Рис. 5.2.5. Рассчитанные по данным модельных экспериментов (для среднего по ансамблю) разности между периодами (1954–1983 гг.) и (1910–1939 гг.) для зимнего сезона (декабря–февраля) для концентрации морского льда (доля покрытия модельно ячейки) (а); поток турбулентного тепла (скрытого и явного) из атмосферы и океан, $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ (б); давление воздуха на уровне моря, гПа (в); ветер на высоте 10 м, м/с (г)

Квазистационарная чувствительность среднеарктической ПТВ к изменениям площади арктического льда (разность между среднеклиматическими значениями для выбранных 30-летних периодов) составляет $-0,67$ ($-1,13$) $^{\circ}\text{C}/\text{млн} \text{ km}^2$ для среднегодовых (зимних) значений. Это соответствует чувствительности, рассчитанной по данным наблюдений (см. табл. 5.2.1).

Смоделированное увеличение ПТВ над регионами с уменьшенной концентрацией морских льдов связано с увеличением потока турбулентного тепла из океана в атмосферу. Это проиллюстрировано на рис. 5.2.5а,б, где показаны изменения (между периодами 1954–1983 и 1910–1939) концентрации морского льда и потока турбулентного тепла (средние за декабрь–февраль). Увеличение потока тепла из океана в атмосферу превышает $150 \text{ Вт}/\text{м}^2$ в районах

с наиболее сильным уменьшением концентрации льда и в среднем составляет 20 Вт/м^2 для всего Баренцева моря (при 40% уменьшении площади ледового покрова). Нагрев атмосферы приводит к изменениям атмосферной циркуляции. Соответствующие изменения давления воздуха на уровне моря (ДВУМ) и ветра на уровне 10 м показаны на рис. 5.2.5*в,г*. В поле ветра очевиден циклонический вихрь, соответствующий отрицательной аномалии давления в северо-восточной части Баренцева моря, вызванной источником тепла на поверхности к западу от Новой Земли. Аномалии ветра указывают на адвекцию относительно теплого воздуха из южного Баренцева моря (обычно свободного ото льда) в Карское море и также могут приводить к усилению океанического притока, несущего (относительно) теплые и соленые атлантические воды в Баренцево море. Таким образом, возможно существование механизма положительной обратной связи. Существование такой положительной обратной связи ранее было предложено в работах [Ikeda, 1990; Adlandsvik and Loeng, 1991; Mysak and Venegas, 1998]. Следует отметить, что отклик атмосферной циркуляции в анализировавшихся численных экспериментах был локальным, ограниченным регионом Баренцева моря. В центральной Арктике не было обнаружено статистически значимых изменений ДВУМ.

Эксперимент с совместной моделью общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда. Численные эксперименты, анализировавшиеся выше, проводились только с моделью общей циркуляции атмосферы, одним из интерактивных компонентов климатической системы. Для того, чтобы исследовать роль обратных связей в системе атмосфера–морской лед–океан, были рассмотрены результаты контрольного (без внешних воздействий) эксперимента с совместной моделью общей циркуляции атмосферы, океана и морского льда (МОЦАО) ЕСНАМ4/ОРУСЗ [Roeckner et al., 1999] длительностью 300 лет. Данная МОЦАО использует ту же атмосферную модель ЕСНАМ4, которая использовалась для ансамблевых экспериментах на чувствительность к изменению площади арктического ледового покрова. Концентрации парниковых газов в атмосфере в контрольном эксперименте были постоянными и соответствовали значениям для 1990 г. Для предотвращения медленного трендирования океанического климата применялась коррекция потоков тепла и пресной воды на поверхности океана. Детальное описание процедуры обмена данными между океаническим и атмосферным модулями модели и корректирующие поля потоков представлены в работе [Vacher, 1998]. Площадь арктического морского льда трендирует в первые 100 лет эксперимента, поэтому представленный ниже анализ был произведен с использованием последних 200 лет.

Модель хорошо воспроизводит среднюю среднегодовую площадь ледового покрова в Арктике ($9,8 \text{ млн км}^2$) и межгодовую его межгодовую изменчивость ($0,22 \text{ млн км}^2$). Согласно данным наблюдений [Chapman and Walsh, 1993], среднегодовая площадь ледового покрова в Арктике за последние 30 лет XX века характеризовалась сильным отрицательным трендом и составляла около $10,5 \text{ млн км}^2$ в 1990-х гг. при стандартном отклонении межгодовых колебаний (после вычета линейного тренда за период 1953–1998 гг.). Области наиболее сильной изменчивости концентрации морского льда в зимнее время в данном эксперименте расположены вдоль среднеклиматической границы ледового покрова в атлантическом секторе Арктики с максимальной измен-

чивостью в Баренцевом море. Модель воспроизводит значительные потепления в высоких широтах СП, похожие на потепление середины XX века, хотя и менее продолжительные (около 25 лет). Среднегодовые значения арктической ПТВ ($60\text{--}90^\circ$ с. ш.) и площади льда представлены на рис. 5.2.6а. Корреляция между этими рядами составляет $-0,77$ для пятилетних скользящих средних и $-0,70$ для среднегодовых данных. Чувствительность ПТВ к изменениям площади ледового покрова составляет около $-1,4^\circ\text{C}/\text{млн км}^2$ (см. табл. 5.2.1). Пространственная структура корреляций среднегодовых значений ПТВ и общей площади ледового покрова в Арктике (рис. 5.2.6б) показывает,

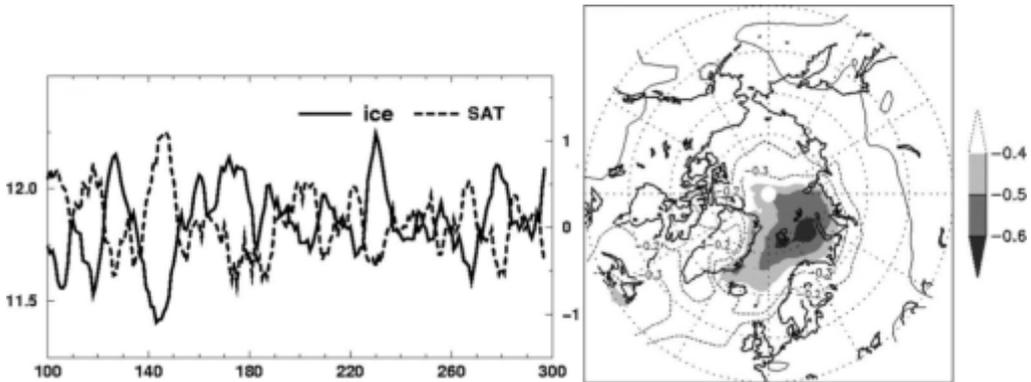


Рис. 5.2.6. Аномалии зимних (ноябрь–апрель) значений ПТВ в Арктике ($60^\circ\text{--}90^\circ$ с. ш.), $^\circ\text{C}$ (сплошная кривая, шкала справа) и площадь морского льда в Арктике, млн км^2 (штриховая кривая, шкала слева) по данным контрольного эксперимента с совместной моделью ЕСНАМ4/ОРУСЗ, 5-летние скользящие средние (а); корреляция между этими временными рядами составляет $-0,77$. Корреляция между зимней площадью ледового покрова в Арктике и температурой воздуха в модели (б)

что сильнее изменения ПТВ, связанные с колебаниями площади арктического льда, происходят в области Гренландского, Баренцева и Карского морей с максимальными значениями над Баренцевым морем. Данная структура весьма схожа как с аномалиями ПТВ во время потепления середины XX века (рис. 5.2.3), так и с изменениями ПТВ в экспериментах в МОЦА (рис. 5.2.4б).

Изменения ледового покрова в Арктике на межгодовом и междекадном временных масштабах главным образом определяются атмосферной циркуляцией [Deser et al. 2000; Venegas and Mysak 2000], которая влияет на потоки тепла с поверхности арктических морей, определяет интенсивность океанических поверхностных течений [Adlandsvik and Loeng, 1991; Loeng, 1991; Loeng et al., 1997], приносящих относительно теплые и соленые атлантические воды в Арктику, а также определяет циркуляцию льда. Особенно чувствительно к внешней адвекции тепла относительно неглубокое (в среднем около 250 м) Баренцево море, где наблюдаются наиболее сильные вариации ледового покрова в зимний период (как по данным наблюдений, так и в модельных экспериментах). Важным результатом анализа контрольного эксперимента с МОЦА является вывод о том, что изменения площади льда в Баренцевом море прежде всего определяются океаническим притоком в море через его западную грани-

цу (меридиан 20° в. д., проходящий между северной оконечностью Норвегии, Норд Кап и островом Шпицберген). Данный вывод следует из сопоставления вариаций среднегодового притока (объема) воды в Баренцево море (ПВБ) в поверхностном слое 125 м через меридиан 20° в. д. и площади ледового покрова, представленных на рис. 5.2.7. Следует отметить, что поток объема воды

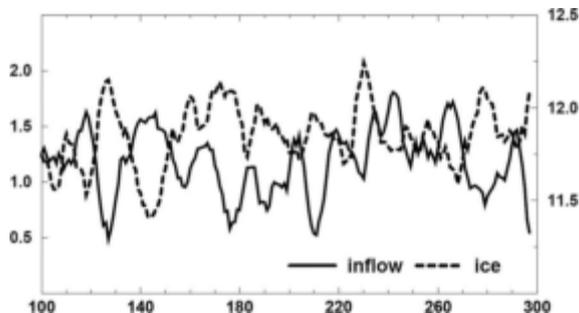


Рис. 5.2.7. Площадь ледового покрова в Арктике в зимний период, млн км² (штриховая линия, шкала справа) и поток воды (верхний 125 м слой океана), Св (шкала слева) в Баренцево море через его западную границу (меридиан Шпицбергена) по данным контрольного эксперимента с моделью ЕСНАМ4/ОРУС3, 5-летние скользящие средние. Корреляция между временными рядами составляет $-0,65$

тесно связан с потоком тепла, корреляция между этими величинами составляет $0,95$ для среднегодовых значений. Рис. 5.2.7 свидетельствует об определяющей роли океанического притока для вариаций площади ледового покрова с корреляцией между ними $-0,65$ для 5-летнего скользящего осреднения и $-0,57$ для среднегодовых значений. Корреляция максимальна при отсутствии временного сдвига между коррелируемыми рядами. Дополнительным фактором, способствующим уменьшению площади ледового покрова, может быть вызванный усиленным ветром перенос льда в восточном направлении.

Несколько работ, основанных на эмпирических данных [Dickson et al., 2000; Furevik, 2001] и результатах численных экспериментов [Loeng et al., 1997], показали, что межгодовые вариации изменения притока воды в Баренцево море определяются атмосферной циркуляцией. В анализируемом в данном разделе контрольном эксперименте с моделью ЕСНАМ4/ОРУС3 изменения ПВБ связаны с изменениями градиента давления воздуха над западной оконечностью моря. Этот градиент, характеризуемый разностью давления между северным побережьем Норвегии и Шпицбергом, пропорционален интенсивности геострофического ветра у поверхности моря, определяющего поверхностные течения. ПВБ и градиент давления представлены на рис. 5.2.8. Наиболее сильная корреляция между этими величинами обнаружена при годовом запаздывании притока и составляет $0,42$ для 5-летнего скользящего осреднения и $0,36$ для годовых значений. На рисунке видны несколько периодов, когда декадные изменения притока и градиента особенно сильно связаны. Картина регрессии аномалий давления на вариации притока воды в Баренцево море (не показана) представляет собой диполь с максимумом над северо-западной оконечностью России и Скандинавией и минимумом,

простирающимся от Шпицбергена в Гренландское море. Можно отметить, что такая картина аномалий похожа на одну из основных мод изменчивости атмосферной циркуляции в высоких широтах СП, — «Колебание над Баренцевым морем» [Barents Oscillation, Skeie, 2000]. Также отмечена более слабая, но

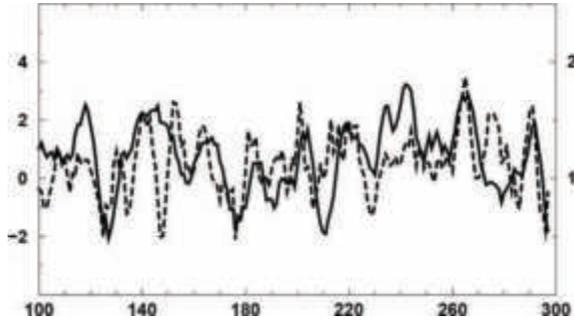


Рис. 5.2.8. Среднегодовой океанический поток воды (верхний 125 м слой океана, Св, сплошная кривая, шкала справа) и разность давления воздуха на уровне моря между Шпицбергом и северной оконечностью Норвегии (гПа, прерывистая кривая, шкала слева) по данным контрольного эксперимента с моделью ECHAM4/OPYC3, 5-летние скользящие средние. Наиболее сильная корреляция между временными рядами 0,42 при опережении градиента давления на 1 год

статистически значимая корреляция между ПВБ и индексом меридионального круговорота воды в Северной Атлантике (максимум меридиональной функции тока на широте 30° с. ш.).

Механизм потепления середины XX века. Важной особенностью атмосферной циркуляции в зимний период в высоких широтах СП в 1930-е и 1940-е гг. являлся аномально сильный западный и юго-западный ветер между Шпицбергом и северной оконечностью Норвегии. Как можно оценить из рис. 5.2.9, средняя скорость ветра в зимний сезон (декабрь–февраль) с начала 1920-х гг. до конца 1930-х гг. постепенно увеличилась на 6 м/с. Также, рис. 5.2.9 показывает, что интенсивность геострофического потока к северу от Норвегии тесно связана с температурой воздуха в Арктике на протяжении всего XX века за исключением нескольких лет с экстремальными аномалиями воздушного потока. Это указывает на то, что интегрированная (средняя за несколько лет) интенсивность атмосферного потока над западной оконечностью Баренцева моря определяет региональные температурные аномалии, которые, в свою очередь, вносят главный вклад в среднеарктические аномалии температуры. Следует отметить, что Североатлантическое колебание, которое часто рассматривается как основной фактор в формировании арктического климата, в период 1920–1950 гг. не коррелировано с температурными аномалиями в Арктике. Нестационарность связи САК и арктического климата рассмотрена в § 4.2.

Данные наблюдений и результаты модельных экспериментов указывают на то, что наиболее сильные температурные изменения в высоких широтах СП на межгодовом и междекадном временных масштабах происходят в ре-

гионе Баренцева моря, и эти изменения определяют характер среднеарктических (осредненных для широт к северу от 60° с. ш.) температурных колебаний. Океанический и атмосферный переносы тепла из Атлантики в Баренцево море определяют климатические колебания в этом регионе.

Эмпирические данные [Dickson et al., 2000] свидетельствуют о связи между изменениями океанического притока атлантических вод в Баренцево море

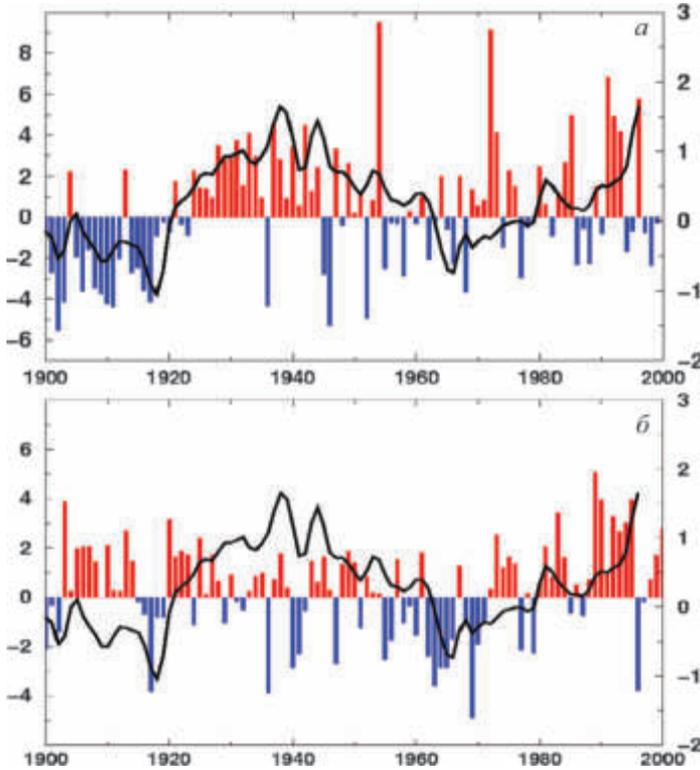


Рис. 5.2.9. Зимняя разность давления воздуха на уровне моря между Шпицбергенем и северной оконечностью Норвегии, гПа (колонки, шкала слева) и среднегодовые аномалии арктической ПТВ, $^\circ\text{C}$, 5-летнее скользящее среднее (сплошная черная линия, шкала справа) по данным наблюдений (а); б — индекс САК (колонки, шкала слева) и те же температурные аномалии, что и на а

(Нордкапское течение) и температурой моря за последние 40 лет. Гидрографические измерения для предшествующего периода отсутствуют, но ряд косвенных данных указывает на связь между притоком и температурным режимом в течение всего XX столетия [Toresen and Ostvedt, 2000]. Проведенные эксперименты с атмосферной моделью продемонстрировали сильную зависимость приповерхностной температуры воздуха от концентрации морского льда в Баренцевом море. Таким образом, предлагаемая гипотеза состоит в том, что главной причиной арктического потепления была положительная аномалия океанического и атмосферного притоков тепла в Баренцево море, приведшая

к уменьшению концентрации морского льда и потеплению (преимущественно в зимний период). Реконструкция среднегодовых аномалий арктического ледового покрова, основанная на данных с мая по сентябрь [Захаров, 1997], а также данных наблюдений границ ледового покрова в арктических морях в августе [Polyakov et al., 2003], указывают на значительную долгопериодную отрицательную аномалию площади ледового покрова в Арктике, соответствующую потеплению середины XX века.

Потери тепла с поверхности Баренцева моря в зимний период в среднем за сезон достигают 150 Вт/м^2 (рис. 5.2.5) с моментальными значениями, достигающими до 1000 Вт/м^2 [Simonsen and Naugan, 1996]. Такой сильный источник тепла приводит к образованию циклонической завихренности в нижней



Рис. 5.2.10. Схема положительной обратной связи между океаническим притоком воды в Баренцево море (БМ) и ледовым покровом. Положительная аномалия притока вызывает уменьшение площади ледового покрова и усиление циклонической циркуляции и западных ветров между северной оконечностью Норвегии и Шпицбергенем, что далее усиливает приток

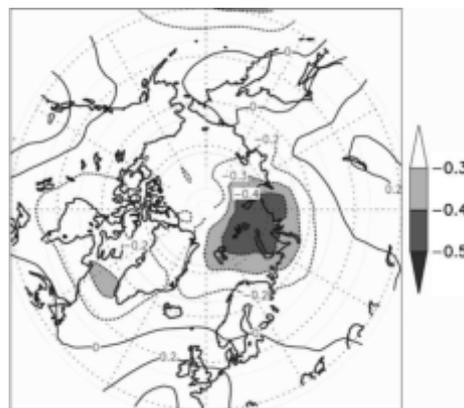


Рис. 5.2.11. Корреляция между зимней (ноябрь–апрель) арктической температурой (осредненной по региону 60° – 90° с. ш.) и зимним (декабрь–февраль) давлением воздуха на уровне моря для периода 1920–1970 гг. по данным наблюдений

тропосфере. Это явление было рассмотрено во многих работах (см., например, [Mysak and Venegas, 1998] and [Deser et al., 2000]). Как показали эксперименты с МОЦА, аномалии атмосферной циркуляции, связанные с уменьшением концентрации морского льда в Баренцевом море, приводят к усилению юго-западных ветров в западной оконечности моря (рис. 5.2.5). Это приводит к дальнейшему усилению океанического (как и атмосферного) притока тепла в Баренцево море, формируя таким образом положительную обратную связь между притоком и площадью ледового покрова (рис. 5.2.10). Карта корреляции между полем давления на уровне моря за период 1920–1970 гг. по данным [Trenberth and Paolino, 1981] и среднеарктической температурой воздуха (рис. 5.2.11) подтверждает эту гипотезу. Наиболее сильные отрицательные корреляции над Баренцевым морем свидетельствуют в пользу предложенной связи между ледовым покровом и атмосферной циркуляцией.

Выводы. Потепление 1920–1940 гг. в Арктике является одной из сильнейших региональных климатических аномалий в XX веке. За период около 15 лет среднегодовая температура воздуха в Арктике увеличилась на $1,7^{\circ}$. Аномально теплый режим продолжался более десятилетия. Такое потепление сравнимо с оценками климатических изменений, вызванных антропогенным воздействием на климат в последние десятилетия. Последовавшее в 1950–1960 гг. похолодание происходило на фоне растущей концентрации парниковых газов в атмосфере и закончилось температурным режимом, примерно соответствующим климату начала XX века.

В вышеприведенном исследовании показано, что потепление середины XX века может быть связано с усилением западного (юго-западного) ветра к северу от Норвегии, которое привело к увеличению переноса океанического тепла относительно теплыми и солеными водами Норвежского течения через западный пролив между Норвегией и Шпицбергенем в Баренцево море. Следует подчеркнуть, что эти региональные изменения атмосферной циркуляции не были связаны с САК, индекс которого уменьшался с 1920-х гг. до середины 1960-х гг. Потепление было связано с уменьшением площади арктического ледового покрова в основном в Баренцевом море и вызвано сильными потоками турбулентного тепла со свободной ото льда поверхности океана в атмосферу главным образом в зимний период. Об этом свидетельствуют как данные наблюдений, так и рассмотренные выше эксперименты с МОЦА и совместной МОЦ атмосферы, океана и морского льда. Вывод о связи между аномалиями температуры и площадью морского льда не является неожиданным результатом. В то же время относительно арктического потепления середины XX века данный результат является новым, поскольку регулярные инструментальные данные по концентрации морского льда в Арктике в зимний период существуют лишь, начиная с 1953 г. [Chapman and Walsh, 1993] и общепринятые оценки аномалий площади арктического льда в XX не содержат значительной отрицательной аномалии в середине XX века, соответствующей потеплению. В то же время некоторые реконструкции указывают на существование подобной аномалии [Zakharov, 1997; Johannessen et al., 2004]. Эксперименты с атмосферной МОЦ с использованием различных концентраций морского льда в Арктике, а также контрольный эксперимент с совместной МОЦАО дают результаты, согласующиеся с эмпирическими оценками связи между арктической темпе-

ратурой и площадью ледового покрова, предполагающими увеличение температуры примерно на 1°C при уменьшении площади льда на 1 млн км².

Анализ контрольного эксперимента с МОЦАО показал, что основной причиной температурных аномалий, схожих с арктическим потеплением середины XX века, являются вариации притока атлантических вод в Баренцево море (с Норвежским и, далее, Нордкапским течением). В модели МОЦАО ЕСНАМ4/ОРУС главной причиной вариаций притока являются изменения атмосферной циркуляции (усиление/ослабление западного и юго-западного переноса).

Остается открытым вопрос, что же вызвало такие долгопериодные изменения региональной атмосферной циркуляции? Проведенные исследования указывают на две основные гипотезы.

1) Представленный механизм положительной обратной связи между океаническим притоком и ледовым покровом в Баренцевом море может усиливать случайные флуктуации атмосферной циркуляции и приводить к долгопериодным трендам. Поскольку уменьшение площади ледового покрова в Баренцевом море (в зимний период) ограничено естественным барьером, Новой Землей, а увеличение — североатлантическим течением, то время пребывания климатической системы вблизи границ возможных колебаний будет определяться вероятностью возникновения случайной флуктуации, способной перевести систему через точку неустойчивого равновесия. Это время зависит от интенсивности естественной изменчивости и высоты «потенциального барьера». Похожий механизм применительно к палеоклиматическим колебаниям климата был рассмотрен в работе [Wunsh, 2003]. Таким образом, долгопериодные колебания арктического климата могут быть объяснены исключительно случайными изменениями атмосферной циркуляции. Этот механизм существенно отличается от различных автоколебательных механизмов, предложенных ранее [Ikeda, 1990; Mysak et al., 1990; Mysak and Venegas, 1998; Ikeda et al., 2001; Goosse et al., 2002].

2) Помимо стохастической атмосферной динамики на изменчивость океанического притока оказывают влияние колебания крупномасштабного меридионального круговорота воды в Северной Атлантике. Как отмечалось, приток в Баренцево море значимо коррелирует с индексом МКВ, хотя корреляция с индексом атмосферной циркуляции существенно выше. В то же время в контрольном эксперименте с другой МОЦАО (ЕСНАМ5/МР1-ОМ) корреляция с индексом МКВ является сильнейшей. Это позволяет предположить, что долгопериодные колебания МКВ (также часто называемые колебаниями североатлантической термохалинной циркуляции) вызвали соответствующие изменения притока атлантических вод в Баренцево море, которые были усилены положительной обратной связью между притоком и морским льдом. Значительные температурные изменения в Арктике могут также оказывать обратное воздействие на МКВ путем, например, ослабления меридионального атмосферного переноса тепла и влаги в Северном полушарии. Возможность такой обратной связи требует отдельного изучения.

Список использованной литературы

1. Семенов В. А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике. Доклады Академии Наук. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
2. Alekseev G. V., Svyaschennikov P. N. Natural variability of climate characteristics in Northern Polar Region and Northern Hemisphere // L., Gidrometeoizdat. 1991. 159 pp. (in Russian).
3. Bacher A. Variability on decadal scales in Pacific sea surface temperatures and atmosphere ocean interaction in the coupled general circulation model ECHAM4/OPYC3. // Ph.D. thesis, Max Planck Institute for Meteorology, Germany. 1998.
4. Beer J., Mende W., Stellmacher R. The role of the sun in climate forcing // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. № 1. P. 403–415.
5. Benestad R. E., Schmidt G. A. Solar trends and global warming // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2009. V. 114. № D14. DOI: 10.1029/2008JD011639.
6. Bengtsson L. Uncertainties of global climate predictions // Global Biogeochemical Cycles in the Climate System. 2001. P. 15–29.
7. Bengtsson L., Roeckner E., Stendel M. Why is the global warming proceeding much slower than expected? // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1999. V. 104. № D4. P. 3865–3876.
8. Bjorgo E., Johannessen O. M., Miles M. W. Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978–1995 // Geophysical Research Letters. 1997. V. 24. № 4. P. 413–416.
9. Callendar G. S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1938. V. 64. № 275. P. 223–240.
10. Chapman W. L., Walsh J. E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes // Bulletin of the American Meteorological Society. 1993. V. 74. № 1. P. 33–47.
11. Cubasch U. et al. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model // Climate Dynamics. 1997. V. 13. № 11. P. 757–767.
12. Cubasch U., Voss R. The influence of total solar irradiance on climate // Space Science Reviews. 2000. V. 94. № 1–2. P. 185–198.
13. Curry R. G., McCartney M. S. Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation // Journal of Physical Oceanography. 2001. V. 31. № 12. P. 3374–3400.
14. Delworth T. L., Knutson T. R. Simulation of early 20th century global warming // Science. 2000. V. 287. № 5461. P. 2246–2250.
15. Delworth T. L., Mann M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // Climate Dynamics. 2000. V. 16. № 9. P. 661–676.
16. Deser C., Walsh J. E., Timlin M. S. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends // Journal of Climate. 2000. V. 13. № 3. P. 617–633.
17. Dickson R. R. et al. The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation // Journal of Climate. 2000. V. 13. № 15. P. 2671–2696.
18. Foukal P., North G., Wigley T. A stellar view on solar variations and climate // Science. 2004. V. 306. № 5693. P. 68–69.
19. Foukal P., Fröhlich C., Spruit H. and Wigley T. M. L. Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate // Nature. 2006. V. 443. № 7108. P. 161–166.
20. Friis-Christensen E., Lassen K. Length of the solar cycle— An indicator of solar activity closely associated with climate // Science. 1991. V. 254. № 5032. P. 698–700.
21. Fröhlich C., Lean J. The Sun's total irradiance: Cycles, trends and related climate change uncertainties since 1976 // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. № 23. P. 4377–4380.
22. Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2001. V. 48. № 2. P. 383–404.

23. *Goosse H., Selten F.M., Haarsma R.J., and Opsteegh J.D.* A mechanism of decadal variability of the sea-ice volume in the Northern Hemisphere // *Climate Dynamics*. 2002. V. 19. № 1. P. 61–83.
24. *Goosse H., Holland M.M.* Mechanisms of decadal arctic climate variability in the community climate system model, version 2 (CCSM2) // *Journal of climate*. 2005. V. 18. № 17. P. 3552–3570.
25. *Hansen J., Sato M., Ruedy R.* Radiative forcing and climate response // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. № D6. P. 6831–6864.
26. *Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M.* GISS analysis of surface temperature change // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1999. V. 104. № D24. P. 30997–31022.
27. *Hasselmann K.* Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change // *Climate Dynamics*. 1997. V. 13. № 9. P. 601–611.
28. *Hegerl G.C. et al.* Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas+plus-aerosol and solar forced climate change // *Climate Dynamics*. 1997. V. 13. № 9. P. 613–634.
29. *Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T.* Tropical origins for recent North Atlantic climate change // *Science*. 2001. V. 292. № 5514. P. 90–92.
30. *Hoyt D.V., Schatten K.H.* A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992 // *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 1993. V. 98. № A11. P. 18895–18906.
31. *Hurrell J.W. et al.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // *Science-AAAS-Weekly Paper Edition*. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–678.
32. *Hurrell J.W.* Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature // *Geophysical Research Letters*. 1996. V. 23. № 6. P. 665–668.
33. *Ikeda M., Wang J., Zhao J.P.* Hypersensitive decadal oscillations in the Arctic/subarctic climate // *Geophysical research letters*. 2001. V. 28. № 7. P. 1275–1278.
34. *Ikeda M.* Decadal oscillations of the air-ice-ocean system in the Northern Hemisphere // *Atmosphere–Ocean*. 1990. V. 28. № 1. P. 106–139.
35. *Johannessen O.M. et al.* Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. 2004. V. 56. № 4. P. 328–341.
36. *Johnson M.A., Proshutinsky A.Y., Polyakov I.V.* Atmospheric patterns forcing two regimes of arctic circulation: A return to anticyclonic conditions? // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. № 11. P. 1621–1624.
37. *Jones P.D. et al.* Surface air temperature and its changes over the past 150 years // *Reviews of Geophysics*. 1999. V. 37. № 2. P. 173–199.
38. *Joos F., Bruno M.* Long-term variability of the terrestrial and oceanic carbon sinks and the budgets of the carbon isotopes ^{13}C and ^{14}C // *Global Biogeochemical Cycles*. 1998. V. 12. № 2. P. 277–295.
39. *Kahl J.D. et al.* Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years // *Nature*. 1993. V. 361. № 6410. P. 335–337.
40. *Kelly P.M. et al.* Variations in surface air temperatures: Part 2. Arctic regions, 1881–1980 // *Monthly Weather Review*. 1982. V. 110. № 2. P. 71–83.
41. *Laut P.* Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2003. V. 65. № 7. P. 801–812.
42. *Lean J., Rind D.* Climate forcing by changing solar radiation // *Journal of Climate*. 1998. V. 11. № 12. P. 3069–3094.
43. *Lean J.L., Wang Y.M., Sheeley N.R.* The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. № 24. DOI: 10.1029/2002GL015880.
44. *Lockwood M.* What do cosmogenic isotopes tell us about past solar forcing of climate? // *Space Science Reviews*. 2006. V. 125. № 1–4. P. 95–109. DOI: 10.1007/s11214-006-9049-2.

45. *Lockwood M., Fröhlich C.* Recent oppositely directed trends in solar climate forcings and the global mean surface air temperature // *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. The Royal Society, 2007. V. 463. № 2086. P. 2447–2460.

46. *Loeng H., Ozhigin V., Edlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // *ICES Journal of Marine Science*. 1997. V. 54. № 3. P. 310–317.

47. *Martin S., Munoz E., Drucker R.* Recent observations of a spring–summer surface warming over the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 1997. V. 24. № 10. P. 1259–1262.

48. *Moritz R.E., Bitz C.M., Steig E.J.* Dynamics of recent climate change in the Arctic // *Science*. 2002. V. 297. № 5586. P. 1497–1502.

49. *Mysak L.A., Manak D.K., Marsden R.F.* Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle // *Climate Dynamics*. 1990. V. 5. № 2. P. 111–133.

50. *Mysak L.A., Venegas S.A.* Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere–ice–ocean interactions // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. № 19. P. 3607–3610.

51. *Mysak L.A.* Patterns of Arctic circulation // *Science*. 2001. V. 293. № 5533. P. 1269–1270.

52. *Overpeck J. et al.* Arctic environmental change of the last four centuries // *Science*. 1997. V. 278. № 5341. P. 1251–1256.

53. *Parkinson C.L. et al.* Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. V. 104. № C9. P. 20837–20856.

54. *Polyakov I.V., Johnson M.A.* Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 24. P. 4097–4100.

55. *Polyakov I.V. et al.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophysical research letters*. 2002. V. 29. № 18. DOI: 10.1029/2001GL011111.

56. *Polyakov I.V. et al.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.

57. *Polyakov I.V. et al.* Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000 // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2067–2077.

58. *Przybylak R.* Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic // *International Journal of Climatology*. 2000. V. 20. № 6. P. 587–614.

59. *Räisänen J.* CO₂-induced changes in interannual temperature and precipitation variability in 19 CMIP2 experiments // *Journal of Climate*. 2002. V. 15. № 17. P. 2395–2411.

60. *Rayner N.A. et al.* Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903–1994 // *Climate research technical note*. 1996. V. 74. P. 43pp.

61. *Reid G.C.* Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1991. V. 96. № D2. P. 2835–2844.

62. *Rigor I.G., Colony R.L., Martin S.* Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–97 // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 5. P. 896–914.

63. *Robock A.* Volcanic eruptions and climate // *Reviews of Geophysics*. 2000. V. 38. № 2. P. 191–219.

64. *Roeckner E. et al.* The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate // *MPI Report*. 1996. V. 218. 90 pp.

65. *Roeckner E. et al.* Transient climate change simulations with a coupled atmosphere–ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle // *Journal of Climate*. 1999. V. 12. № 10. P. 3004–3032.

66. *Schneider E.K., Bengtsson L., Hu Z.Z.* Forcing of Northern Hemisphere climate trends // *Journal of the atmospheric sciences*. 2003. V. 60. № 12. P. 1504–1521.

67. *Semenov V.A., Bengtsson L.* Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 15.

68. *Semenov V.A.* Arctic climate variability: A role of the Barents Sea inflow // *EGU General Assembly, Nice, France*. 25–30 April. *Geoph. Res. Abstracts*. 2004. V. 6.

69. *Serreze M. C. et al.* Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment // *Climatic change*. 2000. V. 46. № 1–2. P. 159–207.

70. *Shindell D. T., Schmidt G. A., Miller R. L., Rind D.* Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D7. P. 7193–7210.

71. *Simonsen K., Haugan P. M.* Heat budgets of the Arctic Mediterranean and sea surface heat flux parameterizations for the Nordic Seas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. V. 101. № C3. P. 6553–6576.

72. *Skeie P.* Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework // *Geophysical research letters*. 2000. V. 27. № 16. P. 2569–2572.

73. *Stott P. A. et al.* External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings // *science*. 2000. V. 290. № 5499. P. 2133–2137.

74. *Svensmark H., Friis-Christensen E.* Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships // *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*. 1997. V. 59. № 11. P. 1225–1232.

75. *Svensmark H.* Influence of cosmic rays on Earth's climate // *Physical Review Letters*. — 1998. V. 81. № 22. P. 5027–5030.

76. *Sun B., Bradley R. S.* Solar influences on cosmic rays and cloud formation: A reassessment // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2002. V. 107. № D14. DOI: 10.1029/2001JD000560.

77. *Toresen R., Ostvedt O. J.* Variation in abundance of Norwegian spring-spawning herring (*Clupea harengus*, Clupeidae) throughout the 20th century and the influence of climatic fluctuations // *Fish and Fisheries*. 2000. V. 1. № 3. P. 231–256.

78. *Tett S. F. B. et al.* Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface // *Nature*. 1999. V. 399. № 6736. P. 569–572.

79. *Trenberth K. E., Paolino Jr D. A.* The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: Trends, errors and discontinuities // *Monthly Weather Review*. 1980. V. 108. № 7. P. 855–872.

80. *Venegas S. A., Mysak L. A.* Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 19. P. 3412–3434.

81. *Walsh J. E., Johnson C. M.* An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journal of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. № 3. P. 580–591.

82. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1999. V. 80. № 2. P. 245–255.

83. *Wunsch C.* The spectral description of climate change including the 100 ky energy // *Climate Dynamics*. 2003. V. 20. № 4. P. 353–363.

84. *Zakharov V. F.* Sea Ice in the Climate System. World Climate Research Programme/Arctic Climate System Study, WMO/TD 782 // *World Meteorological Organization, Geneva*. 1997. V. 80.

5.3. Тепловое воздействие океана на ледяной покров

В. В. Иванов

Постепенное сокращение площади многолетних морских арктических льдов в 1990-е гг. [Johannessen et al., 1999] привело к преобладанию сезонного ледяного покрова на значительной части СЛО после 2007 г. [Kwock et al., 2009; Иванов и др., 2013]. В условиях повышенной сезонности влияние океана на лед предположительно должно возрастать. Поясним суть этого тезиса более подробно. Летнее сокращения площади льда способствует увеличению поглощения коротковолновой солнечной радиации верхним слоем океана [Perovich et al., 2008; Stroeve et al., 2014], что ведет к возрастанию его теплосодержания к началу осенне-зимнего сезона. Замедлит ли это накопленное в океане тепло нарастание льда следующей зимой до такой степени, что однолетний лед окажется тоньше к началу следующего сезона таяния [Stroeve et al., 2012]? Или это дополнительное тепло быстро израсходуется на теплообмен с атмосферой и не окажет сколько-нибудь заметного влияния на толщину однолетнего льда? Анализ результатов ансамблевых расчетов на моделях, участвующих в проекте CCSM3, выполненный в [Blanchard-Wrigglesworth et al., 2011], показал

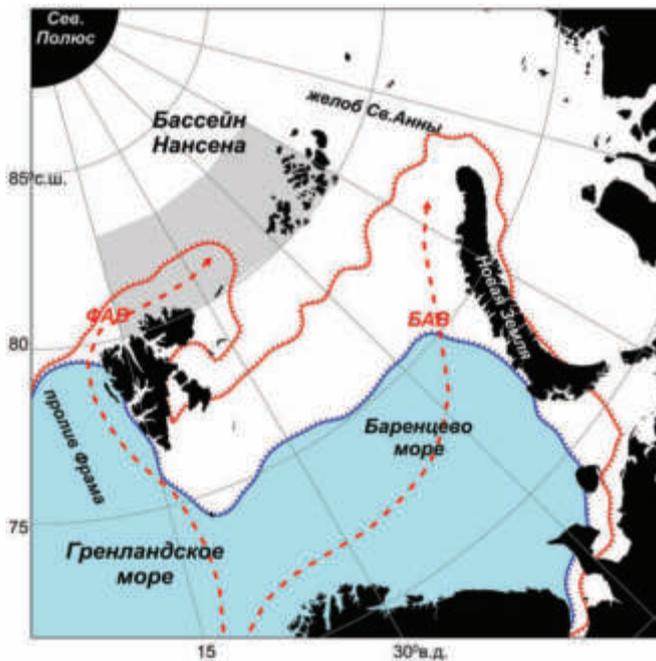


Рис. 5.3.1. Границы распространения зимнего ледяного покрова сплоченностью 5 баллов в Атлантическом секторе СЛО: средняя граница в феврале 1979–2000 гг. (синяя кривая); средняя граница в феврале 2011–2014 (красная кривая). Траектории фрамовской (ФАВ) и баренцевоморской (БАВ) ветвей Атлантической воды показаны красными стрелками. Исследуемая в разделе часть бассейна Нансена (80°–83° с. ш., 15°–60° в. д.) выделена серым цветом

статистически значимую «память» об избыточном летнем нагреве в параметрах ледяного покрова, превышающую типичный спектр «красного шума», в котором значимая корреляция теряется на масштабе около трех месяцев [Lindsey et al., 2008]. Существенным при этом является то, что указанная высокая корреляция имеет весьма характерную географическую привязку с экстремальными значениями в районах поступления в Арктический бассейн Атлантических и Тихоокеанских вод. Исходя из этого можно предположить, что вертикальная структура водных масс (в частности, стратификация плотности ниже перемешанного слоя) может быть одним из ключевых факторов, определяющих дальнейшую эволюцию летнего тепла, аккумулированного в верхнем перемешанном слое [Steele et al., 2010; Linders and Bjork, 2013]. В данном разделе исследуется справедливость сформулированной гипотезы для района поступления атлантической воды (АВ) в Арктический бассейн через пролив Фрама (рис. 5.3.1).

«Заглубление» атлантической воды и связь этого процесса с динамикой зимней полыньи. Документальные свидетельства о существовании зимней полыньи к северу от Шпицбергена (в так называемой Китовой бухте) известны еще из исторических хроник XVI–XVII веков [Wig et al., 2007]. Открытие зимней полыньи в этом районе обусловлено тепловым влиянием шельфовой ветви Западно-Шпицбергенского течения, огибающей архипелаг с севера и встречающей выносимый из Арктического бассейна лед [Aagaard et al., 1987]. Согласно доступным данным наблюдений, во второй половине XX века полынья была компактно расположена к северу от Шпицбергена, а прикромочная ледовая зона на ее восточной границе не распространялась дальше меридиана 15° в.д. [Vinje, 2001]. Начиная с 2000-х гг., спутниковые данные о ледовитости СЛО [Cavalieri et al., 1996, <http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>] показывают эпизодическое расширение зимней полыньи до $25\text{--}30^\circ$ в.д. в январе–марте с явной тенденцией к возрастанию площади открытой воды и продолжительности ее сохранения после 2007 г. [Ivanov et al., 2016]. Чтобы понять связь наблюдаемой динамики полыньи с адвекцией АВ шельфовой ветвью Западно-Шпицбергенского течения, необходимо кратко обрисовать механизм «заглубления» [Иванов и др., 2013]. Традиционная концепция физического опускания (т.е. движения со значительной вертикальной скоростью) АВ в прикромочной зоне к северу от Шпицбергена, сформулированная в классических трудах по динамике СЛО (например, [Никифоров и Шпайхер, 1980]), была недавно пересмотрена на основе современных наблюдений. Рудельс на основании имевшихся в его распоряжении данных СТД-зондирований [Rudels et al. 1996] предположил, что «описание заглубления атлантической воды в виде «подводного водопада» под движущийся навстречу слой полярной воды вводит в заблуждение». Согласно Рудельсу, сдвиг скорости может наблюдаться в пределах тонкого (экмановского) верхнего слоя, но ниже него движение направлено в том же генеральном направлении, что и основной поток АВ, т.е. на восток. В процитированной статье также постулируется, что формирование верхнего перемешанного слоя в западной части бассейна Нансена происходит в результате охлаждения и распреснения верхней части АВ. Тепло, которое АВ теряет в процессе трансформации, частично расходуется на таяние льда, а частично идет на

нагревание приземного слоя атмосферы. Продолжительные непрерывные измерения на автономных буйковых станциях, установленных к северо-востоку от Шпицбергена (31° в. д.) в начале 2000-х гг., полностью подтвердили такую точку зрения [Ivanov et al., 2009; Randelhoff et al., 2015].

В рамках изложенной концепции скорость охлаждения и распреснения верхней части АВ напрямую зависит от параметров льда, который дрейфует (под действием ветра) навстречу потоку АВ. В условиях более тонкого и разреженного льда трансформация АВ замедляется, поскольку меньшее количество льда тает из расчета на единицу площади. Большая площадь открытой воды летом способствует большему поглощению коротковолновой солнечной радиации, что дополнительно препятствует охлаждению верхнего слоя АВ. Ветро-волновое перемешивание в свободных ото льда зонах интенсифицируется, что ведет к углублению верхнего квазиоднородного слоя и его осолонению вследствие турбулентного вовлечения подстилающих вод [Richter-Menge et al., 2001; Rainville et al., 2011]. В результате в условиях пониженной ледовитости к концу лета формируется мощный верхний квазиоднородный слой, заполненный теплой и сравнительно соленой водой. При рекордно низкой ледовитости в бассейне Нансена (как, например, летом 2012 и 2013 гг.) такая структура верхнего квазиоднородного слоя охватывает всю юго-западную часть бассейна вдоль потока АВ до желоба Св. Анны [Иванов и др., 2013]. Сформировавшаяся к концу летнего сезона водная масса оказывается хорошо подготовленной для развития осенне-зимней термохалинной конвекции, благодаря ее повышенной температуре и солености. Очевидно, что чем выше температура в верхнем квазиоднородном слое и чем мощнее этот слой, тем больше потенциальный рост плотности при охлаждении воды до температуры замерзания. Лимитирующим фактором при этом является вертикальный градиент плотности между квазиоднородным слоем и подстилающей АВ. В случае преодоления конвекцией этого слоя возникает реальная возможность массивного поступления тепла к поверхности океана при дальнейшем развитии конвекции в слабоустойчивом слое АВ. Интенсивный конвективный поток тепла из глубин к поверхности способен существенно изменить тепловой баланс верхнего квазиоднородного слоя и привести к задержке нарастания льда или даже к его таянию снизу. Результатом может стать аномально низкая ледовитость (или более тонкий лед) вдоль траектории АВ в бассейне Нансена. Анализ временных рядов ледовитости к северо-востоку от Шпицбергена позволил заключить, что одними атмосферными воздействиями невозможно объяснить зимние аномалии площади льда [Ivanov et al., 2012; Onarheim et al., 2014] и его толщины [Alexeev et al., 2013], что указывает на важность теплового воздействия океана. В следующих подразделах анализируются временные ряды параметров ледяного покрова с целью соотнесения аномальной ледовитости и толщины льда к северо-востоку от Шпицбергена с возможными влияющими факторами и обсуждается эффективность зимней термохалинной конвекции в переносе тепла АВ к ледяному покрову в зимний сезон.

Временная изменчивость параметров ледяного покрова в западной части бассейна Нансена. Для оценки изменения ледовых условий в западной части бассейна Нансена (к востоку от Китовой бухты) был выбран район котловины Нансена в границах 15°–60° в. д., 80°–83° с. ш, внутри которого

лежит траектория распространения АВ, поступающей через пролив Фрама (см. рис. 5.3.1).

Данные о сплоченности льда были взяты из архива Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) и Defence Meteorological Satellite Program (DMSP) Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Passive Microwave Data dataset (www.nsidc.org/data/nsidc-0051.html). Временные ряды средней зимней и средней летней площади льда, осредненной по указанному району, представлены на рис. 5.3.2. При расчете временных рядов зимний сезон определялся с 1 декабря по 28 февраля, а летний сезон — с 1 августа по 30 октября. Средняя зимняя площадь льда равна 245 ± 49 тыс. км², а средняя летняя площадь льда 158 ± 26 тыс. км². На графике выделяются два характерных интервала, заметно отличающихся по знаку аномалий. Первый интервал (в границах 1979–2000 гг.) характеризуется преобладанием положительных аномалий — 17 против трех отрицательных в зимний сезон и 14 положительных против семи отрицательных — в летний сезон. Величина отрицательных аномалий, как правило, находится в пределах СКО, за исключением

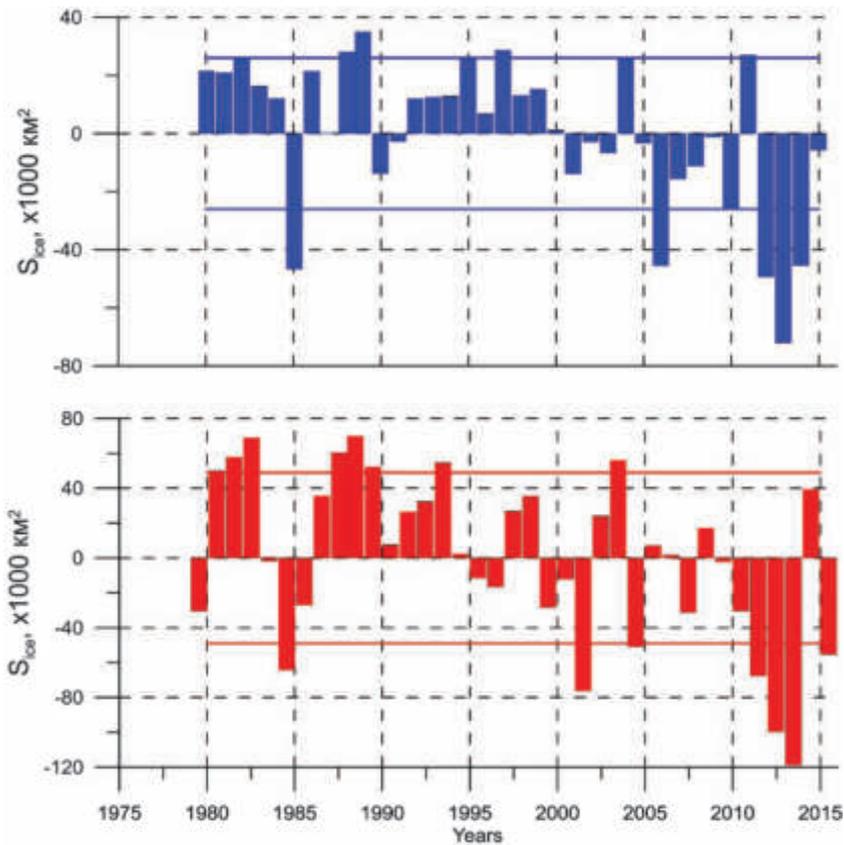


Рис. 5.3.2. Изменение аномалий средней площади льда в районе $15^\circ\text{--}60^\circ$ в. д., $80^\circ\text{--}83^\circ$ с. ш.: зимой (синий цвет), летом (красный цвет). Сплошными линиями показаны средне-квадратические отклонения (СКО) от среднего по времени

единственной сильной отрицательной аномалии летом и зимой 1985 г. В период с 2001 г. по 2015 г. (2-й интервал) наблюдается противоположная картина. Доминируют отрицательные аномалии: 13 против двух — в зимний сезон и 9 против семи — в летний. Величина значительной части отрицательных аномалий в оба сезона превышает СКО, тогда как большая часть положительных аномалий в летний сезон существенно меньше СКО. Хотя длина ряда недостаточна для обоснованного корреляционного анализа, формальная оценка степени связи показывает, что коэффициенты корреляции между площадью ледяного покрова летом и следующей зимой (0,62) и между площадью ледяного покрова зимой и следующим летом (0,46) значимы. Учитывая меньший временной лаг между рядами при расчете первого коэффициента, его большее значение вполне очевидно. Однако сравнительно высокую величину второго коэффициента можно считать косвенным свидетельством того, что сезонная «память» передается между зимними и летними процессами в обоих направлениях.

Разница между средней сплоченностью ледяного покрова зимой и летом в выбранные временные интервалы представлена на рис. 5.3.3. Возрастание сезонности ледяного покрова во втором временном интервале (2001–2015 гг.) хорошо прослеживается в северной части Баренцева моря. Максимальное уменьшение летней сплоченности льда (более 7 баллов) наблюдается к югу от Земли Франца Иосифа, тогда как севернее 83 с. ш. различие в сплоченности между двумя рассматриваемыми интервалами практически стирается. Это объясняется тем фактом, что лед, образующийся в морях сибирского шельфа, выносится через систему Трансполярного дрейфа в генеральном направлении к проливу Фрама [Никифоров и Шпайхер, 1980], следствием чего является постоянная высокая сплоченность льда в северной части рассматриваемого района.

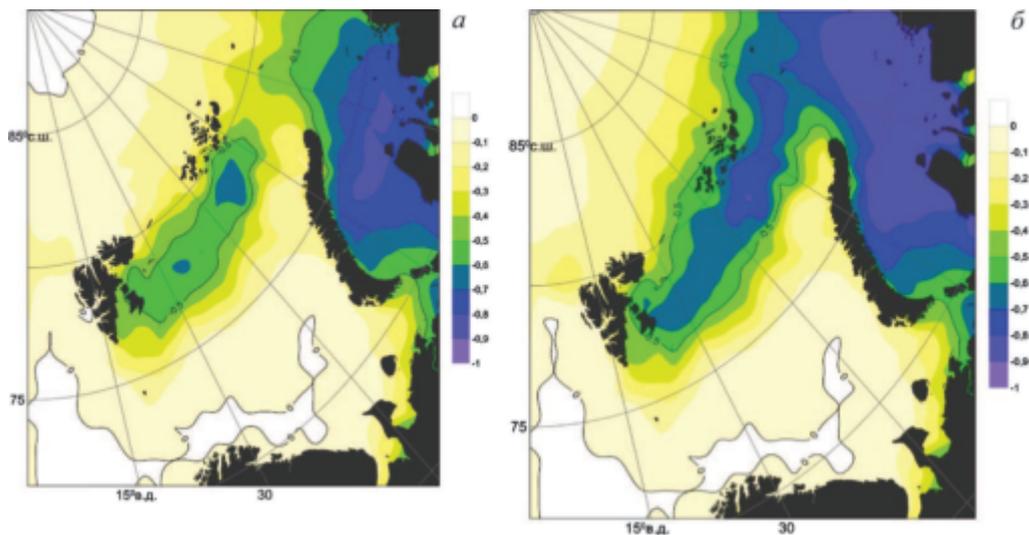


Рис. 5.3.3. Разница между средней летней (а) и средней зимней (б) сплоченностью в выбранные периоды: а — 1979–2000; б — 2001–2015. Сплоченность в баллах эквивалентна сплоченности в долях единицы, умноженной на 10

Отступление льда к северу вдоль континентального склона (и траектории ФАВ) достаточно значимо. Различие зимней и летней сплоченности льда между двумя рассматриваемыми временными интервалами составляет около 4 баллов.

Применение новых технологий обработки спутниковой информации позволило выполнить оценку толщины льда по всей акватории АБ за период 2004–2008 гг. [Kwok et al., 2009]. В данном разделе были использованы результаты определения толщины льда применительно к исследуемому району, опубликованные на сайте <http://gkwok.jpl.nasa.gov/icesat/download.html>. Точность определения толщины льда составляет не менее 10 см при горизонтальном разрешении 25 км. Последовательные карты распределения толщины льда

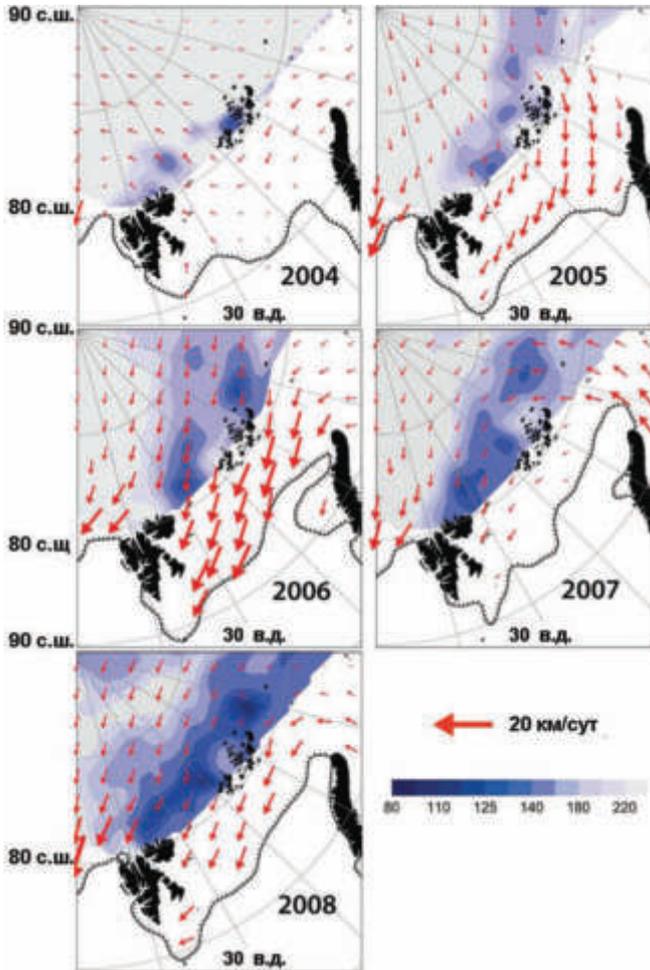


Рис. 5.3.4. Толщина льда (см) по результатам обработки данных ICESat (<http://gkwok.jpl.nasa.gov/icesat/download.html>). Векторы показывают дрейф льда (км/сут). Сплошная черная линия обозначает границу распространения льда сплоченностью 1,5 балла (0,15)

в зимний сезон 2004–2008 и вспомогательная информация представлены на рис. 5.3.4. Зоны локальных минимумов толщины льда во все рассматриваемые годы хорошо согласуются с положением фрамовской ветви АВ. При этом наибольшие аномалии определяются после 2006 г., когда температура АВ достигала максимума в проливе Фрама (см. рис. 2.1.3 на с. 101). Направление и скорость дрейфа льда во все рассматриваемые годы свидетельствуют в пользу того, что наблюдавшиеся аномалии толщины льда не связаны с выносом более тонкого льда из прикромочной зоны в Баренцевом море, граница которой (сплоченность 1,5 балла) располагается в среднем на 500 км южнее локальных минимумов толщины льда. Подробный анализ, выполненный в статье [Ivanov et al., 2013] на основе данных метеорологического реанализа ERA-Interim (www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim), показал, что характерное положение минимумов толщины льда не может быть объяснено аномалиями приземной температуры воздуха и не связано с особенностями ветрового поля.

Дополнительный аргумент в пользу заключения об определяющем вкладе потока тепла от АВ ко льду в западной части бассейна Нансена дают данные повторяющихся гидрологических съемок, выполненных в период с 2004 по 2009 г., поперек континентального склона котловины Нансена в районе 31° в. д. [Ivanov et al., 2009; Polyakov et al., 2010; Polyakov et al., 2011]. В частности, уникальная гидрологическая съемка в конце октября 2008 г. показала, что АВ достигает в этом районе поверхности океана и в силу этого способна передавать тепло нарастающему морскому льду путем контактного теплообмена. Несмотря на то, что во время проведения съемки происходило интенсивное ледообразование при средней температуре воздуха $-15 \div -20^\circ\text{C}$ и ветре более 10 м/с, температура воды на поверхности превышала $0,5^\circ\text{C}$, что эффективно препятствовало росту льда и обеспечивало сохранение обширных зон открытой воды [Отчет экспедиции NABOS-2008, www.nabos.iarc.uaf.edu; Ivanov et al., 2016].

Влияние зимней термохалинной конвекции на параметры ледяного покрова. Вероятно, наиболее эффективным из известных механизмов массивного подъема глубинных вод к поверхности океана является осенне-зимняя термохалинная конвекция [Turner, 1973; Farmer, 1975]. Турбулентное вовлечение может эффективно работать в верхних нескольких десятках метров, где стратификация ослаблена, а сдвиг скорости течения значителен. Но уже на глубине сезонного пикноклина, где число Ричардсона превышает 5–10 единиц, интенсивность турбулентного вовлечения заметно ослабевает [Cotel, 2010]. В исследуемом районе при благоприятном ветре возможен также апвеллинг теплой воды из глубин [Falk-Peterson et al., 2014]. Однако его действие ограничивается сравнительно узкой прибрежной полосой вокруг Шпицбергена и не распространяется далеко в открытый океан.

Конвекция в сезонно покрытых льдом морях обычно происходит в двух режимах: термическом [Kraus and Turner, 1967] и халинном [Rudels et al., 1999]. Термическая конвекция, обусловленная ростом плотности вследствие охлаждения воды, постепенно углубляет верхний перемешанный слой, пока его температура не опустится до точки замерзания. После этого поток тепла на границе океана и атмосферы компенсируется нарастанием льда, которое инициирует халинную конвекцию: рассол, выделяющийся в воду при ледо-

образовании, увеличивает плотность подледного слоя, делая его гидростатически неустойчивым. Поскольку подстилающая вода теплее и солонее воды в перемешанном слое, при ее подъеме к поверхности и смешении с водой конвективного слоя температура и соленость последнего возрастают. Повышение температуры воды выше точки замерзания приводит к таянию льда снизу и уменьшению солености в подледном слое. При этом сам перемешанный слой утоньшается, поскольку становится преснее и легче, чем подстилающая вода. Таяние льда продолжается либо до его полного исчезновения, либо до тех пор, пока температура воды в перемешанном слое не опустится до точки замерзания. В первом случае теплоотдача с поверхности снова уменьшит температуру перемешанного слоя до точки замерзания и ледообразование возобновится. Во втором случае, сразу же начнется нарастание льда. В обоих случаях в конечном итоге возобновится халинная конвекция. Сменяющие друг друга фазы нарастания льда — халинной конвекции и таяния льда — продолжатся до тех пор, пока плотность перемешанного слоя не будет периодически превышать плотность нижележащих вод или зимний сезон, характеризующийся устойчивой теплоотдачей из океана в атмосферу, не подойдет к концу. Для большей части СЛО глубина проникновения термохалинной конвекции не превышает 20–40 м [Никифоров и Шпайхер, 1980]. Это связано с наличием высокоградиентных зон (например, «холодный галоклин») ниже этой глубины.

Если лед полностью растаял под действием тепла поднявшейся из глубин воды, а количество тепла, поступившего в перемешанный слой, повысило температуру этого слоя значительно выше точки замерзания, термическая конвекция может возобновиться. Если на этом этапе сезонный пикноклин уже разрушен, дальнейшее углубление термической конвекции может быть очень эффективным, поскольку требуется лишь незначительное увеличение плотности перемешанного слоя, чтобы преодолеть слабую устойчивость в глубинной воде. Описанная последовательность конвективных стадий (с халинной конвекцией или без нее) была зарегистрирована в центральной части Гренландского моря [Roach et al., 1993], где зимой конвекция достигает сотен метров в глубину, иногда сохраняя морскую поверхность свободной ото льда в течение всей зимы [Alekseev et al., 1994].

Для оценки возможности реализации подобного сценария в западной части бассейна Нансена была применена упрощенная одномерная модель непроникающей термохалинной конвекции. Подробное описание модели и выполненных с ее помощью экспериментов приведено в [Ivanov et al., 2016]. Здесь мы ограничимся кратким описанием модели и основных результатов, имеющих непосредственное отношение к теме данного раздела. В модели рассматривается вертикальный столб воды и не учитывается горизонтальная адвекция воды и льда. Считается, что при возникновении неустойчивости конвективный слой мгновенно перемешивается с сохранением баланса тепла и соли [Зубов, 1947]. На границе океана и атмосферы задается только постоянный поток тепла; испарение, осадки и ветер в расчет не принимаются. С учетом этих упрощений система уравнений модели записывается в виде (см. также рис. 5.3.5):

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = -\frac{F_a}{c_p \rho} + H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}, \quad (5.3.1)$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}, \quad (5.3.2)$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = 0, \quad (5.3.3)$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = \frac{dH}{dt} \left[H(t) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)} + \frac{\gamma L}{c_p} \frac{\partial h_i}{\partial t} \right], \quad (5.3.4)$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = \gamma S (1 - \varepsilon) \frac{\partial h_i}{\partial t} + H(t) \frac{dH}{dt} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}, \quad (5.3.5)$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{F_a^*}{\rho_i L} - \frac{c_p \gamma H(t)}{L} \frac{dH}{dt} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H(t)}, \quad (5.3.6)$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial T}{\partial t} dz = - \frac{F_a (1 - \varphi) F_a^*}{c_p \rho} + \frac{\gamma L}{c_p} \frac{\partial h_i}{\partial t}, \quad (5.3.7)$$

$$\int_0^{H(t)} \frac{\partial S}{\partial t} dz = \gamma \varepsilon S \frac{\partial h_i}{\partial t}, \quad (5.3.8)$$

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = - \frac{\varphi F_a^*}{\rho_i L}, \quad (5.3.9)$$

$$\rho = \rho(T, S, p), \quad (5.3.10)$$

$$\frac{dH}{dt} = c_1 \theta (\Delta \rho_m) + c_2 \left(1 - \theta \left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right) \right). \quad (5.3.11)$$

Уравнения (5.3.1)–(5.3.3) описывают изменения температуры (T) и солёности (S) перемешанного слоя и толщины льда (h_i) при термической конвекции (см. рис. 5.3.5-1). Уравнения (5.3.4)–(5.3.6) описывают изменения этих же параметров при халинной конвекции (см. рис. 5.3.5-2). Уравнения (5.3.7)–(5.3.9) описывают изменения тех же параметров при таянии льда (см. рис. 5.3.5-3). Уравнения (5.3.10), (5.3.11) описывают изменения плотности (ρ) и толщины перемешанного слоя (H). В системе (5.3.1)–(5.3.11) приняты следующие обозначения: p — гидростатическое давление; ρ — плотность воды; t — время; z — вертикальная координата (положительное направление вверх); γ — отношение средней плотности льда к плотности воды; $\Delta \rho_m$ — контраст плотности между перемешанным слоем и нижележащей водой; θ — единичная функция Хевисайда. Параметры c_1 и c_2 определяют изменение толщины перемешанного слоя в зависимости от изменения плотности: $c_1 = \Delta z / \Delta t$ обеспечивает углубление перемешанного слоя на один вертикальный шаг при возникновении неустойчивости, $c_2 = (H_0 - H(t)) / \Delta t$ обеспечивает уменьшение толщины

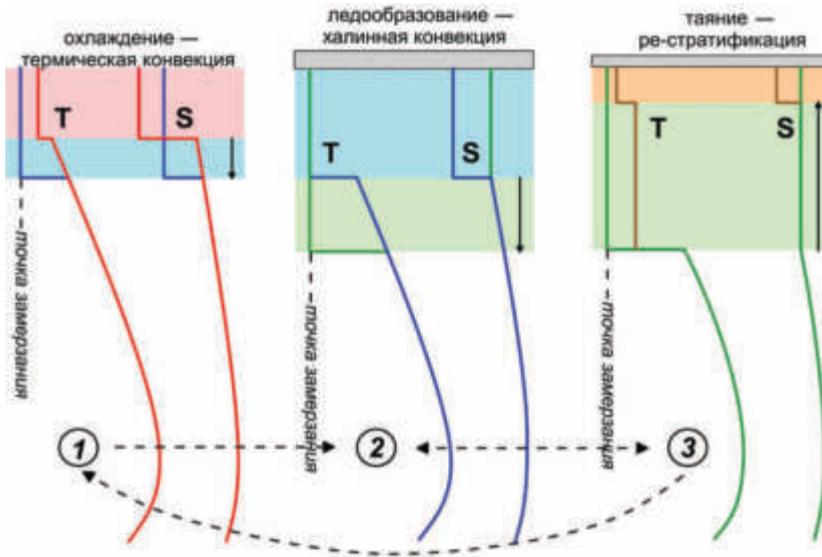


Рис. 5.3.5. Схема изменения вертикальных профилей температуры и солёности на различных стадиях термохалинной конвекции

перемешанного слоя до минимально возможной (5 м), что соответствует типичной глубине перемешанного слоя в СЛО при наличии ледяного покрова и слабом ветре [Marchenko, 2012]. Численные значения использованных в системе констант приведены в [Ivanov et al., 2016, табл. B1].

Система решалась численно с вертикальным шагом, равным 1 м и временным шагом, равным 1 с. Интегрирование осуществлялось в течение 180 дней зимнего сезона. Для того чтобы избежать нереалистичного роста льда на стадии, когда его толщина начинает оказывать влияние на дальнейшее нарастание, максимально возможная толщина сезонного льда была ограничена величиной 2 м [Kwocik et al., 2009]. Технически, это было сделано путем введения зависящего от времени теплового потока F_a^* в виде

$$F_a^* = F_a \left(1 - \frac{h_i(t)}{h_{i0}} \right), \quad (5.3.12)$$

где F_a — постоянный поток тепла из океана в атмосферу, принятый в проведенных экспериментах равным 100 Вт/м^2 . Основным результатом проведенных численных экспериментов является вывод об определяющей роли вертикальной стратификации для развития конвекции. В зависимости от исходной температуры и солёности перемешанного слоя и вертикального распределения температуры и солёности на момент начала осенне-зимнего выхолаживания (рис. 5.3.6) возможны различные сценарии. В первом из них конвекция ограничивается сравнительно тонким поверхностным слоем (20–30 м), а толщина нарастающего к концу зимнего сезона льда лишь незначительно отличается от максимально возможной, при полном отсутствии потока тепла из глубины в перемешанный слой (рис. 5.3.7). Во втором случае конвективный поток тепла из глубин существенно замедляет ледообразование и возможна ситуация,

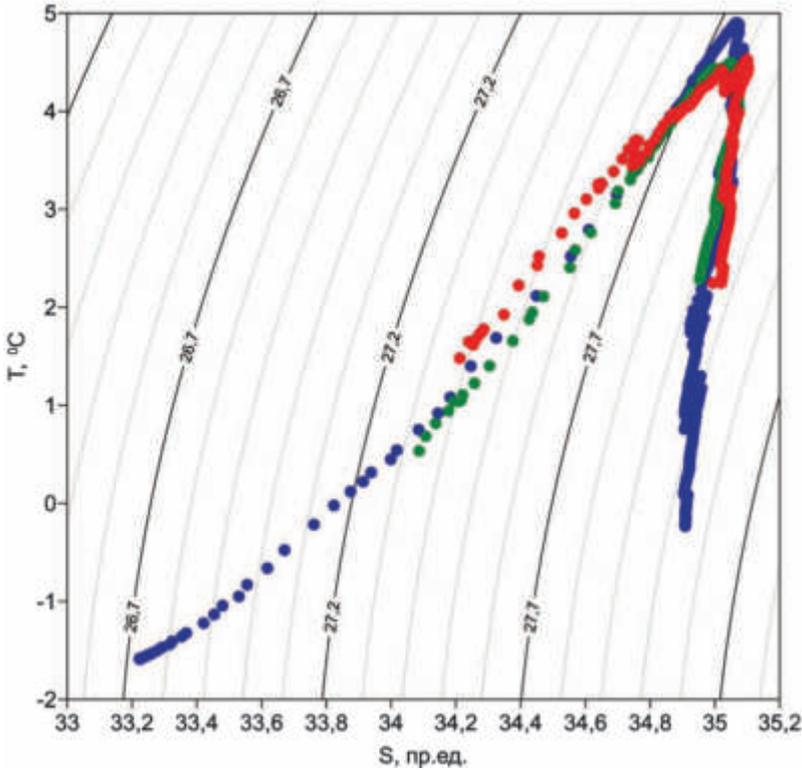


Рис. 5.3.6. Температурно-соленостная диаграмма, рассчитанная по данным профилей вертикального зондирования в экспедиции NABOS 27 октября 2008 гг. на гидрологическом разрезе вдоль меридиана 31° в. д. (<http://nabos.iarc.uaf.edu/>)

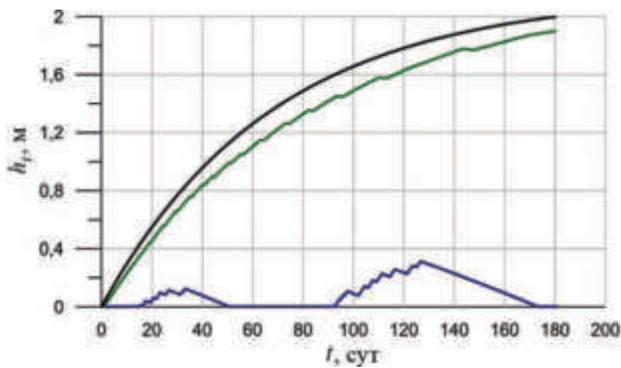


Рис. 5.3.7. Эволюция ледяного покрова, рассчитанная для исходных профилей температуры и солености, представленных соответствующими цветами на температурно-соленостной диаграмме (см. рис. 5.3.6). Черным цветом показано нарастание льда, рассчитанное по формуле $h_i = h_{i0} \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{F_a t}{L\rho_i h_{i0}}\right)\right)$

когда наросший лед полностью вытает к середине зимы, а потом снова нарастает. В предельном случае очень мощного потока тепла из глубин лед вообще не образуется, а термическая конвекция достигает большой глубины. При этом температура перемешанного слоя постоянно остается значительно выше точки замерзания.

Представленные на основании модели выводы имеют очевидные ограничения, связанные с принятыми в модели упрощениями реального природного процесса. Основные ограничения накладывает отсутствие в модели динамики океана и дрейфа льда. Учитывая, что в реальном океане рассматриваемый в модели «столб» воды с заданными в начальный момент свойствами переносится пограничным течением, то в случае неизменности теплового потока на границе океана и атмосферы вдоль течения результат расчета практически не изменится при его интерпретации в лагранжевом смысле. Предположение о постоянстве теплового потока на границе раздела не является серьезным ограничением, так как меняющийся поток (при условии, что он всегда направлен из океана в атмосферу) может изменить временные масштабы процесса, но не общий результат. К принципиально другому результату может привести дрейф льда в конвективную зону. Поскольку отрицательный вклад распределения в изменение плотности при низкой температуре в несколько раз превышает положительный вклад от охлаждения [Gade, 1979], то импорт толстого льда извне или (что эквивалентно) смещение самой конвективной зоны в покрытую льдом область может привести к остановке конвекции, несмотря на благоприятную вертикальную стратификацию ниже конвективного слоя. Для оценки значимости импорта льда в конвективную зону были проведены эксперименты, в которых в качестве начального состояния задавался лед различной толщины (рис. 5.3.8а). При начальной толщине льда менее 75 см лед начинает таять в середине зимы, достигает минимума, а затем восстанавливается до более высоких значений к концу сезона. Начало таяния льда инициируется глубокой конвекцией (как показано на рис. 5.3.8б), следствием которой является повышение температуры перемешанного слоя до 0°C (рис. 5.3.8в). Для 1-метрового начального льда отсутствует стадия восстановления льда, в то время как около 20 см льда тает к концу зимы. Для очень толстого замерзания и таяние на нижней границе крайне незначительно. Событий глубокой конвекции не отмечено, максимальная глубина перемешанного слоя составляет 36 м. Толщина льда на протяжении всей зимы остается в пределах ± 5 см от исходной.

Объединяя результаты модельных экспериментов с имеющимися спутниковыми данными о временном изменении параметров морского льда в исследуемом районе, можно сформулировать следующую концепцию. В последней четверти XX века в исследуемом районе преобладал толстый многолетний лед, характеризовавшийся высокой сплоченностью в течение всего года. При встрече потока атлантической воды с мощным паковым льдом на восточной границе Китовой бухты верхняя часть АВ быстро теряла тепло и соль в результате частичного плавления льда. Сплоченность ледяного покрова при этом менялась лишь незначительно. Соответственно не наблюдалось каких-либо заметных зимних аномалий сплоченности льда на спутниковых снимках. Повышение сезонности ледяного покрова в СЛО и постепенное сокращение площади многолетних льдов привело к большему поглощению тепла в верх-

нем слое в летний сезон и меньшему распреснению верхнего слоя талой водой благодаря более интенсивному ветровому перемешиванию в свободных ото льда зонах. Формирование более мощного, теплого и сравнительно соленого верхнего перемешанного слоя вдоль траектории слабо стратифицированного потока АВ создало благоприятные предпосылки для глубокого проникновения зимней термохалинной конвекции и интенсификации потока тепла из глубин к поверхности океана. Добавление океанского тепла в перемешанный слой очевидно приводит к дополнительному таянию льда и его утоньшению по

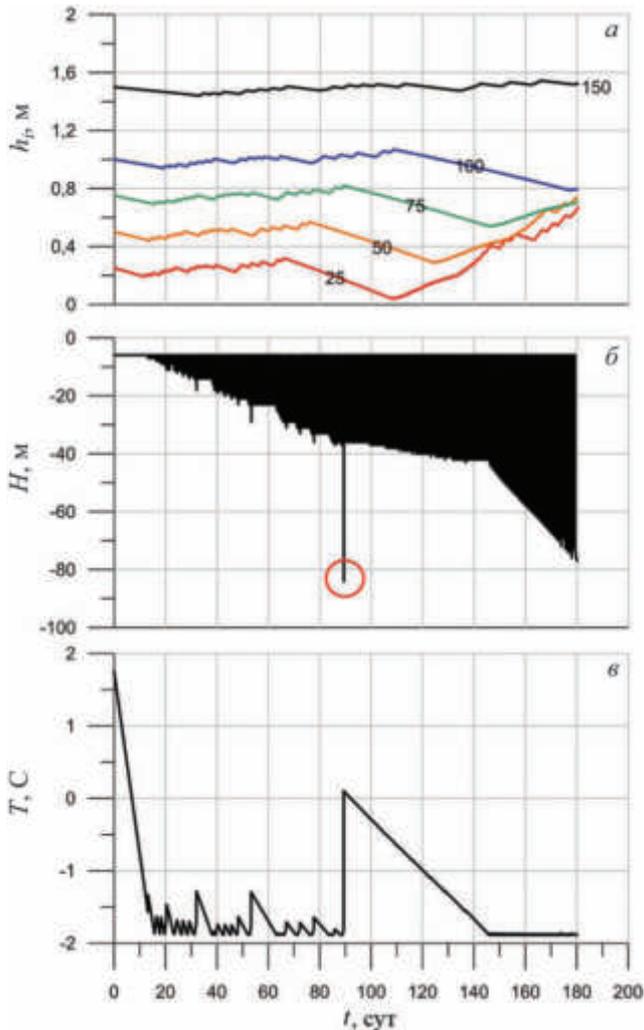


Рис. 5.3.8. Расчетные изменения толщины льда (а), глубины перемешанного слоя (б) и температуры перемешанного слоя (в) для исходных вертикальных профилей температуры и солёности, соответствующих красному профилю на температурно-солёностной диаграмме (см. рис. 5.3.6) для различных начальных толщин льда, указанных на рисунке

сравнению со средне-многолетним значением к концу зимы, обеспечивая тем самым положительную обратную связь в системе «лед–океан» на сезонном временном масштабе.

Выводы. Возможность теплового воздействия АВ на ледяной покров котловины Нансена и окраинных Арктических морей обсуждалась в научных публикациях со времен, когда Фритьоф Нансен впервые обнаружил существование теплой воды под ледяным покровом АВ. Среди отечественных ученых вопросу влияния АВ на ледяной покров в морях Карском и Лаптевых было посвящено исследование Тимофеева (1963). Однако до недавнего времени отсутствие надежных площадных измерений толщины льда не позволяли напрямую связать аномалии толщины льда с тепловым потоком снизу. Результаты, полученные путем совместного анализа новых высокотехнологичных данных по гидрологии и толщине льда, дали возможность обосновать это важное для ледового режима АВ утверждение для западной части котловины Нансена и объяснить усиление влияния океанского тепла на параметры сокращающегося ледяного покрова через положительную обратную связь на сезонном временном масштабе.

Сопоставление временной изменчивости сплоченности льда в западной части котловины Нансена за период 1979–2011, данных о зимней толщине льда в этом же районе в период 2004–2008, материалов гидрологических съемок и доступной метеорологической информации позволяет сформулировать базовое утверждение о значительном тепловом воздействии АВ на морской лед в западной части котловины Нансена в 2000-е гг. Начало современного повышения температуры АВ в проливе Фрама датируется 1998-м г. (рис. 2.1.3). Примерно с этого же времени наблюдалось умеренное сокращение средней сплоченности льда в западной части котловины Нансена, несмотря на сохранение типичной для АВ циркуляционной структуры — трансполярного дрейфа, обеспечивающей постоянный вынос льда из центральной Арктики в направлении пролива Фрама и Баренцева моря. Более значимые изменения произошли в толщине льда, надежные спутниковые измерения которой стали возможными с начала 2000-х гг. Для количественной оценки уменьшения толщины льда вдоль траектории АВ в каждой точке области 15° – 60° в. д., 80° – 85° с. ш. были рассчитаны отклонения от средней толщины однолетнего льда, нарастающего в АВ за один зимний сезон (200 ± 20 см). Умножая полученные значения на площадь ячейки (625 км^2) было получено, что для средней толщины однолетнего льда (200 см) дополнительный объем льда, который сформировался бы при отсутствии теплового влияния АВ, составил в 2006–2008 гг. 150 – $200 \text{ км}^3/\text{год}$. Это эквивалентно 20% от общего уменьшения объема льда в АВ с 2004 по 2008 г., равного $900 \text{ км}^3/\text{год}$ [Kwok et al., 2009].

Список использованной литературы

1. *Зубов Н. Н.* Льды Арктики. — М.: Изд. Главсевморпути, 1947. 500 с.
2. *Иванов В. В. и др.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–50.
3. *Никифоров Е. Г., Шнайхер А. О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — М.: Гидрометеониздат, 1980. 270 с.

4. Тимофеев В. Т. Влияние глубинных атлантических вод на образование и таяние льда в морях Карском и Лаптевых // Океанология. 1963. Т. 3. Вып. 2. С.219–223.
5. Aagaard K., Foldvik A., Hillman S. R. The West Spitsbergen Current: disposition and water mass transformation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1987. V. 92. № С4. P. 3778–3784. DOI: 10.1029/JC092iC04p03778.
6. Alekseev G. V., Ivanov V. V., Korablev A. A. Interannual variability of the thermohaline structure in the convective gyre of the Greenland Sea // The Polar Oceans and their role in shaping the global environment. 1994. P. 485–496.
7. Alexeev V. A. et al. North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice // The Cryosphere Discussions. 2013. V. 7. № 1. P. 245–265. DOI: 10.5194/tcd-7-245-2013.
8. Blanchard-Wrigglesworth E. et al. Persistence and inherent predictability of Arctic sea ice in a GCM ensemble and observations // Journal of Climate. 2011. V. 24. № 1. P. 231–250.
9. Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J., updated yearly. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, 1979–2010. // Boulder, Colorado USA. 1996: National Snow and Ice Data Center. Digital media (<http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html>).
10. Cotel A.J. A review of recent developments on turbulent entrainment in stratified flows // Physica Scripta. 2010. V. 2010. № T142. P. 014044.
11. Dmitrenko I. A. et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. V. 120. № 7. P. 5158–5178. DOI: 10.1002/2015JC010804.
12. Falk-Petersen S. et al. At the rainbow's end: high productivity fueled by winter upwelling along an Arctic shelf // Polar Biology. 2015. V. 38. № 1. P. 5–11. DOI: 10.1007/s00300-014-1482-1.
13. Farmer D. M. Penetrative convection in the absence of mean shear // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1975. V. 101. № 430. P. 869–891.
14. Gade H. G. Melting of ice in sea water: A primitive model with application to the Antarctic ice shelf and icebergs // Journal of Physical Oceanography. 1979. V. 9. № 1. P. 189–198.
15. Ivanov V. et al. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: A suggested positive feedback // Journal of Physical Oceanography. 2016. V. 46. № 5. P. 1437–1456. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0144.1
16. Ivanov V. V. et al. Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorology. 2012. V. 2012. DOI: 10.1155/2012/201818.
17. Ivanov V. V. et al. Seasonal variability in Atlantic water off Spitsbergen // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2009. V. 56. № 1. P. 1–14. DOI: 10.1016/j.dsr.2008.07.013.
18. Johannessen O. M., Shalina E. V., Miles M. W. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation // Science. 1999. V. 286. № 5446. P. 1937–1939.
19. Kraus E. B., Turner J. S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences // Tellus. 1967. V. 19. № 1. P. 98–106.
20. Kwok R. et al. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2009. V. 114. № C7. DOI: 10.1029/2009JC005312.
21. Linders J., Björk G. The melt-freeze cycle of the Arctic Ocean ice cover and its dependence on ocean stratification // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2013. V. 118. № 11. P. 5963–5976. DOI: 10.1002/jgrc.20409.
22. Lindsay R. W., Zhang J., Schweiger A. J., and Steele M. A. Seasonal predictions of ice extent in the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. № C2. DOI: 10.1029/2007jc004259.
23. Marchenko N. Russian Arctic Seas: navigational conditions and accidents. // Springer Science & Business Media, 2012. 274 pp.
24. Onarheim I. H. et al. Loss of sea ice during winter north of Svalbard // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2014. V. 66. № 1. P. 23933. DOI: 10.3402/tellusa.v66.23933.
25. Perovich D. K., Richter-Menge J. A., Jones K. F., Light B. Sunlight, water, and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. № 11. DOI: 10.1029/2008GL034007.

26. *Polyakov I. V. et al.* Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756. DOI: 10.1175/2010JPO4339.1.
27. *Polyakov I. V. et al.* Fate of early 2000s Arctic warm water pulse // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2011. V. 92. № 5. P. 561–566. DOI: 10.1175/2010BAMS292I.1.
28. *Rainville L., Lee C. M., Woodgate R. A.* Impact of wind-driven mixing in the Arctic Ocean // *Oceanography*. 2011. V. 24. № 3. P. 136–145. DOI: 10.5670/oceanog.2011.65.
29. *Randelhoff A., Sundfjord A., Reigstad M.* Seasonal variability and fluxes of nitrate in the surface waters over the Arctic shelf slope // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. № 9. P. 3442–3449. DOI: 10.1002/2015GL063655.
30. *Richter-Menge J. A., Perovich D. K., Scott Pegau W.* Summer ice dynamics during SHEBA and its effect on the ocean heat content // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. № 1. P. 201–206.
31. *Roach A. T., Aagaard K., Carsey F.* Coupled ice-ocean variability in the Greenland Sea // *Atmosphere–Ocean*. 1993. V. 31. № 3. P. 319–337.
32. *Rudels B., Anderson L. G., Jones E. P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. V. 101. № C4. P. 8807–8821. DOI: 10.1029/96JC00143.
33. *Rudels B. et al.* On the parameterisation of oceanic sensible heat loss to the atmosphere and to ice in an ice-covered mixed layer in winter // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 1999. V. 46. № 6. P. 1385–1425.
34. *Steele M., Zhang J., Ermold W.* Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010. V. 115. № C11. DOI: 10.1029/2009JC005849.
35. *Stroeve J. C. et al.* Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. № 4. P. 1216–1225. DOI: 10.1002/2013GL058951.
36. *Stroeve J. C. et al.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climatic Change*. 2012. V. 110. № 3. P. 1005–1027. DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1
37. *Turner J. S.* Buoyancy effects in fluids. Cambridge University Press, 1979. 367 pp.
38. *Vinje T.* Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // *Journal of Climate*. 2001. V. 14. № 3. P. 255–267.
39. *Wiig O. et al.* Spitsbergen bowhead whales revisited // *Marine mammal science*. 2007. V. 23. № 3. P. 688–693. DOI: 10.1111/j.1748–7692.2007.02373.x.

5.4. Нелинейный отклик атмосферной циркуляции на сокращение площади морских льдов в Баренцевом и Карском морях

В. А. Семенов, В. К. Петухов

Результаты анализа эмпирических данных и модельных экспериментов, представленных в предшествующих разделах, свидетельствуют о том, что значительные изменения площади ледового покрова в атлантическом секторе Арктики в зимний период могут быть связаны с океанической циркуляцией, вариациями притока более теплых и соленых атлантических вод, которые, в свою очередь, могут быть вызваны колебаниями крупномасштабной меридиональной океанической циркуляции в Северной Атлантике (§ 4.2) и усилены положительной обратной связью между притоком и площадью ледового покрова (§ 5.3).

Потепление в Арктике и уменьшение площади ледового покрова за последние три десятилетия в целом [Polyakov et al., 2002; Serreze and Francis, 2006] сопровождалось потеплением над северной частью континентов Северного полушария, в частности в Европе [Philipona et al., 2005]. Такие изменения хорошо соответствуют модельным оценкам антропогенного потепления (IPCC, 2007) с максимальными положительными трендами температуры над северной Евразией и Канадой. Климатическое потепление в Европе, тем не менее, сопровождалось несколькими аномально холодными зимами, в частности, недавней экстремально холодной зимой 2005/2006 гг. (рис. 5.4.1). В эту зиму среднемесячные аномалии приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) достигали -4°C в Европе и -10°C в центральной Сибири [Kalnay et al., 1996]. Данная зима была самой холодной во многих европейских странах за последние десятилетия и привела к значительным неблагоприятным социально-экономическим последствиям (NOAA Satellite and Information Service 2006). Аномальные холода и сильные снегопады были отмечены также в восточной Азии. Зимой 2005/2006 гг. не наблюдалось аномально низкого индекса Североатлантического колебания (САК), негативная фаза которого приводит к отрицательным температурным аномалиям над Европой и Сибирью [Hurrell, 1995]. Сильное по амплитуде явление Эль Ниньо [Diaz and Markgraf, 2000] также может приводить к похолоданию над Европой [Fraedrich and Müller, 1992; Merkel and Latif, 2002]. Основываясь на результатах анализа эмпирических данных и модельных экспериментов, в работе [Brönnimann et al., 2004] предполагалось, что экстремальные зимы 1940–1942 гг. связаны с соответствующим продолжительным явлением Эль Ниньо. Связь одной из ведущих мод внетропической изменчивости в Северной полушарии (диполь восточное–западное полушария) была отмечена в работах [Semenov and Bengtsson, 2003; Семенов, 2007]. Однако ни зимой 2005/2006 гг., ни предшествующей зимой 2004/2005 гг. не было зарегистрировано явления Эль Ниньо. Экстремально холодная зима над северными континентами также сопровождалась положительными аномалиями температуры воздуха в Арктике и поверхности океана в Северной Атлантике. Детально метеорологические характеристики аномальной зимы 2005/2006 гг. рассматриваются в работе [Crosi-Maspoli and Davies, 2009].

Особенно сильное уменьшение площади льда в восточной Арктике (Баренцевом и Карском морях) происходит в последние годы, начиная с зимы

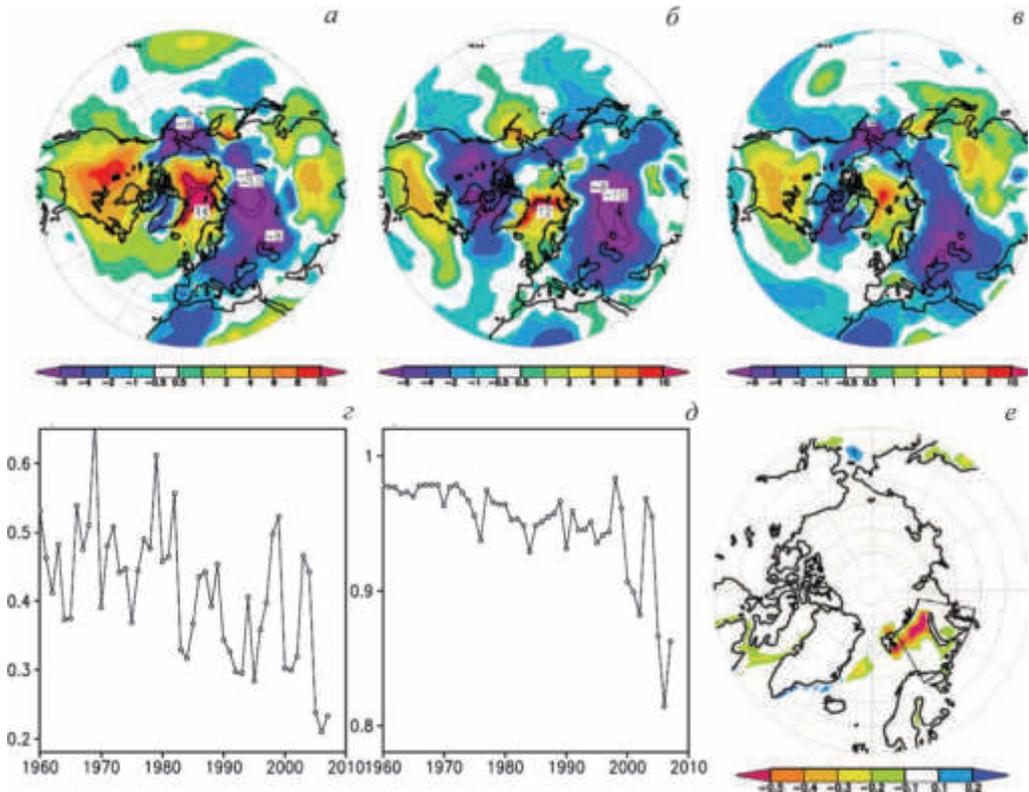


Рис. 5.4.1. Аномалии среднемесячной ПТВ относительно периода 1948–2006 гг., °С: *a* — для января 2006 г., *б* — для декабря 1984 г.; *в* — для февраля 1976 г. (по данным NCEP [Kalnay et al., 1996]). Средняя концентрация морского льда (доля единицы) для зимнего периода (декабрь–февраль) в регионе Баренцева моря (30–60° в. д., 70–80° с. ш.) (*з*) и западного Карского моря (60–80° в. д., 70–80° с. ш.) (*д*). Аномалии концентрации морского льда (доля единицы), осредненные за две зимы (2006 и 2007 г.), относительно периода 1981–2000 гг. (*е*); выделенный сектор 30–60° в. д./65–80° с. ш. обозначает участок, в котором изменялись КЛП (от 100% до 1%) в зимний период (с ноября по апрель) в шести численных экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5

2005/2006 [Parkinson et al., 1999; Stroeve et al., 2007]. Ускорившееся таяние арктических льдов превышает изменения, прогнозируемые ансамблем глобальных климатических моделей [Stroeve et al., 2007]. Интенсивные потоки турбулентного тепла со свободной ото льда поверхности океана в атмосферу в зимний период вызывают как локальные аномалии приповерхностной температуры над источником тепла, так и изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции, приводящие к соответствующим температурным аномалиям в масштабах всего полушария. Эффект от изменений арктического ледового покрова исследовался в ряде работ с использованием глобальных моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА). В этих работах рассматривалась чувствительность атмосферы к предписанным изменениям границ ледового

покрова (или концентрации льда), соответствующим сильным аномалиям ледового покрова по данным наблюдений [Herman and Johnson, 1978; Murray and Simmonds, 1995; Alexander et al., 2004; Singarayer et al., 2006; Seierstad and Bader, 2009], к общему значительному (2 млн км²) уменьшению границы льда по всему периметру Арктики [Bengtsson et al., 2004], к изменению концентрации льда на всей площади полярного ледового покрова [Parkinson et al., 2001] и средним трендам площади ледового покрова за 1958–1997 гг. [Deser et al., 2004; Magnusdottir et al., 2004]. В этих работах отмечалось ожидаемое значительное потепление и уменьшение давления воздуха на уровне моря над областями с уменьшенной площадью льда, некоторое потепление в прилегающих районах, а также изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции, схожие с отрицательной фазой САК, но существенно меньшие по амплитуде в сравнении с межгодовыми колебаниями САК и его декадными трендами [Herman and Johnson, 1978; Magnusdottir et al., 2004; Deser et al., 2004; Alexander et al., 2004].

В некоторых работах была выявлена характерная «блокирующая» циркуляционная картина во время аномально холодных зим, которая, как предполагается, могла быть вызвана положительными аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике [Croci-Maspoli and Davis, 2009]. При этом важную роль может играть взаимодействие тропосферы и атмосферы [Scaife and Knight, 2008]. Аномалии циркуляции в стратосфере, связанные с потеплением, могут распространяться вниз, в тропосферу, вызывая ослабление Североатлантического (Арктического) колебания и соответствующее похолодание над Евразией [Baldwin and Dunkerton, 2001]. Сами явления стратосферного потепления, в свою очередь, могли быть вызваны усилением планетарных волн (связанному с аномалиями тропосферной циркуляции или граничных условий — снежного покрова или морского льда) осенью, предшествующей стратосферному потеплению [Takaya and Nakamura 2005, 2008; Cohen et al., 2007; Honda et al., 2009]. Важной особенностью такого механизма является отставание динамического отклика в тропосфере от аномалий граничных условий на 2–3 месяца.

Феномен зимы 2005/2006 гг. можно было бы объяснить как случайное погодное явление, если бы не ряд характерных особенностей. Аномальные холода продолжались в течение всей зимы, охватывали практически всю площадь Евразии к северу от 30° с. ш., а также совпали с сильнейшей (за период наблюдений с 1953 г. [Walsh and Johnson, 1979]) отрицательной аномалией площади ледового покрова в Баренцевом и Карском морях (рис. 5.4.1*г–е*). Впервые, с начала эры спутниковых наблюдений западная часть Карского моря была свободна ото льда в зимние месяцы и общая площадь ледового покрова в обоих морях была уникально низкой [Parkinson et al., 1999]. Потепление в восточной Арктике было связано с аномальными потоками тепла со свободной ото льда поверхности океана в условиях сильных ветров и низких температур в зимний период, что подтверждается расположением наиболее сильного потепления в областях максимальных изменений площади ледового покрова (рис. 5.4.1). Кроме того, ситуация с аномально теплой Арктикой, контрастирующей с похолоданием над северной частью континентов Северного полушария в 2005/2006 гг. не была беспрецедентным явлением зимой.

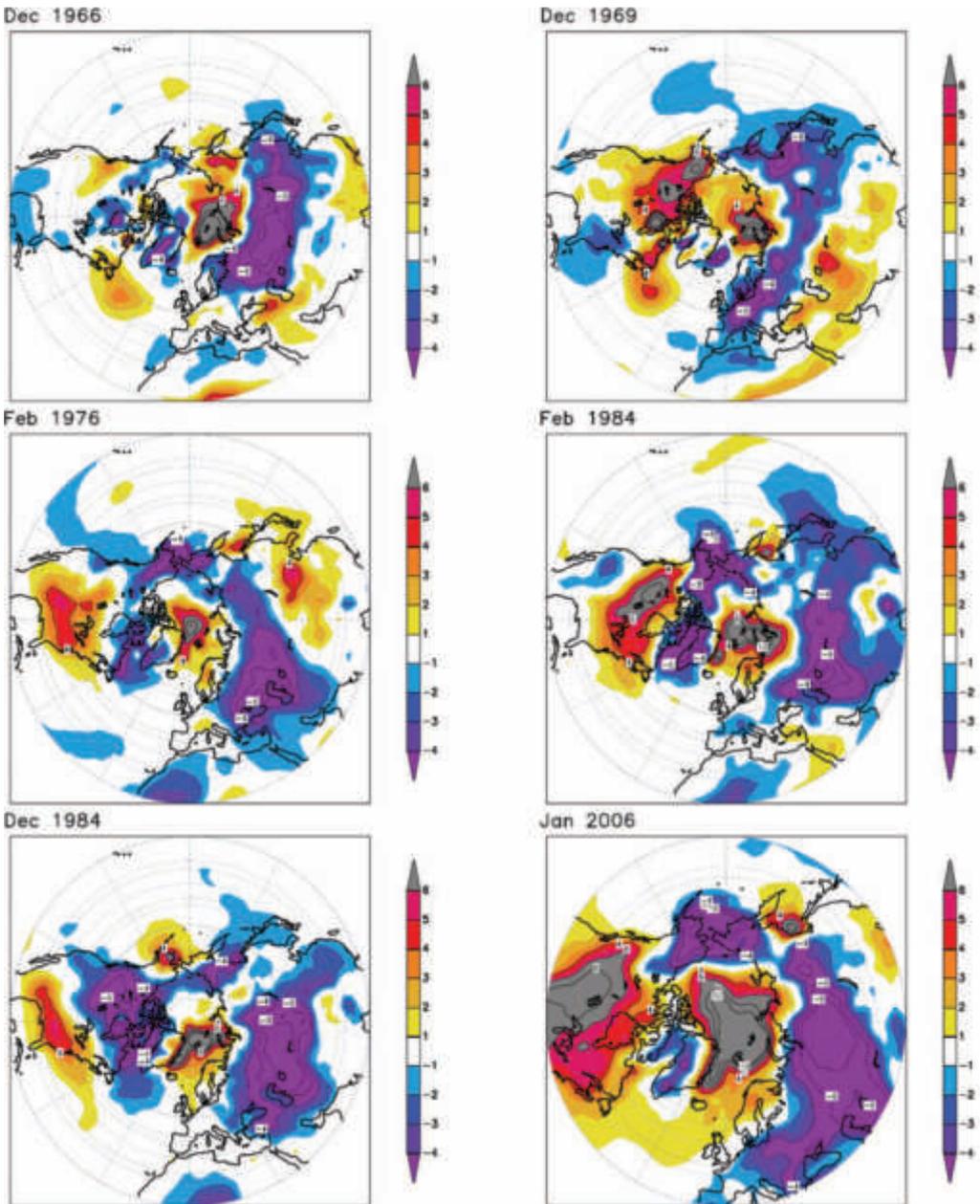


Рис. 5.4.2. Зимние месяцы с негативными температурными аномалиями (в °С) относительно периода 1948–2006 гг. (по данным NCEP [Kalnay et al., 1996]) над континентами, контрастирующие с положительными температурными аномалиями в Арктике. Данные зимы не были отмечены негативными аномалиями индекса Североатлантического колебания или явлением Эль Ниньо, но сопровождалась отрицательными аномалиями концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях

Аналогичные события наблюдались, к примеру, в декабре 1984 г., или феврале 1976 г. (рис. 5.4.1б, в). Примеры похожих аномалий ПТВ в зимние месяцы, сопровождавшиеся аномалиям площади ледового покрова в Баренцевом и Карском морях для лет, не отмеченных ни аномально низким индексом САК, ни явлением Эль Нинью, представлены на рис. 5.4.2. Общим для всех показанных карт является значительное похолодание над Евразией на фоне аномально теплых (превышающих на 10°C среднеклиматические значения) температур над центральной Арктикой, Баренцевым и Карским морями. Некоторые из приведенных на рис. 5.4.2 аномальных месяцев также отмечены похолоданием над арктической частью Северной Америки.

Нагрев нижней тропосферы турбулентными потоками тепла со свободной ото льда поверхности арктических морей в зимний период может приводить к ослаблению меридионального перепада температур в субарктических широтах. Это, в свою очередь, может вызвать изменения (ослабление) зонального ветра в средних широтах в свободной тропосфере (что наблюдалось, в частности, зимой 2005/2006 гг.) и, соответственно, аномальную восточную адвекцию и похолодание над северными континентальными регионами. Такой эффект повышения давления над источником тепла предположительно вследствие бароклинного отклика атмосферы на изменение термических градиентов вокруг теплового источника является нетривиальным и, по нашим данным, не исследовался. В работах (как теоретических, так и с использованием МОЦА), посвященных отклику атмосферной циркуляции на источники тепла в средних широтах СП [Peng et al., 1997; Walter et al., 2001], нагрев нижней границы атмосферы приводил к понижению давления, конвергенции и, соответственно, циклонической аномалии над локальным источником тепла. Примеры аномальных холодных зим над северными континентами, контрастирующими с аномально теплой Арктикой вследствие нагрева со свободной ото льда поверхности арктических морей, позволяют предположить, что изменения атмосферной циркуляции и приземной температуры воздуха могут зависеть от двух основных противоборствующих факторов: локального понижения давления и циклонической аномалии циркуляции вследствие неадиабатического нагрева атмосферы; антициклонической аномалии, вызванной уменьшением меридионального перепада температур благодаря термическому ветру.

Для исследования отклика атмосферной циркуляции на изменения концентрации морских льдов (в диапазоне от 1% до 100%) в Баренцевом и Карском морях была проведена серия численных экспериментов с МОЦА ЕСНАМ5 [Roedkner et al., 2003].

Описание модели общей циркуляции атмосферы и численных экспериментов. Численная модель общей циркуляции атмосферы ЕСНАМ5 является последней версией климатической модели ЕСНАМ, разработанной в Метеорологическом институте Макса Планка (Гамбург, Германия) на основе операционной модели прогноза погоды Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF), адаптированной для климатических приложений. Это спектральная модель, использующая современные параметризации мезомасштабных физических процессов. Подробное описание модели приведено в [Roedkner et al., 2003]. Версия модели, использовавшаяся для анализируемых далее экспериментов, имела горизонтальное спектральное разрешение

T42, приблизительно соответствующее размерам модельной ячейки $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ широты/долготы, и 19 вертикальных уровней.

Было проведено шесть численных экспериментов, каждый длительно-стью 100 лет, с предписанным годовым ходом (климатологией) нижних граничных условий (температура поверхности океана, ТПО, концентрации морского льда). Для граничных условий использовались данные проекта по сравнению атмосферных моделей AMIP II [Hurrell et al., 2008; <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip>]. Во всех шести экспериментах использовался один и тот же годовой ход ТПО, составленный из данных для зимы 2005/2006 гг. Для ТПО с сентября по декабрь были использованы данные 2005 г., с января по май — данные 2006 г., с июня по август — средние значения для обоих лет (анализировались только зимние месяцы). Концентрации морского льда во всех экспериментах были одинаковыми, соответствующими средним значениям (климатологии) за период 1981–2006 гг., за исключением региона (30° – 80° в. д., 65° – 80° с. ш.), соответствующего Баренцеву морю и западной части Карского моря. В этом регионе концентрации морского льда были однородно (во всех модельных ячейках, принадлежащих данному сектору) изменены на 1%, 20%, 40%, 60%, 80% и 100% в шести соответствующих экспериментах для зимней половины года, с ноября по апрель.

Таким образом, единственным отличием граничных условий в анализированных численных экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5 были различные концентрации морского льда в Баренцевом море и западной части Карского моря (в широтно-долготном секторе 30° – 80° в. д., 65° – 80° с. ш.) в зимнюю половину года, с ноября по апрель. При условии наличия льда в океанической ячейке модель предписывает ТПО $-1,8^\circ\text{C}$ (температура замерзания воды) для свободной ото льда части ячейки. В каждом эксперименте использовался один и тот же годовой ход (повторенный 100 раз) для ТПО и концентрации морского льда. Представленные далее результаты представляют осредненные за 100 лет значения.

Результаты численных экспериментов. Результаты модельных экспериментов выявили нелинейный отклик ПТВ (средней за 100 лет) и зонального ветра в нижней тропосфере (проиллюстрированного значениями на уровне 850 гПа, U850) на изменения концентрации морского льда в зимние месяцы. Изменения температуры и зонального ветра связаны между собой. Это хорошо видно на рис. 5.4.3, иллюстрирующем зависимость ПТВ и U850 над Европейским регионом (10° – 30° в. д., 45° – 55° с. ш.) от концентрации ледового покрова (КЛП) для декабря, января и февраля.

Потепление и усиление зонального ветра происходит при уменьшении КМЦ от 100% до 80%, особенно хорошо проявляющееся в январе и феврале. Еще большее уменьшение КЛП с 80% до 60% в феврале (или с 80% до 40% в декабре и январе) не сопровождается заметными изменениями ПТВ и U850. Резкое уменьшение температуры и ослабление зонального ветра происходит при дальнейшем уменьшении КЛП до 40% в феврале или 20% в декабре и январе. Переход к практически безледным Баренцеву и Карскому морям с 1% КЛП снова приводит к относительному потеплению и усилению зонального ветра.

Согласно тесту Стьюдента (t -тест) нелинейная форма зависимости ПТВ и ветра от КЛП на рис. 5.4.3 (разницы между локальными минимумами и максимумами) является статистически значимой с уровнем значимости 95% и 90% для декабря и февраля соответственно. Менее явно, но в целом похожая нелинейная зависимость наблюдается также для регионов в Северной Америке и Азии (рис. 5.4.4).

Значительное похолодание над континентами при уменьшении КЛП, соответствующего практически свободной ото льда поверхности Баренцева и Карского морей, 20–40%, которое примерно совпадает с резким уменьшением

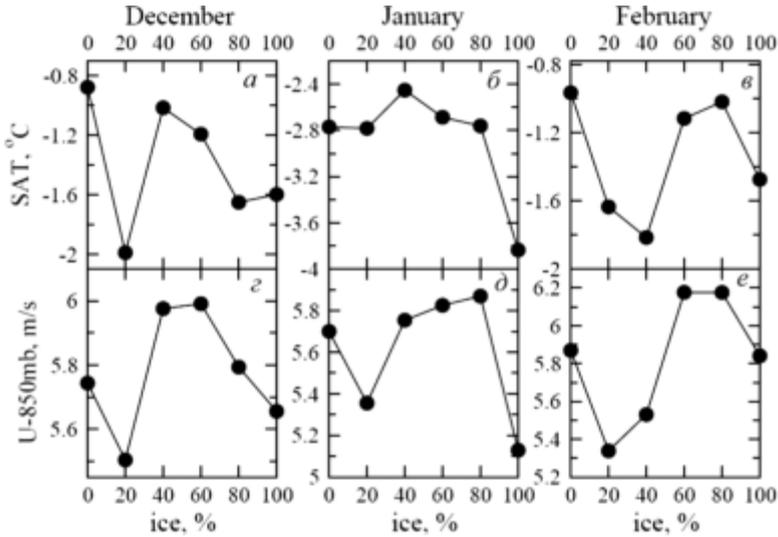


Рис. 5.4.3. Среднемесячная ПТВ (в °С, верхний ряд) и зональная компонента ветра на уровне 850 гПа (в м/с, нижний ряд), осредненные для Европейского региона (10°–30° в. д., 45°–55° с. ш.), по данным экспериментов с МОЦА ЕСНАМ5 как функция предписанных концентраций морского льда в Баренцевом и Карском морях для декабря (а, б), января (в, г) и февраля (д, е)

КЛП в этих морях в последние годы, дает основание предположить, что очень холодная зима 2005/2006 гг. над Евразийским континентом (как и другие подобные события) могла быть вызвана аномальным нагревом атмосферы турбулентными потоками тепла с поверхности Баренцева и Карского морей вследствие сильной отрицательной аномалии КЛП.

Пространственная структура полученных в результате численных экспериментов изменений ПТВ и характеристик атмосферной циркуляции, связанных с изменением КЛП, представлена на рис. 5.4.5 для февраля, месяца с наиболее ярко выраженной нелинейной зависимостью ПТВ и U850 в европейском регионе (рис. 5.4.3) от концентрации льда. Три вертикальные колонки на рис. 5.4.5 соответствуют разностям различных характеристик в экспериментах со 100% и 80%, 80% и 40%, 40% и 1%, т. е. иллюстрируют изменения при последовательном уменьшении КЛП от 100% до 80%, от 80% до 40% и от 40% до 1%. Разности всегда соответствуют эксперименту с меньшей концентрацией льда

минус эксперимент с большей концентрацией льда и иллюстрируют переходы между экстремумами на S -образной зависимости ПТВ от КЛП (рис. 5.4.3).

Во всех случаях уменьшение концентрации льда в Баренцевом и Карском морях вызывает сильное потепление (до 10°C) над регионом с измененной КЛП с сильными температурными градиентами на границе этого региона. В случаях разницы 80–100% и 1–40% потепление примерно симметрично распространяется вокруг источника тепла, охватывая значительную часть северной Евразии (включая Европу, где положительные аномалии ПТВ достигают $1,5^{\circ}\text{C}$).

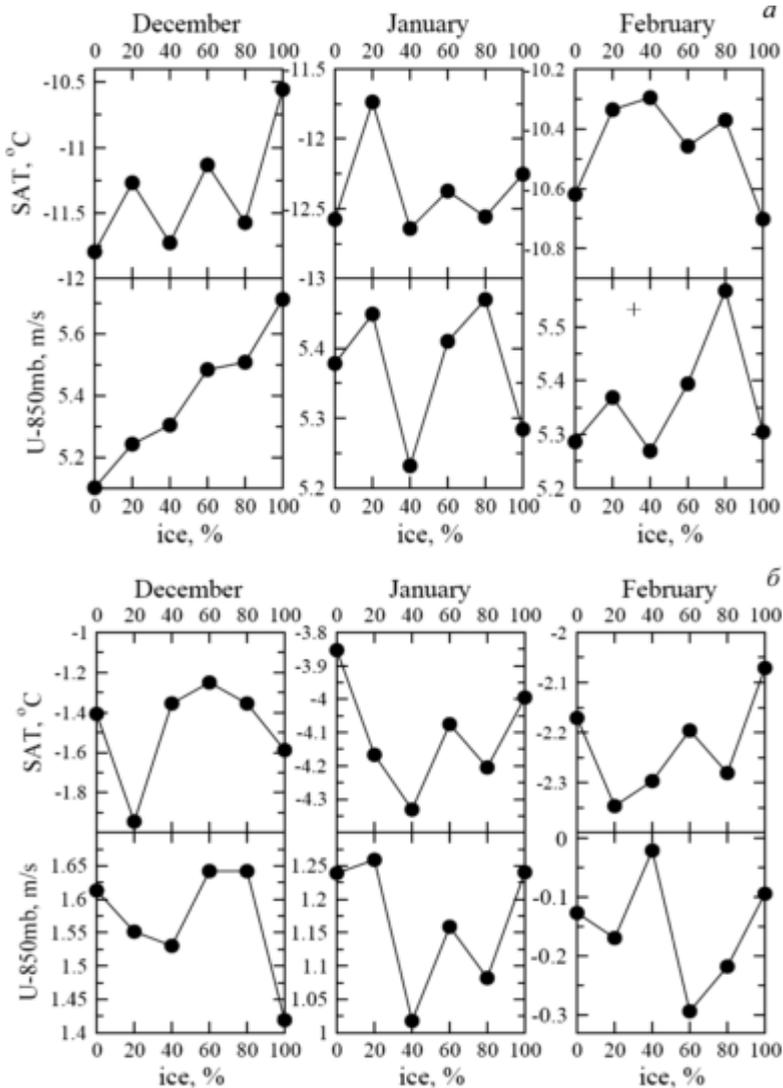


Рис. 5.4.4. Как на рис. 5.4.3, но для северо-американского региона (90° – 120° в. д., 45° – 60° с. ш.) (а) и северо-азиатского региона (100° – 120° в. д., 30° – 40° с. ш.) (б)

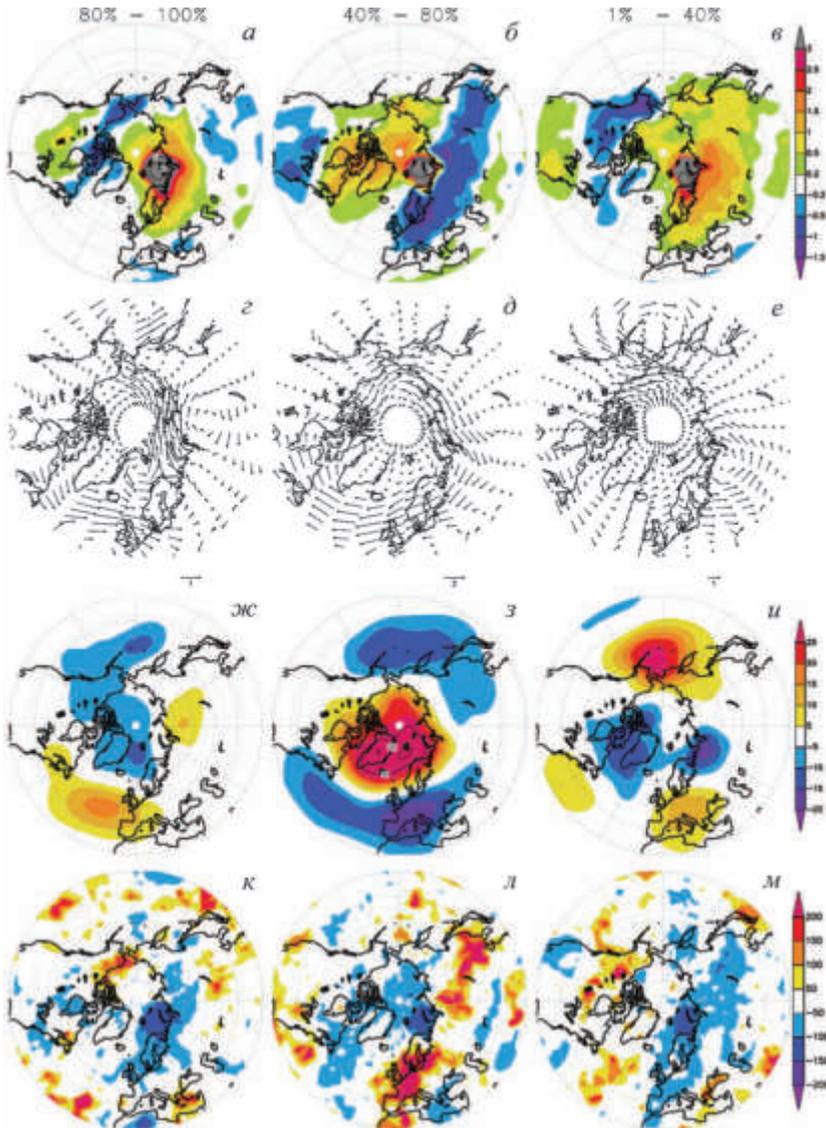


Рис. 5.4.5. Изменения ПТВ и атмосферной циркуляции в нижней тропосфере в феврале (на уровне 850 гПа), полученные в численных экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5, соответствующие изменению концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях от 100% до 80%, от 80% до 40% и от 40% до 1%. Разницы ПТВ (в °С) между экспериментами с 80% и 100% (а), 40% и 80% (б), 1% и 40% (в) КЛП в Баренцевом и Карском морях (см. обозначенный сектор на рис. 5.4.1е); (г-е) — как (а-в), но для ветра на уровне 850 гПа (в м/с); (ж-и) — как (а-в), но для высоты геопотенциальной поверхности на уровне 850 гПа (Z_{850} , в гпм); (к-м) — как (а-в), но для вероятности (в %) февральской ПТВ быть ниже, чем полтора среднеквадратичных отклонения. Изменения вероятности во всех случаях отсчитываются от эксперимента с большей концентрацией морского льда

Изменения ПТВ при уменьшении КЛП от 80% до 40% (рис. 5.4.5б) резко отличаются от случаев с переходами от 100% к 80% (рис. 5.4.5а) и от 40% к 1% (рис. 5.4.5в). Разница модельных температур на рис. 5.4.5б сильно напоминает температурную аномалию зимы 2005/2006 гг. и других схожих зимних месяцев (рис. 5.4.1а–в и рис. 5.4.2) и характеризуется значительным похолоданием над Евразией (и, в меньшей степени, над Северной Америкой), контрастирующим с сильной положительной аномалией ПТВ над Баренцевым и Карским морями. Негативная аномалия ПТВ, достигающая $-1,5^{\circ}\text{C}$ над восточной северной Европой, простирается через весь континент от Западной Европы до южной оконечности Китая. Изменения ПТВ на рис. 5.4.5б объясняются аномальной адвекцией, соответствующей аномалиям атмосферной циркуляции, представленным полем ветра на высоте 850 гПа и высотой геопотенциала на том же изобарическом уровне (рис. 5.4.5д, з). Уменьшение КЛП от 80% до 40% приводит к сильной восточной аномалии зонального ветра в нижней тропосфере практически во всем широтном круге от 45° до 70° с. ш. (рис. 5.4.5д). Ослабление западного зонального переноса в средних широтах над континентами приводит к похолоданию. Изменения поля ветра хорошо соответствуют изменениям высоты геопотенциала, имеющим довольно симметричную структуру с максимумом в 35 гпм над восточной Арктикой, окруженным отрицательными аномалиями в средних широтах. Анализ статистической значимости с помощью теста Стьюдента показывает, что изменения геопотенциала на рис. 5.4.5д являются статистически значимыми на уровне 95%. Также статистически значимыми (хотя и в меньших по размеру областях) являются изменения геопотенциала для двух остальных представленных изменений КЛП (рис. 5.4.6).

Для переходов КЛП от 100% до 80% и от 40% до 1% (рис. 5.4.5а и 5.4.5б соответственно) с симметричными аномалиями ПТВ вокруг области нагрева пространственная структура изменений ПТВ также тесно связана с аномалиями атмосферной циркуляции. В отличие от рассмотренного выше перехода КЛП от 80% до 40%, который вызывает антициклоническую аномалию циркуляции над БКМ и в целом над всей центральной Арктикой, два других перехода — от 100% до 80% и от 40% до 1% — вызывают циклонические аномалии в полярных широтах (рис. 5.4.5г, ж, е, и). Уменьшение КЛП со 100% до 80% (рис. 5.4.5г, ж) приводит к образованию сильной циклонической аномалии к северо-западу от Баренцева моря, сопровождающейся антициклоническим вихрем в центральной северной Сибири. Несмотря на вдвое более сильное потепление над Баренцевым и Карским морями при переходе от 100% до 80% КЛП по сравнению с переходом от 40% до 1%, изменения атмосферной циркуляции более значительны во втором случае и характеризуются двумя циклоническими аномалиями вокруг южной оконечности Баренцева моря и вблизи Канадского Архипелага. Сильная антициклоническая аномалия, расположенная к югу от Берингова пролива, приносит более теплые океанические воздушные массы с северного Тихого океана на Дальний Восток. Все это приводит к общему потеплению, охватывающему практически всю Евразию. Также следует отметить, что изменения атмосферной циркуляции в случае перехода КЛП от 80% до 40% значительно более сильные, чем в двух других рассмотренных случаях (рис. 5.4.5г–е).

Хотя температурные изменения, представленные на рис. 5.4.5а–в, в общих чертах напоминают карту регрессии индекса Североатлантического колебания на зимние аномалии ПТВ [Hurrell, 1995], имеется ряд существенных отличий. Максимум потепления (рис. 5.4.5а, в) расположен в районе Баренцева моря, что нетипично для аномалий ПТВ, связанных с САК. Далее, аномальное похолодание над Евразией на рис. 5.4.5б контрастирует с сильным потеплением к северу от континента, в то время как низкий индекс САК,

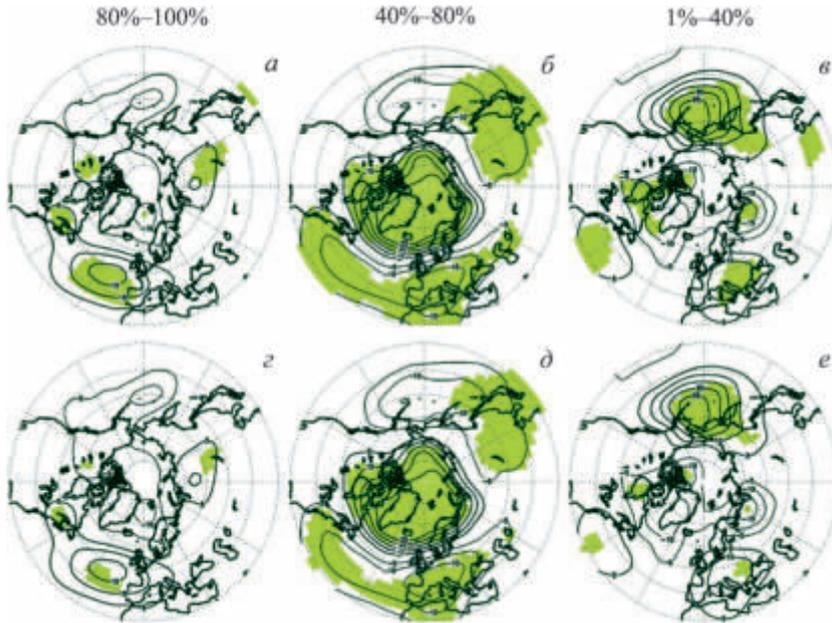


Рис. 5.4.6. Статистическая значимость (оцененная с помощью теста Стьюдента) изменений среднемесячных значений высоты геопотенциальной поверхности на уровне 850 гПа (представленных на рис. 5.4.5) для февраля. Области со значимыми на уровне 90% (а–в) и 95% (г–е) аномалиями отмечены зеленым цветом. Контуры обозначают изменения Z850 (см. также рис. 5.4.5ж–и)

обуславливающий негативные аномалии температуры над Евразией, сопровождается увеличением площади ледового покрова в Баренцевом море с соответствующим похолоданием в этом регионе [Hurrell, 1995; Dickson et al., 2000]. Картина аномалий высоты геопотенциала на рис. 5.4.5з также напоминает негативную фазу Арктического колебания (АК) или Северной годовой моды (Northern annular mode [Thompson and Wallace, 1998]), но ряд отличий позволяет сделать вывод о различной природе аномалий, связанных с АК и представленных на рис. 5.4.5з. Принципиально важен сдвиг центра действия (максимума изменения высоты геопотенциала), расположенного в Западной Арктике в случае АК, и находящегося в Восточной Арктике на рис. 5.4.5з, вместе с поворотом (против часовой стрелки) всей структуры аномалий, что приводит к более сильной восточной аномалии западного ветра над Евразией и,

соответственно, более сильному похолоданию. В отличие от Арктического колебания, физический механизм пространственной структуры на рис. 5.4.5з — это не модуляция полярного вихря в верхней тропосфере и стратосфере, как предложено в [Thompson and Wallace, 1998], а аномальный локальный нагрев на нижней границе тропосферы в регионе Баренцева и Карского морей.

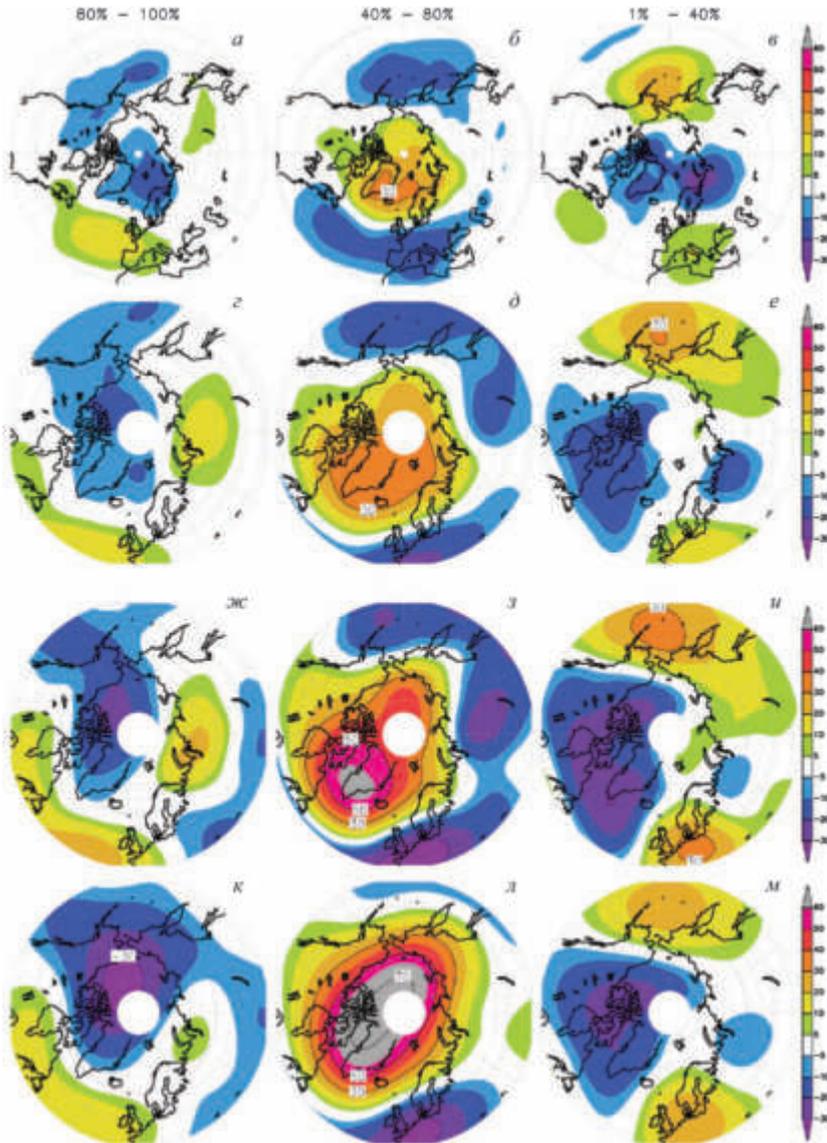


Рис. 5.4.7. Изменения высоты геопотенциала (гпм) на изобарических уровнях 1000 гПа (а–в), 700 гПа (г–е), 250 гПа (ж–и) и 100 гПа (к–м) при изменении КЛП (аналогично рис. 5.4.5) от 100% до 80%, от 80% до 40% и от 40% до 1% для февраля

Кроме этого, пространственная структура аномалий высоты геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере (рис. 5.4.7) принципиально отличается от аномалий, связанных с негативной фазой САК в случае уменьшения КЛП с 80% до 40% (рис. 5.4.7*д-з*) и от положительной фазы САК при уменьшении КЛП со 100% до 80% (рис. 5.4.7*а-е*) и с 40% до 1% (рис. 5.4.7*и-м*).

Рис. 5.4.7*е-н* иллюстрирует, в частности, отмеченный выше сдвиг (против часовой стрелки) аномальной «блокирующей» структуры вокруг полюса относительно характерной картины аномалий, связанных с отрицательной фазой САК. Положительная аномалия геопотенциала распространяется далее на юг с высотой. В обоих случаях уменьшения КЛП со 100% до 80% и с 40% до 1%, структура аномальной атмосферной циркуляции повернута вокруг полюса (в отличие от положительной фазы САК) против часовой стрелки в нижней и средней тропосфере (рис. 5.4.7*а, б* и *и, к*). В верхней тропосфере и нижней стратосфере пространственная структура аномалий геопотенциала при переходе от 40% к 1% КЛП по-прежнему схожа со сдвинутой против часовой стрелки картиной положительной фазы САК (рис. 5.4.7*л, м*). В то же время, в отличие от структуры положительной фазы САК, аномалии Z_{250} и Z_{100} при уменьшении КЛП со 100% до 80% практически противоположны соответствующим аномалиям в нижней и средней тропосфере над Евразией (рис. 5.4.7*в, г* и *а, б*). Следует отметить, что для экспериментов использовалась версия модели ЕСНАМ5 всего с пятью уровнями в стратосфере и последним уровнем 10 гПа. Такое вертикальное разрешение модели не позволяет адекватно моделировать взаимодействие тропосферы и стратосферы [Baldwin and Dunkerton, 2001], необходимое для моделирования распространения динамических аномалий из стратосферы в тропосферу.

Негативная температурная аномалия над Евразией на рис. 5.4.5*б* представляет собой среднеклиматический (осредненный за 100 лет модельного эксперимента) отклик и не может объяснить наблюдаемые экстремальные температурные аномалии, такие, как зимой 2005/2006 гг., будучи в 3–4 раза слабее. Однако, помимо среднего значения, может существенно измениться и функция распределения вероятностей ПТВ, что приводит к изменению вероятности экстремальных событий. Анализ изменений вероятности экстремально холодных среднемесячных температур для рассмотренных выше изменений КЛП показал, что эти изменения значительно более сильные, чем изменения средних значений. Изменения вероятности (в %) для февральской ПТВ должны быть ниже, чем полтора среднеквадратичных отклонения, представленных на рис. 5.4.5*к-м*. Важным результатом является значительный рост этой вероятности (более чем на 200%, или в 3 раза) в обширных областях Евразии, в частности в Европе, центральной Сибири и в Китае, над областью негативной аномалии средней ПТВ. Уровень в полтора среднеквадратичных отклонения для модельной ПТВ примерно равен -4°C для Европы и Китая и около -7°C для центральной Сибири. Эти значения хорошо согласуются с негативными аномалиями ПТВ в экстремальные зимы, проиллюстрированными в начале раздела, в частности зимой 2005/2006 гг.

Механизм формирования аномалий приземной циркуляции атмосферы над Баренцевым морем при изменении концентрации морского льда. Реакция атмосферной циркуляции на источник тепла на нижней границе атмо-

сферы определяется сложным взаимодействием между локальным (конвективным, бароклинным) и крупномасштабным (баротропным) откликом [Murray and Simmonds, 1995; Peng et al., 1997; Walter et al., 2001; Alexander et al., 2004]. Для представленных выше результатов численных экспериментов с МОЦА самой интересной особенностью является сильная нелинейность регионального отклика атмосферы на изменения КЛП. Как было показано, при уменьшении КЛП с 80% до 40% в модели образуется антициклоническая аномалия атмосферной циркуляции над центральной и восточной Арктикой (рис. 5.4.5д, з), в то время как уменьшение КЛП со 100% до 80% и с 40% до 1% приводит к циклоническим аномалиям циркуляции в полярных широтах (рис. 5.4.5г, ж и е, и).

Для описания приведенного выше нелинейного отклика циркуляции нижней тропосферы в регионе Баренцева и Карского морей на изменения концентрации морского льда в зимний период C_{ic} в секторе, показанном на рис. 1f в работе [Petoukhov and Semenov, 2010] была предложена упрощенная модель пограничного слоя тропосферы вблизи источника тепла. Для этого использовалась модель Тэйлора–Экмана (МТЭ) (см., например, [Hansen et al, 1983]). В этой модели вертикальная скорость w_h вблизи границы h_f бароклинного пограничного слоя атмосферы (БПС) с учетом термического ветра \mathbf{V}_T удовлетворяет следующему уравнению [Wiin-Nielsen, 1974]

$$w_h \approx h_f \sigma_{g0} \sin \alpha_0 \cos \alpha_0 - \frac{h_f^2 |\mathbf{V}_T|}{\sqrt{2}} \frac{\sigma_{g0}}{|\mathbf{V}_{g0}|} \sin(\alpha_T - \alpha_0) \cos\left(\frac{\pi}{4} + \alpha_0\right). \quad (5.4.1)$$

В уравнении (5.4.1) $|\mathbf{V}_{g0}|$ является абсолютным значением геострофического ветра у поверхности \mathbf{V}_{g0} , σ_{g0} — геострофическая завихренность у поверхности, $|\mathbf{V}_T|$ — абсолютное значение термического ветра \mathbf{V}_T , α_0 — угол между направлениями геострофической скорости \mathbf{V}_{g0} и действительной скорости ветра \mathbf{V}_0 у поверхности, отсчитываемый от \mathbf{V}_{g0} (cross-isobar angle). α_T обозначает угол между \mathbf{V}_T и \mathbf{V}_{g0} , отсчитываемый от \mathbf{V}_{g0} , термический ветер \mathbf{V}_T считается постоянным по высоте в пределах БПС. Отметим, что первое слагаемое в правой части (5.4.1) представляет собой выражение для вертикальной скорости на высоте баротропного БПС [Charney and Eliassen, 1949].

С другой стороны, выражение для вертикальной скорости w_h можно получить также и из термодинамического уравнения сохранения энергии:

$$w_h \approx \frac{1}{\rho_h^* \theta_h} \left[-\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{h_f} \rho^* \theta dz - \int_0^{h_f} \nabla \rho^* \theta \mathbf{V} dz + \frac{F_{hs}}{c_p} \right], \quad (5.4.2)$$

где ρ^* и θ — плотность воздуха и потенциальная температура в пределах БПС соответственно, а ρ_h^* и θ_h обозначают плотность и температуру вблизи верхней границы БПС h_f , \mathbf{V} — вектор горизонтального ветра в БПС, F_{hs} — вертикальный поток турбулентного явного тепла на поверхности, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, а ∇ — горизонтальный оператор градиента. Заметим, что во всех представленных в данной главе экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5, $F_{hs} \geq 0$ над регионом Баренцева и Карского морей. Стан-

дартно предполагается нулевая вертикальная скорость на поверхности, а также предполагается, что диабатический радиационный нагрев, нагрев из-за конденсации и горизонтальные мезомасштабные турбулентные потоки тепла в БПС пренебрежимо малы в сравнении с F_{hs} , а вертикальный поток турбулентного тепла на высоте $z = h_f$ пренебрежимо мал в сравнении с крупномасштабным вертикальным потоком тепла $c_p \rho_h^* \theta_h w_h$. Поскольку рассматриваются стационарные решения, соответствующие среднеклиматическим результатам, анализировавшимся в предыдущем разделе, то нестационарным слагаемым в правой части можно пренебречь.

Таким образом, приравнивая правые части (5.4.1) и (5.4.2), имеем

$$\frac{F_{hs}}{c_p} - \int_0^{h_f} \nabla \rho^* \theta \mathbf{V} dz \approx \rho_h^* \theta_h \left[h_f \sigma_{g0} \sin \alpha_0 \cos \alpha_0 - \frac{h_f^2 |\mathbf{V}_T|}{\sqrt{2}} \frac{\sigma_{g0}}{|\mathbf{V}_{g0}|} \sin(\alpha_T - \alpha_0) \cos\left(\frac{\pi}{4} + \alpha_0\right) \right].$$

Для упрощения полученного уравнения можно использовать ряд обоснованных допущений. Можно предположить горизонтальную радиальную симметрию рассматриваемой системы. Для описания структуры аномалий p_0 и T_0 можно использовать простую, но достаточно реалистичную параболическую аппроксимацию. В результате (см. подробные выкладки в [Petoukhov and

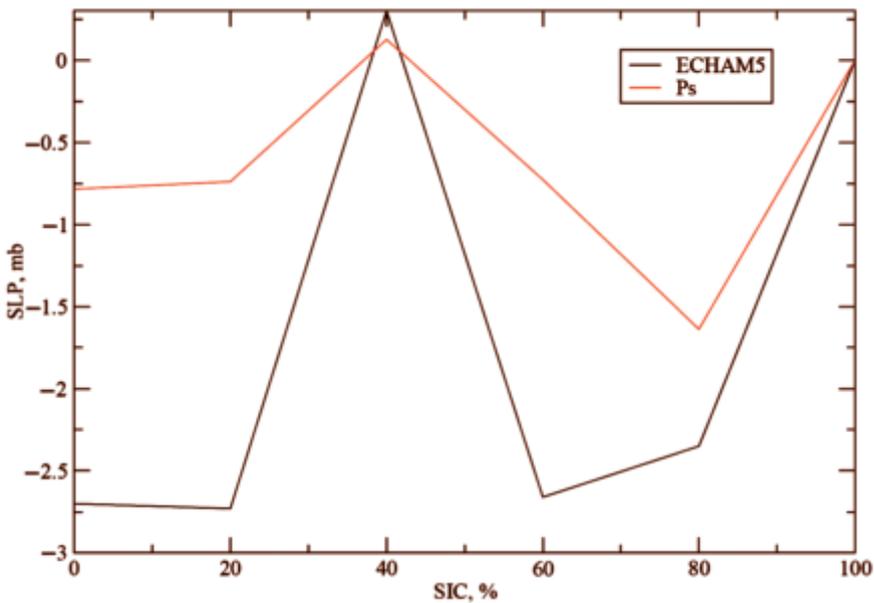


Рис. 5.4.8. Аномалии приповерхностного давления воздуха (в гПа, относительно состояния с 100% покрытием льда) над Баренцевым и Карским морями, рассчитанные в концептуальной аналитической модели (красная кривая) и полученные в экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5 (черная кривая) при различных концентрациях ледового покрова (SIC, %)

Семенов, 2010]) можно получить следующее выражение для аномалии приземного давления над источником тепла в регионе Баренцева и Карского морей

$$p_s \approx \frac{f_0}{2h_f} \frac{\langle E_{hs} \rangle r_0^2 \rho^*}{c_p \rho_h^* \theta_h \sin 2\alpha_0} - \frac{\rho^* h_f g}{2 T^*} |T_s| (1 - \operatorname{tg} \alpha_0). \quad (5.4.3)$$

При использовании характерных параметров, рассчитанных по модельным данным для потоков тепла, температуры и реального и геострофического ветра у поверхности, по данной формуле была построена зависимость p_s от концентрации морского льда. Полученные значения можно сравнить с результатами МОЦА ЕСНАМ5 для аномалии давления над Баренцевым и Карским морями (рис. 5.4.8). Принимая во внимание весьма концептуальный и упрощенный характер описанной выше модели, можно отметить очень хорошее соответствие (не только качественное, но и количественное) полученных результатов.

Таким образом, обнаруженная в модельных экспериментах нелинейность отклика атмосферы к изменению концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях может быть связана с нелинейной зависимостью аномалии давления, представленной как сумма «конвективного» (первого) слагаемого и «бароклинного» (второго) слагаемого в уравнениях (5.4.3).

Выводы. Важным результатом анализа проведенных численных экспериментов является существенная роль распространения (концентрации) морского льда в Баренцевом и Карском морях, который является критическим параметром климатической системы, определяющим нелинейные и быстрые переходы между различными режимами атмосферной циркуляции в субполярных и полярных регионах Северного полушария. Зонально-симметричная крупномасштабная восточная аномалия зонального ветра в средних широтах, сопровождающаяся антициклонической аномалией полярного вихря, является результатом уменьшения концентрации морского льда в Баренцевом и Карском морях с 80% до 40% (рис. 5.4.5б, д, з). В случаях же уменьшения КЛП с 100% до 80% и с 40% до 1% реакцией атмосферной циркуляции является меридиональная структура с циклонической циркуляцией над источником тепла и антициклоническими аномальными вихрями в средних широтах.

Изменения атмосферной циркуляции, вызванные локальным источником тепла на нижней границе атмосферы, определяются сложным нелинейным взаимодействием между бароклинным и эквивалентно-баротропным механизмами [Murray and Simmonds, 1995; Peng et al., 1997; Walter et al., 2001, Alexander et al., 2004]. Более конкретно, обнаруженная в данной главе нелинейная зависимость ПТВ (и характеристик атмосферной циркуляции) от концентрации морского льда может объясняться взаимодействием двух основных механизмов, приводящих к противоположным тенденциям. Это конвекция над источником тепла, приводящая к образованию циклонической аномалии циркуляции в регионе Баренцева и Карского морей (баротропный отклик), и изменения горизонтальных градиентов температуры вокруг источника тепла, приводящие (благодаря изменению термического ветра) к антициклонической аномалии циркуляции (бароклинный отклик). Второй механизм предположительно преобладает в случае с уменьшением КЛП с 80% до 40% (рис. 5.4.3) Удаленные от источника тепла статистически значимые аномалии атмосферной циркуляции (например, над северным Тихим океаном, рис. 5.4.5) также

могут быть вызваны распространением квазибаротропных волн Россби: источник тепла находится вблизи полярного струйного течения.

Предложенный выше механизм не является определяющим фактором в формировании температурной изменчивости в северных высоких широтах, которая в первую очередь связана с Североатлантическим колебанием [Hurrell, 1995; Magnusdottir et al., 2004; Deser et al., 2004], а также явлением Эль Ниньо/Южное колебание [Fraedrich and Müller, 1992; Merkel and Latif, 2002; Brönnimann et al., 2004] и крупномасштабными изменениями температуры поверхности океана в Северной Атлантике [Sutton and Hodson, 2007]. Вариации ледового покрова в атлантическом секторе Арктики также связаны с САК [Dickson et al., 2000; Deser et al., 2000]. Тем не менее, значительные изменения КЛП могут происходить независимо от изменений САК [Deser and Teng, 2007]. Таким образом, предложенный в данной главе механизм может вносить существенный вклад в формирование аномалий ПТВ и доминировать в годы со слабыми аномалиями индексов САК и Эль Ниньо/Южного

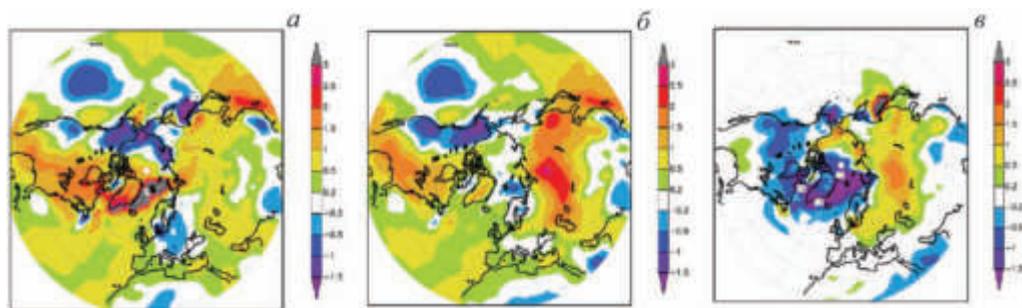


Рис. 5.4.9. Разность зимней ПТВ (в °С) между экспериментами с МОЦА ЕСНАМ5 (продолжительностью 100 лет): а — с ТПО и КЛП для периода 1998–2006 гг. и с ТПО и КЛП для периода 1968–1976 гг.; б — с ТПО для периода 1998–2006 гг. и с ТПО для периода 1968–1976 гг. (КЛП заданы для периода 1968–1976 гг. в обоих экспериментах); в — с КЛП для периода 1968–1976 гг. и с КЛП для периода 1998–2006 гг. (ТПО заданы для периода 1968–1976 гг. в обоих экспериментах)

колебания. Смоделированное похолодание над континентами при уменьшении площади льда предполагает также существование сильной отрицательной обратной связи между САК и изменениями ледового покрова, что было также отмечено в других работах (например, [Alexander et al., 2004; Deser et al., 2004]).

Важным выводом является возможность похолодания (а не *a priori* ожидаемого потепления) над прилегающими к Арктике континентами в ответ на резкое потепление в самой Арктике вследствие уменьшения ледового покрова в Баренцевом и Карском морях. Для формирования такого отклика атмосферы требуется изменение КЛП в определенном диапазоне (в представленном случае — от 80% до 40% КЛП). Изменения подобного масштаба ожидаются при экстраполяции климатических трендов площади Арктического ледового покрова при продолжающемся глобальном потеплении из-за увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере. Это дает основание предположить,

что вероятность холодных зим может увеличиться в будущем, несмотря на глобальное потепление и потепление в Арктике.

Полученные результаты позволяют предположить, что происходящее потепление и уменьшение площади ледового покрова в Арктике приводит к замедлению средних темпов потепления над Евразией, вызванных другими причинами (антропогенным воздействием, положительными аномалиями ТПО в Северной Атлантике). Действительно, эксперименты с МОЦА ЕСНАМ5 с использованием ТПО и КЛП по данным наблюдений для периодов 1968–1976 гг. и 1998–2006 гг. (приходящиеся на минимум и максимум долгопериодного климатического колебания в Северной Атлантике) показали, что при изменении глобального поля ТПО за последние 30 лет температура воздуха над Евразией в зимний период выросла бы на 0,5–1,5 °C больше, если бы площадь ледового покрова в Арктике оставалась неизменной (рис. 5.4.9).

Обнаруженная нелинейность зависимости аномалий циркуляции и температуры от КЛП предполагает, что такая отрицательная обратная связь между глобальным потеплением и температурными изменениями над Евразией может смениться положительной обратной связью с усилением потепления, когда Баренцево и Карское моря почти полностью освободятся ото льда в зимний период.

Список использованной литературы

1. *Alexander M. A. et al.* The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter // *Journal of climate*. 2004. V. 17. № 5. P. 890–905.
2. *Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M.* The early twentieth-century warming in the Arctic—a possible mechanism // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.
3. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science*. 2001. V. 294. № 5542. P. 581–584.
4. *Brönnimann S. et al.* Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–42 related to El Niño // *Nature*. 2004. V. 431. № 7011. P. 971–974.
5. *Charney J. G., Eliassen A.* A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies // *Tellus*. 1949. V. 1. № 2. P. 38–54.
6. *Cohen J., Barlow M., Kushner P. J., and Saito K.* Stratosphere–troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability // *Journal of Climate*. 2007. V. 20. № 21. P. 5335–5343.
7. *Croci-Maspoli M., Davies H. C.* Key dynamical features of the 2005/06 European winter // *Monthly Weather Review*. 2009. V. 137. № 2. P. 664–678.
8. *Deser C., Walsh J. E., Timlin M. S.* Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 3. P. 617–633.
9. *Deser C., Magnusdottir G., Saravanan R., and Phillips A.* The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 5. P. 877–889.
10. *Deser C., Teng H.* Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 2. DOI: 10.1029/2007GL032023.
11. *Diaz H. F., Markgraf V. (ed.)*. El Niño and the Southern Oscillation: multiscale variability and global and regional impacts. // Cambridge University Press, 2000.
12. *Dickson R. R. et al.* The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 15. P. 2671–2696.
13. *Fraedrich K., Müller K.* Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes // *International Journal of Climatology*. 1992. V. 12. № 1. P. 25–31.

14. *Hansen J. et al.* Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II // *Monthly Weather Review*. 1983. V. 111. № 4. P. 609–662.
15. *Herman G.F., Johnson W.T.* The sensitivity of the general circulation to Arctic sea ice boundaries: A numerical experiment // *Monthly Weather Review*. 1978. V. 106. № 12. P. 1649–1664.
16. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea-ice minima on wintertime Eurasian coldness // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. P. L08707. DOI: 10.1029/2008GL037079.
17. *Hurrell J.W. et al.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // *Science-AAAS-Weekly Paper Edition*. 1995. V. 269. № 5224. P. 676–678.
18. *Hurrell J.W. et al.* A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model // *Journal of Climate*. 2008. V. 21. № 19. P. 5145–5153.
19. *Solomon S. et al.* Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 2007. // Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K. 2007.
20. *Kalnay E. et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bulletin of the American meteorological Society*. 1996. V. 77. № 3. P. 437–471.
21. *Magnusdottir G., Deser C., Saravanan R.* The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 5. P. 857–876.
22. *Merkel U., Latif M.* A high resolution AGCM study of the El Nino impact on the North Atlantic/European sector // *Geophysical Research Letters*. 2002. V. 29. № 9. DOI: 10.1029/2001GL013726.
23. *Murray R.J., Simmonds I.* Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. V. 100. № C3. P. 4791–4806.
24. *Parkinson C.L. et al.* Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. V. 104. № C9. P. 20837–20856.
25. *Peng S., Robinson W.A., Hoerling M.P.* The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states // *Journal of Climate*. 1997. V. 10. № 5. P. 971–987.
26. *Philipona R., Durr B., Ohmura A., and Ruckstuhl C.* Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. № 19. DOI: 10.1029/2005GL023624.
27. *Polyakov I.V. et al.* Observationally based assessment of polar amplification of global warming // *Geophysical research letters*. 2002. V. 29. № 18. DOI: 10.1029/2001GL011111.
28. *Roeckner E. et al.* The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. Rep. 349, Max Planck Inst. for Meteorol., Hamburg, Germany. 2003.
29. *Scaife A.A., Knight J.R.* Ensemble simulations of the cold European winter of 2005?2006 // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2008. V. 134. № 636. P. 1647–1659. DOI: 10.1002/qj.312.
30. *Seierstad I.A., Bader J.* Impact of a projected future Arctic sea ice reduction on extratropical storminess and the NAO // *Climate dynamics*. 2009. V. 33. № 7–8. P. 937. DOI: 10.1007/s00382-008-0463-x.
31. *Serreze M.C., Francis J.A.* The Arctic amplification debate // *Climatic change*. 2006. V. 76. № 3–4. P. 241–264. DOI: 10.1007/s10584-005-9017.
32. *Semenov V.A., Bengtsson L.* Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geoph. Res. Lett.* 2003. V. 30. L1781. DOI: 10.1029/2003GL017112.
33. *Singarayer J.S., Bamber J.L., Valdes P.J.* Twenty-first-century climate impacts from a declining Arctic sea ice cover // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. № 7. P. 1109–1125.
34. *Sorteberg A., Kvingedal B.* Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // *Journal of Climate*. 2006. V. 19. № 19. P. 4772–4784.
35. *Stroeve J. et al.* Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophysical research letters*. 2007. V. 34. № 9. DOI: 10.1029/2007GL029703.
36. *Sutton R.T., Hodson D.L.R.* Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean // *Journal of Climate*. 2007. V. 20. № 5. P. 891–907.

37. *Takaya K., Nakamura H.* Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high // *Journal of the atmospheric sciences*. 2005. V. 62. № 12. P. 4423–4440.

38. *Takaya K., Nakamura H.* Precursory changes in planetary wave activity for midwinter surface pressure anomalies over the Arctic // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. 2008. V. 86. № 3. P. 415–427.

39. *Thompson D.W.J., Wallace J.M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical research letters*. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300.

40. *Walter K., Luksch U., Fraedrich K.* A response climatology of idealized midlatitude thermal forcing experiments with and without a storm track // *Journal of climate*. 2001. V. 14. № 4. P. 467–484.

41. *Walsh J.E., Johnson C.M.* An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journal of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. № 3. P. 580–591.

42. *Wiin-Nielsen A.* Vorticity, divergence, and vertical velocity in a baroclinic boundary layer with a linear variation of the geostrophic wind // *Boundary-Layer Meteorology*. 1974. V. 6. № 3. P. 459–476.

43. *Семенов В. А.* Структура изменчивости температуры в высоких широтах Северного полушария // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2007. Т. 43. № 6. С. 744–753.

Часть III

ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ

ПРОЕКЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ПО МОДЕЛЬНЫМ РАСЧЕТАМ

6.1. Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата

А. В. Елисеев, В. А. Семенов

Модельные оценки будущих (в том числе антропогенных) изменений климата характеризуются значительной неопределенностью, связанной как с неопределенностью возможных сценариев изменения внешнего (антропогенного и естественного) воздействия на систему, так и с внутренней, природной изменчивостью климатической системы на различных временных масштабах. Еще один источник неопределенности связан с формулировкой самих моделей (их структурой, используемыми численными методами, значениями параметров) [Hawkins, Sutton, 2009]. Для уменьшения неопределенности последнего типа будущих сценариев изменений климата применяется ансамблевый подход с использованием результатов различных моделей [Greene et al., 2006; Kattsov et al., 2007; Reichler, Kim, 2008; Arzhanov et al., 2011]. Часто в качестве таких ансамблей используют результаты существующих расчетов с климатическими моделями в рамках проекта сравнения моделей CMIP (Coupled Models Intercomparison Project) [Taylor et al., 2012]. При этом используются различные способы построения ансамблевых средних и неопределенности получаемых оценок.

Для любой переменной Y ансамблевые среднее $E(Y|D)$ и межмодельное (внутриансамблевое) стандартное отклонение $(Y|D)$, обусловленные (в общем случае) массивом эталонных данных D , вычисляются с использованием [Hoeting et al., 1999]

$$E(Y|D) = \sum Y^{(k)} w^{(k)}; \quad (6.1.1)$$

$$\sigma(Y|D) = \sqrt{\sum [(\sigma^{(k)})^2 + (Y^{(k)})^2] w^{(k)} - E(Y|D)^2}. \quad (6.1.2)$$

Здесь $Y^{(k)}$ — значения переменной Y для модели с номером k , $y^{(k)}$ — временное стандартное отклонение этой переменной для этой модели, N_m — число моделей в ансамбле. Суммирование в (6.1.1) и (6.1.2) (а также далее в тексте раздела) проводится по индексу k , значения которого изменяются в интервале от 1 до N_m , где N_m — число моделей в ансамбле. Различие между вариантами ансамблевого осреднения определяется весовыми множителями $w^{(k)}$. В простейшем и наиболее часто используемом случае, когда всем моделям

придаются одинаковые веса, $w^{(k)} \equiv w_0 = 1/N_m$. Однако возможен и другой подход, при котором значения этих весовых множителей выбираются, исходя из качества воспроизведения моделями тех или иных климатических характеристик. В этом случае $w^{(k)}$ ($k = 1, \dots, N_m$) могут быть вычислены как функции правдоподобия данной модели по сравнению с эталонным массивом данных D [Leroy, 1998; Hoeting et al., 1999]. Такое осреднение называется байесовым [Hoeting et al., 1999]. Оно позволяет существенно уменьшить влияние нереалистичных членов ансамбля на построенные характеристики. При байесовом осреднении необходима экспертная оценка априорных распределений вероятности для климатических переменных. Байесовое осреднение в последние годы широко используется в науке о климате, например, [Tebaldi et al., 2004, 2005; Greene et al., 2006; Min, Hense, 2006; Елисеев, 2008, 2011; Arzhanov et al., 2011; McKittrick, Tole, 2012; Eliseev et al., 2013, 2014; Елисеев, Семенов, 2016]. Наряду с этим используется также и альтернативный алгоритм осреднения, в котором сначала из ансамбля исключаются модели, недостаточно хорошо воспроизводящие характеристики климата, с последующим осреднением оставшихся N'_m моделей с равными между собой весами (например, [Kattsov et al., 2007; Khon et al., 2010]). В рамках байесового осреднения такой подход (в дальнейшем называемый «модифицированной схемой») может быть формализован следующим образом. Для ансамбля строится набор байесовых весов $w^{(k)'} (k = 1, \dots, N_m)$, которые равны $1/N'_m$, если $w^{(k)} \geq \lambda w_0$ при некотором заданном λ ; в противоположном случае $w^{(k)'} = 0$. В данной работе выбрано $\lambda = 1/3$.

Байесовые веса $w^{(k)}$ рассчитывались согласно [Kass, Raftery, 1995; Leroy, 1998; Hoeting et al., 1999]:

$$w^{(k)} = \frac{P(D|M^{(k)}) P(M^{(k)})}{\sum P(D|M^{(l)}) P(M^{(l)})} \quad (6.1.3)$$

с неинформативными (однородными) априорными вероятностями для каждой модели $P(M^{(k)})$ и априорными функциями распределения вероятности $P(D|M^{(k)})$.

Наиболее обоснованным типом априорных функций распределения вероятности (АФРВ) при байесовом осреднении также являются однородные функции распределения вероятности [Kass, Raftery, 1995; Hoeting et al., 1999]. Однако значительные ошибки воспроизведения ряда переменных современными климатическими моделями приводят к тому, что с практической точки зрения удобнее выбирать нормальную АФРВ. Это позволяет: 1) придать больший вес расчетам, характеризующимся значениями переменных, расположенных вблизи наиболее вероятного значения, оцененного по эталонным данным, и 2) не приводит к разрывности значения байесового веса у границ интервалов неопределенности эталонных оценок. Критерии 1 и 2 были также использованы в [Cadule et al., 2010] при выборе весовых множителей для расчетов с климатическими моделями.

В качестве эталонных данных D использовались данные для приземной температуры T HadCRUT4 [Morice et al. 2012] для 1901–2014 гг. и данные для площади S морского льда HadISST v1.1 [Rayner et al., 2003] для 1960–2014 гг.

В качестве характеристик качества воспроизведения моделями состояния климата и его изменений за последние десятилетия были использованы: 1) средняя за 1971–2000 гг. площадь морского льда в СП для марта и сентября $S_{m,j}$ ($j = 3, 9$ для этих месяцев года соответственно); 2) коэффициент тренда $K_{S,j}$ площади морского льда в СП в те же календарные месяцы; 3) средняя за 1971–2000 гг. приземная температура области севернее 60° с. ш. $T_{m,i}$ для зимы (январь–март, $i = \text{JFM}$) и лета (июль–сентябрь, $i = \text{JAS}$); 4) коэффициент тренда $K_{T,i}$, приземной температуры этой области для 1971–2014 гг. в те же сезоны; 5) коэффициент полярного усиления K_{PA} , определенного как коэффициента регрессии среднегодовой приземной температуры области севернее 60° с. ш. на среднегодовую температуру всего Северного полушария для 1971–2014 гг. Если вес для каждой такой характеристики обозначить как w_Y ($Y = S_{m,j}, K_{S,j}, T_{m,i}, K_{T,i}, K_{PA}$; здесь и ниже по тексту раздела для простоты у веса опущен индекс, указывающий на модель), то использованные в данной работе байесовые веса можно записать следующим образом:

1) вес, характеризующий качество воспроизведения характеристик морского льда моделями:

$$w_S \sim w_{S_{m,3}} w_{S_{m,9}} w_{K_{S,3}} w_{K_{S,9}}, \quad (6.1.4)$$

2) в связи с тем, что модели характеризуются большими ошибками в воспроизведении $S_{m,3}$ (см. ниже), был также использован вес

$$w_{S,2} \sim w_{S_{m,9}} w_{K_{S,3}} w_{K_{S,9}}, \quad (6.1.5)$$

3) вес, характеризующий качество воспроизведения приземной температуры Арктики:

$$w_{T,A} \sim w_{T_{m,\text{JFM}}} w_{T_{m,\text{JAS}}} w_{K_{T,\text{JFM}}} w_{K_{T,\text{JAS}}}, \quad (6.1.6)$$

4) вес, характеризующий качество воспроизведения приземной температуры Арктики и ее связи со среднегодовой среднеполушарной приповерхностной температурой:

$$w_T \sim w_{T,A} w_{K_{PA}}. \quad (6.1.7)$$

Весовые множители (6.1.4)–(6.1.7) нормируются с использованием условия $\sum Y^{(k)} w^{(k)} = 1$. Результаты, полученные при использовании весов $w_{T,A}$ и w_T , оказались очень близки между собой, в связи с чем в работе представлены лишь результаты для веса w_T .

Указанный алгоритм был использован для анализа результатов расчетов с ансамблем моделей CMIP5 (CMIP, phase 5 [Taylor et al., 2012]) при умеренном сценарии внешнего воздействия на систему RCP (Representative Concentration Pathways) 4.5. Из ансамбля были выбраны 30 моделей, для которых доступны однородные данные как для площади морского льда, так и для приземной температуры.

Для этого ансамбля получено, что выбор переменной, определяющей качество воспроизведения характеристик климата моделями, определяет и набор моделей, дающих значительный вклад в ансамблевую статистику (6.1.1), (6.1.2). Так, $N'_m = 7$ для w_S , $N'_m = 15$ для $w_{S,2}$ и $N'_m = 6$ для w_T (рис. 6.1.1). Эти веса оказываются взаимно практически некоррелированными. Таким образом, при выборе для качества моделей либо температурного, либо ледового

критерия, группа моделей, дающая значимый вклад в ансамблевую статистику, оказывается разной.

Последнее приводит к тому, что средние по ансамблю климатические характеристики способны заметно различаться между различными типами осреднения (рис. 6.1.2). При использовании осреднения с весом w_0 среднее по ансамблю статистически значимо недооценивает температуру области севернее 60° с. ш. (в среднем за год она завышается на $0,6^\circ\text{C}$ при межгодовом стандартном отклонении по данным наблюдений $0,2^\circ\text{C}$) и переоценивает площадь морского льда в марте (на $1,2$ млн km^2 при межгодовом стандартном отклонении этой площади по данным HadISST, равной $0,3$ млн km^2). Средняя по ансамблю площадь морского льда в сентябре при этом хорошо согласуется с данными наблюдений.

При обычной (немодифицированной) схеме осреднения наиболее заметно от остальных отличается ансамблевое среднее с весом w_S . Оно характеризуется наилучшим согласием с данными наблюдений для средней многолетней площади морского льда в СП и его временного тренда в последние десятилетия (по построению), но также и общим завышением приземной температуры северных полярных и субполярных широт (это справедливо для всех сезонов года), наиболее быстрым уменьшением площади морского льда СП в сентябре и марте, а также наибольшим увеличением температуры полярной области (рис. 6.1.3). Для этого осреднения примерно с 2040-х гг. Арктика переходит в режим с практически сезонным ледовым покровом даже при использованном в данном разделе умеренном сценарии антропогенного воздействия: в это десятилетие средняя по ансамблю площадь морского льда СП в сентябре равна $0,7 \pm 0,1$ млн km^2 , а к 2090–2099 гг. — $0,3 \pm 0,1$ млн km^2 (указаны $E(S_{m,9}|D)$ и $\sigma(S_{m,9}|D)$).

При использовании веса $w_{S,2}$ потепление Арктики и уменьшение ее ледовитости в XXI веке ослабевают во все сезоны, но при этом в марте модели завышают площадь морского льда СП в среднем по ансамблю для 1971–2000 гг. на $0,6$ млн km^2 при межгодовом стандартном отклонении этой площади по данным HadISST, равной $0,3$ млн km^2 . Средняя по области севернее 60° с. ш. температура также статистически значимо завышается: в среднем по ансамблю в тот же временной период ошибка ее воспроизведения равна $0,6^\circ\text{C}$.

При использовании веса w современная температура полярной зоны СП в среднем по ансамблю воспроизводится хорошо. При этом, однако, отмечается соответствующее занижение площади морского льда в сентябре (на $0,9$ млн km^2) и завышение — в марте (на $0,7$ млн km^2), см. рис. 6.1.3. Изменение температуры и ледовитости Арктики в XXI веке при этом лишь статистически незначимо отличается от соответствующих изменений, полученных при использовании весов $w_{S,2}$.

Использование модифицированной схемы байесового осреднения уменьшает различия результатов относительно выбора взвешивания (рис. 6.1.2, 6.1.3). В частности, при этом исчезает переход к режиму сезонного ледового покрова Арктики в середине XXI столетия. Однако некоторые различия остаются.

Например, при весе w отмечается занижение моделями площади морского льда в Арктике с абсолютной величиной, сравнимой с полученной при стандартной (немодифицированной) схеме осреднения.

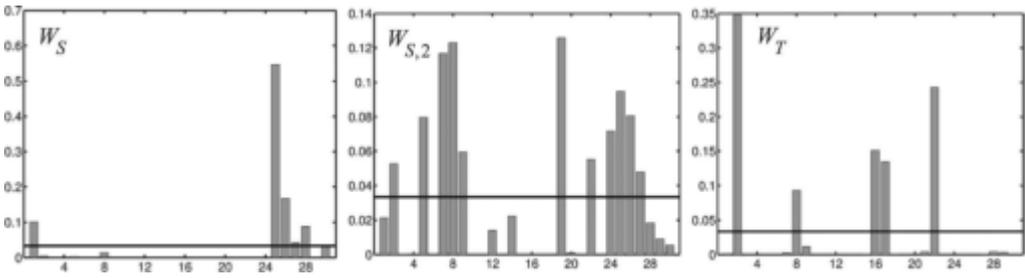


Рис. 6.1.1. Байесовые весовые множители для стандартной схемы осреднения. По оси абсцисс указан номер климатической модели. Горизонтальной линией показано значение $w_0 = 1/N_m$

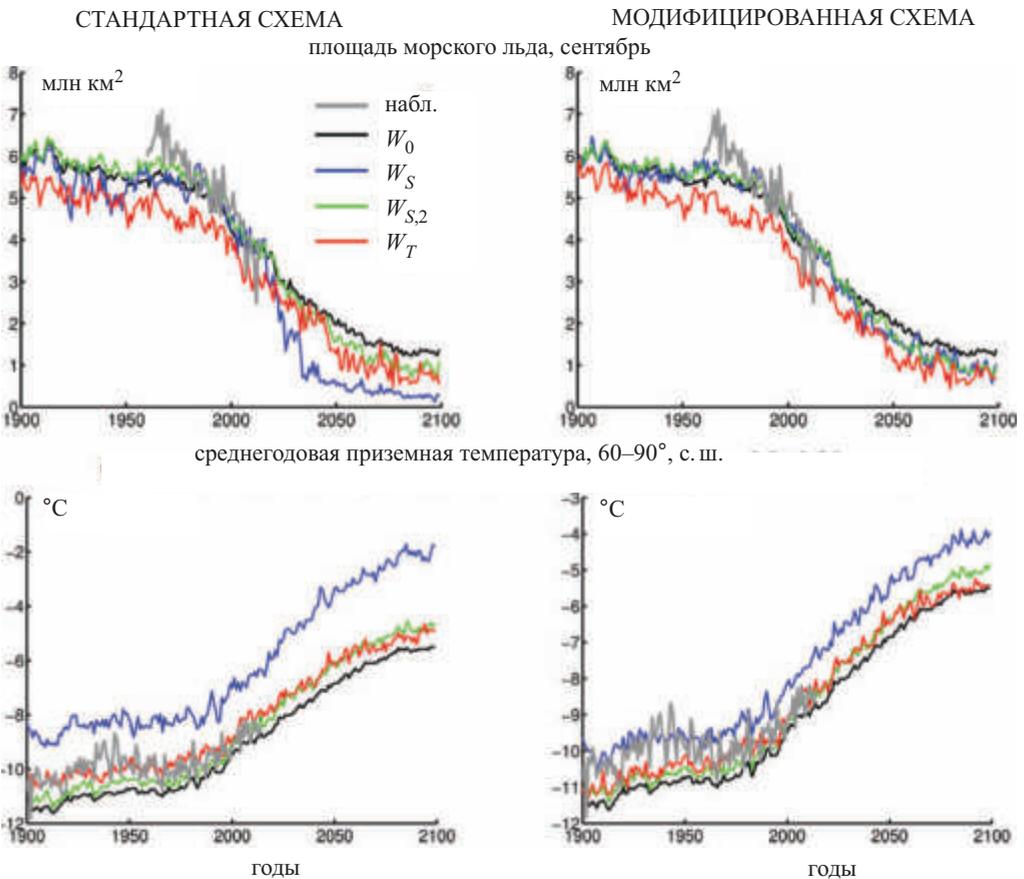


Рис. 6.1.2. Средние по ансамблю характеристики изменения климата Арктики. В качестве данных наблюдений взяты массивы HadISST v1.1 для площади морского льда и HadCRUT4 для приземной температуры

Обобщая результаты при разных типах взвешивания моделей, можно утверждать, что при умеренном сценарии атмосферного воздействия ожидаемое среднегодовое приземное потепление региона севернее 60° с.ш. к 2040–2049 гг. относительно 1981–2000 гг. (к 2090–2099 гг. относительно 2040–2049 гг.) в среднем по ансамблю составит от $2,9^\circ\text{C}$ до $4,0^\circ\text{C}$ (от $1,3^\circ\text{C}$ до $1,7^\circ\text{C}$), см. рис. 6.1.3. Максимальное увеличение температуры при этом проис-

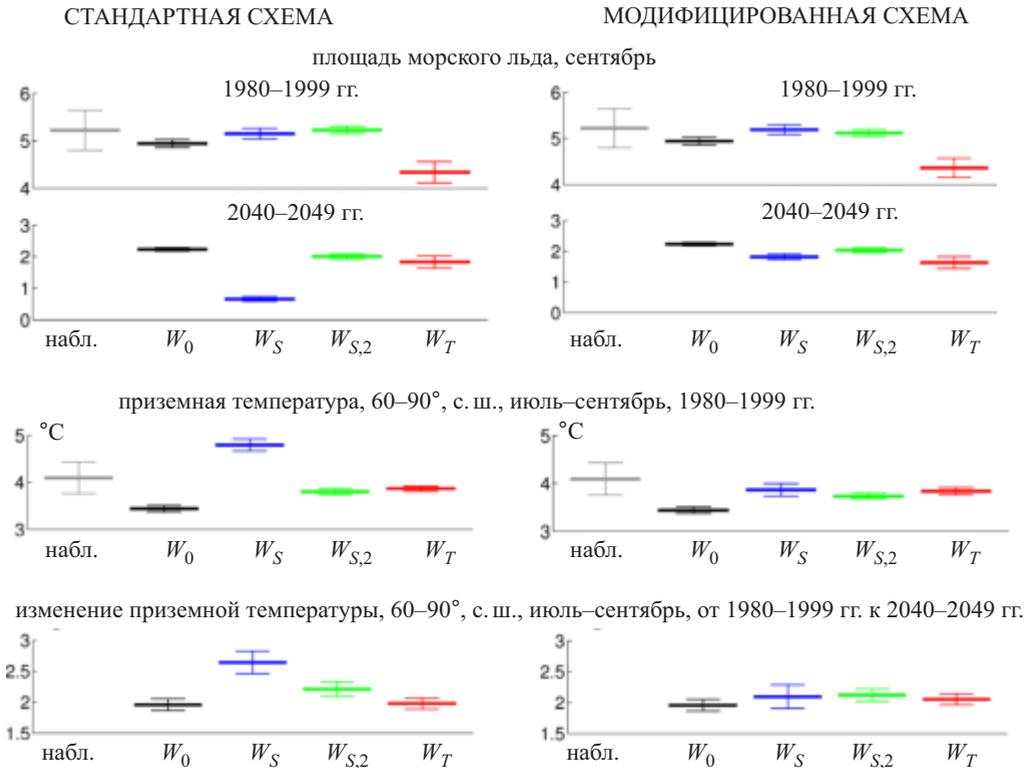


Рис. 6.1.3. Десяти- и двадцатилетние средние характеристики изменения климата Арктики. Показаны ансамблевые средние (горизонтальные линии) и межмодельные СКО («усики»). В качестве данных наблюдений взяты массивы HadISST v1.1 для площади морского льда и HadCRUT4 для приземной температуры

ходит зимой, соответственно от $3,4^\circ\text{C}$ до $4,6^\circ\text{C}$ (от $1,9^\circ\text{C}$ до $2,2^\circ\text{C}$). Площадь морского льда СП в сентябре в среднем по ансамблю при этом соответственно уменьшится до $0,7$ – $2,2$ млн km^2 ($0,3$ – $1,3$ млн km^2), а в марте — до $11,4$ – $13,2$ млн km^2 ($10,2$ – $12,2$ млн km^2). При каждом типе взвешивания неопределенность оценки (учетверенное межмодельное стандартное отклонение) изменения температуры во все сезоны составляет от $0,6^\circ\text{C}$ до $0,8^\circ\text{C}$, а площади морского льда СП не превышает $0,2$ млн km^2 .

Таким образом, количественные результаты ансамблевых оценок изменения климата полярных и субполярных широт СП существенно зависят от способа построения такой статистики. В целом для современного периода модели

CMIP5 недооценивают температуру этого региона и переоценивают площадь морского льда в марте; площадь морского льда в сентябре при этом воспроизводится хорошо. Модели, наилучшим образом воспроизводящие современные характеристики льда (многолетние средние и тренды для последних десятилетий), однако, характеризуются общим завышением современной температуры, а также наиболее быстрым потеплением Арктики и уменьшением ее ледовитости в XXI веке. Для этих моделей с 2040-х гг. Арктика переходит в режим с практически сезонным ледовым покровом даже при умеренном сценарии антропогенного воздействия на климатическую систему.

Список использованной литературы

1. *Елисеев А. В.* Оценка неопределенности будущих изменений концентрации углекислого газа в атмосфере и радиационного форсинга CO₂ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 3. С. 301–310.
2. *Елисеев А. В.* Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.
3. *Елисеев А. В., Семенов В. А.* Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // Доклады Академии наук. — М.: Наука, 2016. Т. 471. № 2. С. 214–218.
4. *Arzhanov M. M., Eliseev A. V., Mokhov I. I.* A global climate model based, Bayesian climate projection for northern extra-tropical land areas // Global and Planetary Change. 2012. V. 86–87. P. 57–65.
5. *Cadule P. et al.* Benchmarking coupled climate-carbon models against long-term atmospheric CO₂ measurements // Global Biogeochemical Cycles. 2010. V. 24. № 2.
6. *Eliseev A. V., et al.* Scheme for calculation of multi-layer cloudiness and precipitation for climate models of intermediate complexity // Geoscientific Model Development. 2013. V. 6. № 5. P. 1745–1765.
7. *Eliseev A. V., Mokhov I. I., Chernokulsky A. V.* An ensemble approach to simulate CO₂ emissions from natural fires // Biogeosciences. 2014. V. 11. № 12. P. 3205–3223.
8. *Greene A. M., Goddard L., Lall U.* Probabilistic multimodel regional temperature change projections // Journal of Climate. 2006. V. 19. № 17. P. 4326–4343.
9. *Hawkins E., Sutton R.* The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions // Bulletin of the American Meteorological Society. 2009. V. 90. № 8. P. 1095–1107.
10. *Hoeting J. A. et al.* Bayesian model averaging: a tutorial // Statistical science. 1999. P. 382–401.
11. *Kass R. E., Raftery A. E.* Bayes factors // Journal of the American statistical association. 1995. V. 90. № 430. P. 773–795.
12. *Kattsov V. M. et al.* Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models // Journal of Hydrometeorology. 2007. V. 8. № 3. P. 571–589.
13. *Leroy S. S.* Detecting climate signals: Some Bayesian aspects // Journal of Climate. 1998. V. 11. № 4. P. 640–651.
14. *McKittrick R., Tole L.* Evaluating explanatory models of the spatial pattern of surface climate trends using model selection and Bayesian averaging methods // Climate dynamics. 2012. V. 39. № 12. P. 2867–2882.
15. *Min S. K., Hense A. A.* Bayesian approach to climate model evaluation and multi-model averaging with an application to global mean surface temperatures from IPCC AR4 coupled climate models // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. № 8. L08708.

16. *Morice C.P. et al.* Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. V. 117. № D8.

17. *Rayner N.A. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D14.

18. *Reichler T., Kim J.* How well do coupled models simulate today's climate? // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2008. V. 89. № 3. P. 303–311.

19. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2010. V. 93. № 4. P. 485–498.

20. *Tebaldi C., Mearns L.O., Nychka D., Smith R.L.* Regional probabilities of precipitation change: A Bayesian analysis of multimodel simulations // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. № 24. L24213.

21. *Tebaldi C., Smith R.W., Nychka D., Mearns L.O.* Quantifying uncertainty in projections of regional climate change: A Bayesian approach to the analysis of multi-model ensembles // *Journal of Climate*. 2005. V. 18. № 10. P. 1524–1540.

6.2. Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5

В. А. Семенов, Л. Беренс, Т. Мартин, М. Латиф, Е. С. Астафьева

Введение. Сигнал климатических изменений в последние десятилетия лучше всего заметен в высоких широтах Северного полушария (СП). Повышение приземной температуры в Арктике в последние 30 лет происходило как минимум в два раза быстрее, чем глобальное потепление (см., например, [Bekryaev et al., 2010]). Такая особенность получила название арктического усиления. Механизмы арктического усиления однозначно не определены и интенсивно обсуждаются. Как наиболее вероятные причины предлагаются сокращение арктических морских льдов с увеличением потока тепла из океана в атмосферу, растущий перенос тепла в высокие широты океаном и атмосферой и положительные обратные связи радиационного воздействия, связанные с изменениями вертикального градиента температуры, «эффекта Планка», ростом концентрации водяного пара [Holland and Bitz, 2003; Alexeev et al., 2005; Graverson et al., 2008; Screen and Simmonds, 2010; Serreze and Barry, 2011; Walsh, 2014; Pithan and Mauritsen, 2014; Алексеев и др., 2016].

Потепление в Арктике сопровождается быстрым сокращением площади распространения морских льдов в летний период с темпами примерно 10% в десятилетие с 1979 г. (эра спутниковых наблюдений). При этом сокращение значительно (почти в два раза), ускорилось в начале XXI века [Stroeve et al., 2007; Stroeve et al., 2012; Иванов и др., 2013]. Далее часто будут использоваться термины «площадь морского льда» (ПМЛ) и «площадь распространения морского льда» (ПРМЛ). ПМЛ считается как интегральная площадь океана, покрытая морскими льдами. ПРМЛ — это площадь внутри границы 15% сплоченности (концентрации) морских льдов. Это в целом близкие по значениям и связанные характеристики, хотя, по определению, ПМ всегда больше, чем ПМЛ. Особенности использования ПМЛ и ПРМЛ будут обсуждаться ниже.

Реконструкции ледовых условий позволяют предположить, что современное сокращение площади арктических морских льдов является беспрецедентным в течение последнего тысячелетия [Kinrad et al., 2011; Halfar et al., 2014], хотя как данные наблюдений и реконструкций, так и результаты моделей климата указывают на сильную мультидекадную изменчивость [Polyakov et al., 2003; Divine and Dick, 2006; Semenov, 2008; Semenov and Latif, 2012; Day et al., 2012; Miles et al., 2014]. Например, оценки региональных изменений площади морских льдов в восточной Арктике указывают на значительное сокращение площади морских льдов во время потепления середины XX века (ПСДВ) [Polyakov et al., 2003; Alekseev et al., 2007, 2009]. Зимой сокращение морских льдов в период спутниковых наблюдений значительно слабее, чем летом. Объем и качество данных наблюдений в ранний период также меньше. Тем не менее, не прямые методы оценки с использованием моделей климата позволяют предположить, что сокращение площади морских льдов в Арктике зимой в период ПСДВ было сравнимо с современными изменениями [Semenov and Latif, 2012; Семенов, 2014]. Несмотря на меньшие по сравнению с летним периодом изменения ПМЛ, соответствующие турбулентные потоки

тепла из свободного ото льда океана в атмосферу зимой значительно сильнее (в разы), чем летом. Аномальные потоки тепла, связанные как с монотонным уменьшением ПМЛ, так и с ее межгодовыми и декадными вариациями, могут приводить к изменению крупномасштабной циркуляции атмосферы в высоких и средних широтах СП и формированию аномальных погодных режимов (см. обзор [Vihma, 2014]).

Достоверные данные по долгопериодным изменениям ПМЛ во всей Арктике, основанные в основном на регулярных наблюдениях с самолетов и морских судов, доступны лишь со второй половины XX века. Анализ этих наблюдений позволил составить сеточный архив концентрации морских льдов [Walsh and Johnson, 1979]. С 1979 г. пассивное микроволновое зондирование со спутников предоставляет для ПМЛ получить, пожалуй, самые точные и достоверные (в сравнении с другими климатическими характеристиками) оценки изменчивости и климатических трендов [Cavaliere et al., 1999]. В то же время следует отметить зависимость таких оценок от используемого алгоритма обработки спутниковых данных, что может приводить к разбросу между среднемесячными значениями климатологий ПМЛ до 10%, хотя климатические тренды в целом хорошо согласуются [Andersen et al., 2007; Kattsov et al., 2010; Ivanova et al., 2014; Notz, 2014].

Глобальные климатические модели при задании внешних антропогенных и естественных воздействий на климат в целом воспроизводят тенденцию сокращения распространения и площади морских льдов в Арктике в течение современного исторического периода (с середины XX века). Однако ансамбль моделей, участвующий в третьей фазе проекта по сравнению моделей (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) СМІРЗ Всемирной программы по изучению климата (World Climate Research Programme, WCRP) [Meehl et al., 2007], данные которого использовались в Четвертом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изучению климата (МГЭИК) AR4 IPCC (IPCC: Climate Change 2007), в целом заметно недооценивают наблюдаемое сокращение площади распространения морских льдов в сентябре. В моделях СМІРЗ лишь от 47% до 57% сокращения ПМЛ может быть отнесено на счет внешних (преимущественно антропогенных) воздействий на климат, для остальной части предполагая вклад естественной изменчивости, ошибок в моделях или в задаваемом внешнем воздействии [Stroeve et al., 2007]. Некоторые модели, результаты которых хорошо согласуются с эмпирическими данными, предсказывают сезонно безледную Арктику уже до 2040 г. при сценарии антропогенного воздействия «business as usual» SRES A1B [Wang and Overland, 2009]. В целом, однако, результаты моделей характеризуются большим разбросом [Stroeve et al., 2007, 2012; Alekseev et al., 2009].

Важный вклад в сокращение ПМЛ увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере также отмечен в ряде исследований, основанных исключительно на эмпирических данных [Johannessen, 2004; Notz and Marotzke, 2012], но следует отметить, что эти результаты основаны на предположении отсутствия значительного вклада долгопериодных естественных колебаний ПМЛ/ПМЛ, на которые, в частности во время ПСДВ, указывают результаты анализа изменений климата Арктики в XX веке [Bengtsson et al., 2004; Wood et al., 2010].

Новое поколение моделей климата CMIP5 [Taylor et al., 2012], используемое в Пятом отчете МГЭИК IPCC AR5 [IPCC AR5, 2013], в целом показало лучшее соответствие результатов моделирования с наблюдаемыми трендами ПРМЛ в сентябре, что указывает на больший вклад (от 52% до 67%) антропогенного воздействия [Stroeve et al., 2012]. Режим сезонно свободной ото льда Арктики в ансамбле моделей CMIP5 наступает быстрее, чем в ансамбле CMIP3 [Stroeve et al., 2012]. Разброс результатов моделей CMIP5 и неопределенность проекций климатических изменений в XXI веке, однако, остались такими же высокими, как и в ансамбле CMIP3 [Stroeve et al., 2012]. Следует заметить, что эти результаты относятся к трендам ПРМЛ для всей Арктики (далее — ВА) в сентябре.

Для лучшего понимания механизмов формирования исторических изменений ПРМЛ/ПМЛ и для оценки неопределенности проекций сценариев изменений представляется важным сравнить результаты моделей разных поколений друг с другом и с эмпирическими данными. Следует учитывать, что новые более современные данные наблюдений являются эталоном для моделей климата, к которому результаты моделей следует максимально приблизить, изменяя настроечные параметры моделей в диапазоне неопределенности их эмпирических оценок [Mauritsen et al., 2012]. Такой подход ярко иллюстрируется моделированием сокращения ПРМЛ/ПМЛ, которое в начале XXI века по данным наблюдений значительно ускорилось, обеспечив таким образом различные перспективы для модельеров, участвовавших с созданием моделей ансамблей CMIP3 и CMIP5. ПМЛ и объем морского льда в целом для Арктики весьма чувствительны к выбору параметров моделей климата, в частности к значению альбедо льда, которое по разным эмпирическим оценкам может варьироваться в относительно широких пределах и, таким образом, могут быть легко настроены на необходимые средние величины [Eisenman et al., 2007; Hodson et al., 2013].

Достоверность модельных результатов может быть более полно оценена путем анализа региональных изменений ПМЛ, а также анализа характеристик сезонного хода, изменчивости и связи с динамикой атмосферы и океана в различных моделях климата. Некоторые аспекты такого сравнительного анализа представлены в данном разделе.

В отличие от большинства предшествующих исследований на аналогичную тематику мы анализируем ПМЛ, а не ПРМЛ. Последняя характеристика используется более часто, поскольку ее проще, чем ПМЛ, с большой достоверностью определять по наблюдениям с морских и воздушных судов, а также со спутников [Notz, 2014]. При этом меньше и ошибки, связанные с неопределенностью исходных данных. Ценой этих достоинств, однако, является потеря информации о концентрации морских льдов в пределах выбранной границы распространения льдов (обычно 15%). Но часто именно изменения концентрации морских льдов в оставшемся диапазоне (от 15% до 100%) вносят значительный вклад в модуляцию турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу, особенно в зимний период, а также влияют на альбедо поверхности.

Кроме того, в ранних работах, где анализировались результаты моделей CMIP3 и CMIP5, были использованы данные одного из этих ансамблей моделей и/или исследовали изменения морских льдов в Арктике в целом в сентябре и (в меньшей степени) в марте [например, Stroeve et al., 2007; Stroeve

et al., 2012; Alekseev et al., 2009; Kattsov et al., 2010; Massonnet et al., 2012]. В данном разделе сравниваются результаты для марта и сентября для обеих модельных ансамблей в целом для Арктики и на региональном масштабе. Помимо этого анализируется амплитуда годового хода ПМЛ.

Как прошлые изменения, так и проекции будущих изменений климата имеют значительную пространственную неоднородность [Overland et al., 1997; Venegas and Mysak, 2000; Semenov and Bengtsson, 2003; Rogers et al., 2013]. Некоторые регионы выделяются ввиду своей важности в формировании изменений климата в Арктике в целом. Таким регионом является Баренцево море. Сильная изменчивость океанской и атмосферной циркуляции, интенсивные потери тепла в поверхности моря и положительные обратные связи в совместной системе атмосфера–морской лед–океан приводят к усилению климатической изменчивости в Баренцевом море, что оказывает воздействие на климат всего арктического региона [Bengtsson et al. 2004; Semenov and Bengtsson, 2003; Semenov, 2008; Semenov et al., 2009; Smedsrud et al., 2013]. На распространение морского льда в Баренцевом море оказывает прямое воздействие (ветровое и термодинамическое) Североатлантическое колебание (САК) [Kwok, 2000], ведущая мода крупномасштабной внутренней динамики атмосферы в зимний период во внетропических широтах Северного полушария [van Loon and Rogers, 1978]. Помимо этого, САК воздействует и на интенсивность океанического притока в Баренцево море через его западную границу [Dickson et al., 2000], причем эта связь, как в данных наблюдений, так и в результатах климатических моделей является нестационарной [Goosse and Holland, 2005; Semenov, 2008; Smedsrud et al., 2013]. Важно отметить, что Баренцево море является регионом, где наиболее сильны ошибки моделей климата при воспроизведении характеристик морского льда и приземной температуры [Flato et al., 2013; IPCC, 2013]. Это также и регион, где модели климата показывают самое сильное потепление к концу XXI века в экспериментах с антропогенным воздействием на климат [Collins et al., 2013]. Поэтому Баренцево море выбрано в качестве примера региональных изменений для детального анализа.

Помимо всей Арктики и Баренцева моря анализируется центральная Арктика (определяемая как область севернее 80° с. ш.). Вплоть до конца XX века этот регион был покрыт многолетним льдом практически в течение всего года. Поэтому, в отличие от Баренцева моря, изменения площади морских льдов в центральной Арктике в течение XX века были очень незначительными и эволюция концентрации морских льдов климатических моделях в этом регионе в последние десятилетия и в будущем представляют большой интерес, учитывая, что спутниковые данные вблизи Северного полюса отсутствуют, а в окружающих полюс регионах характеризуются большой погрешностью. Этим, в частности, вызвано использование такой характеристики, как ПРМЛ, поскольку эта величина позволяет устранить неопределенности в оценках концентрации морских льдов в регионах, где она превышает 15%.

Результаты климатических моделей ансамблей СМІР характеризуются не только различиями в характеристиках морских льдов, но и амплитудой отклика температуры на внешнее радиационное воздействие. Являются ли различия в величине изменений ПМЛ в моделях следствием различий в скорости глобального потепления и/или они вызваны различиями в формализации

процессов динамики морского льда в различных моделях и региональными процессами — этот вопрос остается открытым. Поэтому мы анализируем зависимость изменений ПМЛ в Арктике от изменения средней температуры в СП в обоих модельных ансамблях. Также рассматривается амплитуда годового хода ПМЛ. Годовой ход характеризует сезонные контрасты и является важным параметром при анализе различных последствий изменений климата. Например, рост продолжительности сезона открытой воды в арктических морях имеет важное значение для морской навигации вдоль Северного морского пути и Северо-западного прохода [Khon et al., 2010].

Вследствие изменения площади и толщины арктических морских льдов меняется изменчивость ПМЛ на различных временных масштабах, в том числе межгодовые вариации [Holland et al., 2008]. Как изменится интенсивность межгодовых вариаций ПМЛ при глобальном потеплении, до сих пор не ясно. Поэтому мы будем анализировать межгодовую изменчивость ПМЛ в моделях ансамблей CMIP3 и CMIP5.

Анализ эмпирических данных и результатом климатических моделей указывает на связь между изменениями атмосферной циркуляции и морского льда в Баренцевом море [Dickson et al., 2000; Bengtsson et al., 2004; Semenov, 2008; Day et al., 2012; Smedsrud et al., 2013; Miles et al., 2014]. Воспроизведение такой связи в моделях климата является непростой задачей, так как для этого необходимо реалистично воспроизводить как региональную динамику атмосферы, океана и морского льда, так и их взаимодействие. В данном разделе анализируется способность моделей воспроизвести связь между ПМЛ в Баренцевом море и Североатлантическим колебанием, а также градиентом давления между Шпицбергом и северной оконечностью Норвегии, который служит индексом океанического притока через западную границу моря. Также рассматривается, как меняется эта связь при глобальном потеплении к концу XXI века.

Данные и методы исследования. Анализ основан на данных ансамбля климатических моделей, участвующих в проекте Всемирной программы исследования климата (WCRP) по сравнению совместных моделей климата 3-го (CMIP3) и 5-го (CMIP5) поколений (табл. 6.2.1 и 6.2.2). Данные моделей охватывают период 1900–2100 гг. Эти данные сравниваются с сеточными данными HadISST1 (Rayner et al., 2003) Центра Гадлея (Великобритания) по концентрации морских льдов и температуре поверхности океана с 1870 г. по настоящее время.

Данные HadISST1 представляют собой анализ данных наблюдений и с 1979 г. используют данные спутникового зондирования с использованием алгоритма NASA Team [Cavalieri et al., 1999]. Эти данные широко используются при анализе изменений климата, в том числе в Пятом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC AR5) для иллюстрации исторических изменений характеристик морских льдов в Арктике. Спутниковые данные отсутствуют для широт севернее 84° с. ш. и 87° с. ш. для различных инструментов зондирования, поэтому данные по концентрации морского льда (КМЛ) в этой области рассчитывались с использованием интерполяции с условием 100% концентрации на Северном полюсе [Rayner et al., 2003]. Данные HadISST1 по КМЛ в период с 1953 г. по

1979 г. основаны на регулярных судовых и самолетных наблюдениях. В период до 1953 г. источники данных по КМЛ неоднородны и характеризуются продолжительными пропусками [Walsh and Chapman, 2001]. Оценки изменений ПМЛ в Арктике, основанные на численных экспериментах с моделью общей циркуляции атмосферы [Semenov and Latif, 2012], указывают на значительную отрицательную аномалию ПМЛ в зимний период (сравнимую с современными изменениями) в середине XX века, которая отсутствует в данных HadISST1. Сравнение с данными по температуре в прибрежных регионах говорит о хорошей согласованности изменений КМЛ по данным HadISST1 и температуры в период после 1960 г. Поэтому мы использовали данные HadISST1 только для периода с 1960 г. по 2014 г.

Сравнивая характеристики морских льдов в климатических моделях с эмпирическими данными, следует учитывать, что сами эмпирические данные также характеризуются значительными неопределенностями даже в эпоху регулярных спутниковых наблюдений с 1979 г. Для расчета КМЛ на основе данных пассивного микроволнового зондирования используются различные алгоритмы (см. обзоры в работах [Notz, 2014; Ivanova et al., 2014]). Разные алгоритмы достаточно хорошо согласуются в оценках климатических трендов (за период 1979–2012 гг.) ПМЛ и ПРМЛ в Арктике, но характеризуются значительным разбросом средних значений [Ivanova et al., 2014]. Величина этого разброса среди 11 используемых алгоритмов составляет примерно $1,0 \cdot 10^6$ км² для среднегодовых значений ПМЛ и $0,5 \cdot 10^6$ км² для ПРМЛ. О неопределенности эмпирических оценок средних значений порядка 10% следует помнить при сравнении с данными моделей.

Другая уже упоминавшаяся проблема спутниковых данных — это отсутствие данных вокруг Северного полюса (примерно 600 км и 300 км) из-за наклона орбиты. Это может приводить к повышенным ошибкам данных (особенно в летний период) во время таяния льда.

При анализе модельных данных использовались «исторические» эксперименты с ансамблями моделей СМIP3 и СМIP5, в которых внешнее воздействие на климат во время XX века задавалось согласно эмпирическим оценкам. Для XXI века использовались эксперименты, где внешнее радиационное воздействие на климат задавалось по сценарию SRES A1B для моделей ансамбля СМIP3 и сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5. Для анализа использовался только один (первый) член ансамбля экспериментов каждой модели, поскольку различные модели представлены различным количеством членов ансамбля для соответствующих сценариев. Все модельные данные интерполировались на регулярную широтно-долготную сетку $1^\circ \times 1^\circ$ (пространственное разрешение данных HadISST1) с использованием метода билинейной интерполяции. Отметим, что такое пространственное разрешение имеет большинство океанических компонентов климатических моделей ансамбля СМIP5.

В проведенном исследовании проанализирована площадь морских льдов как интегрированная по выбранному региону концентрация морских льдов. Таким образом, результаты анализа количественно отличаются от полученных при анализе площади распространения морских льдов. При использовании ПРМЛ площадь ячейки, содержащая более 15% морского льда, полностью учитывается при интегрировании в общую площадь, в то время как ПМЛ

Т а б л и ц а 6.2.1. Список использовавшихся для анализа моделей СМIP3.

Звездочкой отмечены модели с относительно грубым пространственным разрешением, в которых отсутствуют небольшие острова, например, Шпицберген

Модель	Научная организация и страна, где создана модель	Пространственное разрешение модели атмосферы (°долг./шир.)	Пространственное разрешение модели океана (°долг./шир.)
BCCR-BCM2.0	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T63 (~1,9°×1,9°)	1°×1°
CCCMA-CGCM3.1(T47)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T47 (~2,8°×2,8°)	~3,7°×3,75°
CCCMA-CGCM3.1(T63)	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T63 (~1,9°×1,9°)	~2,7°×2,8125°
CNRM-CM3	Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63 (~1,9°×1,9°)	1°×2°
CSIRO-Mk3.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia	T63 (~1,9°×1,9°)	~1,8°×1,875°
CSIRO-Mk3.5	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Australia	T63 (~1,9°×1,9°)	~1,8°×1,875°
GFDL-CM2.0	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	2,0°×2,5°	0,3°~1°×1°
GFDL-CM2.1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	3°×4°	0,3°~1°×1°
GISS-AOM	Goddard Institute for Space Studies, USA	4°×5°	3°×4°
GISS-MODEL-E-R	Goddard Institute for Space Studies, USA	4°×5°	2°~4°×5°
INM-CM3.0	Institute for Numerical Mathematics, Russia	4°×5°	2°×2,5°
IPSL-CM4	Institut Pierre Simon Laplace, France	2,5°×3,75°	2°×1°
MIROC3.2 (hires)*	Center for Climate System Research, Japan	T106 (~1,1°×1,1°)	~0,5°×1,125°
MIROC3.2 (medres)*	Center for Climate System Research, Japan	T42 (~2,8°×2,8°)	1°×1°
MPI-ECHAM5	Max Planck Institut for Meteorology, Germany	T63 (~1,9°×1,9°)	1°×1°
MRI-CGCM2.3.2A	Meteorological Research Institute, Japan	T42 (~2,8°×2,8°)	0,5°~2°×2,5°
NCAR-CCSM3.0	National Center for Atmospheric Research, USA	T85 (1,4°×1,4°)	0,09°~0,5°×1,125°
UKMO-HadCM3*	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	2,5°×3,75°	1,25°×1,25°
UKMO-HadGEM1	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	~1,3°×1,9°	0,09°~1°×1°

учитывает только часть ячейки, покрытую льдом. Это приводит к большим значениями ПРМЛ, чем ПМЛ, и даже может стать причиной количественных расхождений в значениях климатических трендов [Cavaliere and Parkinson, 2012]. Следует также учитывать, что отличие результатов различных моделей может быть связано и с разным пространственным разрешением моделей и, соответственно, с разными масками суши и океана. Например, небольшие острова, такие как Шпицберген, отсутствуют в некоторых моделях. Модели с относительно грубым пространственным разрешением отмечены звездочками в табл. 6.2.1. Центральная Арктика определяется как регион к северу от 80° с. ш. Регион Баренцева моря — область между 70° с. ш. и 80° с. ш. и между 20° в. д. (Шпицберген) и 62° в. д. (Новая Земля) аналогично определениям в работе [Gloersen et al., 1992].

При анализе, как правило, использовались данные для сентября и марта, в среднем соответствующие минимуму и максимуму сезонного хода ПМЛ и ПРМЛ. Среднесезонные значения использовались при анализе связи с изменениями температуры Северного полушария. Амплитуда и фаза сезонного хода рассчитывались на основе среднемесячных значений с помощью разложения Фурье [Granger and Hatanaka, 1964]. При этом из исходных временных рядов вычитался полиномиальный тренд четвертого порядка.

Результаты.

І. Пространственная структура изменчивости КМЛ.

1. *Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 1970–2000 гг.* На рис. 6.2.1 представлена наблюдаемая (по данным HadISST1) и средняя по ансамблям климатических моделей межгодовая изменчивость КМЛ в марте и сентябре в период 1970–2000 гг. как среднеквадратичное отклонение соответствующих среднемесячных значений (после вычета климатического тренда, представленного полиномом 4-го порядка). Эмпирические данные (рис. 6.2.1а, б) показывают, что регионы с высокой изменчивостью КМЛ расположены вдоль средней границы ледяного покрова, обозначенной на рисунках как контур с 15% КМЛ. Самая высокая межгодовая изменчивость КМЛ зимой (в марте) наблюдается в Атлантическом секторе в Баренцевом, Гренландском и Лабрадорском морях, в регионах, характеризующихся сильной изменчивостью атмосферной и океанской циркуляции в зимний период, а также в Тихоокеанском секторе в Беринговом и Охотском морях, еще одном регионе с интенсивной изменчивостью атмосферной циркуляции. Летом (в сентябре) области с высокой изменчивостью КМЛ расположены более симметрично во внутренних арктических морях с центром в регионе с наибольшей толщиной льда вблизи Канадского архипелага.

Модельные данные по КМЛ представлены средними по ансамблям моделей СМІРЗ и СМІР5 значениями, т. е. арифметическим средним полей межгодовой изменчивости КМЛ для индивидуальных моделей из табл. 6.2.1 и табл. 6.2.2 соответственно. Модели обеих ансамблей качественно воспроизводят наблюдаемую структуру изменчивости. В среднем модели значительно недооценивают (примерно на 50% в регионах с максимальной изменчивостью) стандартное отклонение межгодовых вариаций КМЛ как в марте, так и в сентябре. Изменчивость в марте в моделях в целом также характеризуется очевидным смещением на запад области с максимальной изменчивостью

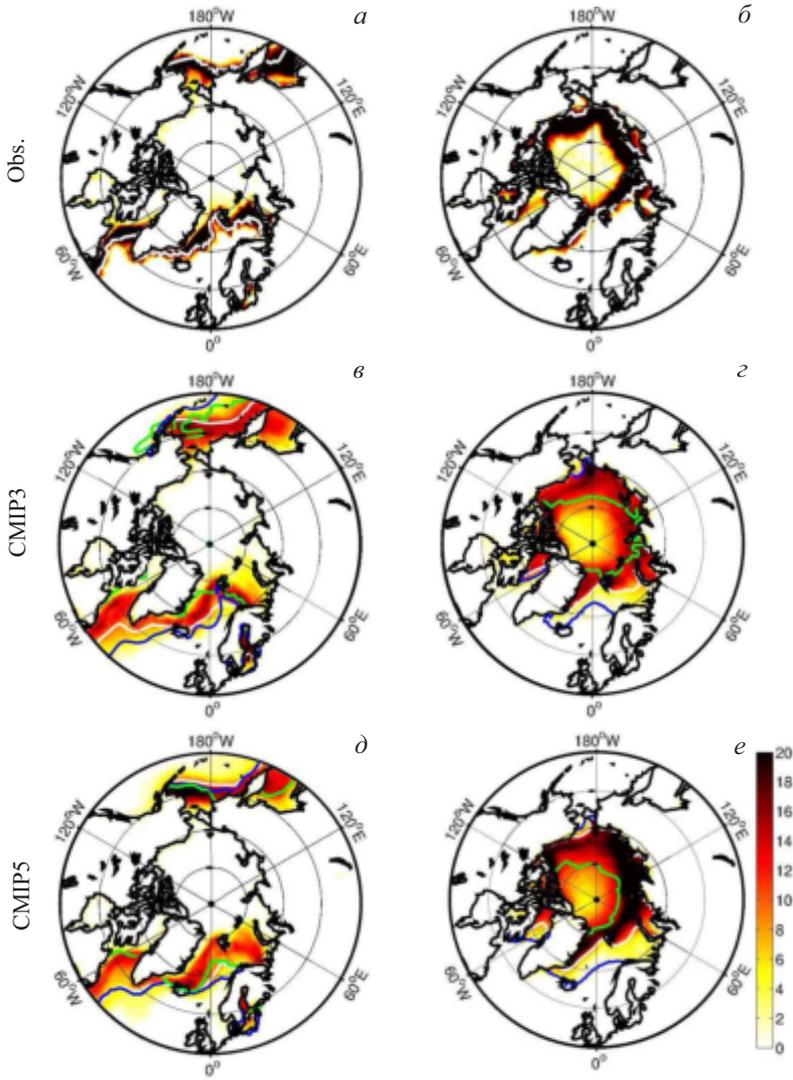


Рис. 6.2.1. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (слева) и в сентябре (справа) для периода 1970–2000 гг., оцененные по данным наблюдений (HadISST1) (*а, б*), средние для ансамблей CMIP3 (*в, г*) и CMIP5 (*д, е*). Результаты моделей CMIP взяты из экспериментов с «историческим» внешним радиационным воздействием, включающим антропогенные и естественные факторы. СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялось после удаления климатического тренда. Белые контуры показывают среднее для соответствующего ансамбля положение границы морских льдов (изолиния с 15% КМЛ). Синие линии отмечают границу льдов в моделях с наибольшей ПМЛ для соответствующего ансамбля: GFDL-CM2.0 (*в*), CSIRO-MK3.0 (*д*), CMCC-CM (*д, е*), а зеленые — в моделях с наименьшей ПМЛ: INM-CM 3.0 (*в, г*), GISS-E-2H (*д, е*)

Т а б л и ц а 6.2.2. Список использовавшихся для анализа моделей СМІР5

Модель	Научная организация и страна, где создана модель	Пространственное разрешение модели атмосферы (° долг./шир.)	Пространственное разрешение модели океана (° долг./шир.)
ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation and Bureau of Meteorology, Australia	1,875°×~1,25	1°×0,6°
ACCESS1-3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation and Bureau of Meteorology, Australia	1,875°×~1,25	1°×0,6°
BCC-CSM1-1-M	Beijing Climate Center, Meteorological Administration, China	1,125°×1,125°	1°×~0,8°
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center, Meteorological Administration, China	T42 (2,815°×2,815°)	1°×~0,8°
BNU-ESM	Beijing Normal University, China	T42 (2,8125°×2,8125°)	1°×0,9°
CCSM4	National Center for Atmospheric Research, USA	1,25°×~0,9°	1,125°×~0,5°
CESM1-BGC	National Center for Atmospheric Research, USA	1,25°×~0,9°	1,125°×~0,5°
CESM1-CAM5	National Center for Atmospheric Research, USA	1,25°×~0,9°	1,125°×~0,5°
CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici, Italy	T63 (1,875°×1,875°)	~1,98°×~1,2°
CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici, Italy	T159 (0,75°×0,75°)	~1,98°×~1,2°
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques, France	TL127(1,4°×1,4°)	~1°×0,6°
CSIRO-Mk3-6-0	Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63 (1,9°×1,9°)	1,9°×~0,95°
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T63 (~2,8×2,8)	~1,4°×~0,9
FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, and Tsinghua University, China	2,8125°×1,67°	1°×~0,9°
GFDL-CM3	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	2,5°×2°	1°×0,9°
GFDL-ESM2G	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	2,5°×2°	1°×~0,86°
GFDL-ESM2M	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	2,5°×2°	1°×0,9°
GISS-E2-H-CC	Goddard Institute for Space Studies, USA	2,5°×2°	2,5°×2°
GISS-E2-H	Goddard Institute for Space Studies, USA	2,5°×2°	2,5°×2°

Модель	Научная организация и страна, где создана модель	Пространственное разрешение модели атмосферы (°долг./шир.)	Пространственное разрешение модели океана (°долг./шир.)
GISS-E2-R-CC	Goddard Institute for Space Studies, USA	2,5°×2°	1,25°×1°
GISS-E2-R	Goddard Institute for Space Studies, USA	2,5°×2°	1,25°×1°
HadGEM2-AO	National Institute of Meteorological Research, South Korea	1,875°×~1,24°	1°×~0,8°
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre, UK	1,875°×~1,24°	1°×~0,8°
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre, UK	1,875°×~1,24°	1°×~0,8°
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics, Russia	2°×1,5°	1°×0,53°
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France	3,75°×1,875°	~1,98°×~1,21°
IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France	3,75°×1,875°	~1,98°×~1,21°
MIROC-ESM-CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, AORI (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo and National Institute for Environmental Studies, Japan	T42 (2,8125°×2,8125°)	~1,41°×~0,94°
MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, AORI (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo and National Institute for Environmental Studies, Japan	T42 (2,8125°×2,8125°)	~1,41°×~0,94°
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, National Institute for Environmental Studies and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japan	T85(~1,4°×~1,4°)	~1,41°×~0,8°
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63 (1,875°×1,875°)	~1,41°×0,82°
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	T63 (1,875°×1,875°)	~0,45°×~0,45°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japan	TL159 (1,125°×1,125°)	1°×~0,49°
MRI-ESM1	Norwegian Climate Centre, Norway	TL159 (1,125°×1,125°)	1°×~0,5°
NorESM1-ME	Norwegian Climate Centre, Norway	2,5°×1,875°	1,125°×~0,47°
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre, Norway	2,5°×1,875°	1,125°×~0,47°

в Баренцевом море, что указывает на переоценку площади морских льдов в Баренцевом море большим количеством моделей (рис. 6.2.1*б*). Завышенная по сравнению с данными наблюдений ПМЛ в моделях также отмечается и в сентябре в виде более южного расположения области максимальной изменчивости на рис. 6.2.1*г*. В марте изменчивость КМЛ в моделях ансамбля СМIP5 (рис. 6.2.1*д*) значительно лучше согласуется с данными HadISST1, чем в моделях ансамбля СМIP3. В частности, область сильной изменчивости КМЛ в Баренцевом море воспроизводится более реалистично. Однако в целом распространение морских льдов во всех регионах завышено.

В сентябре изменчивость КМЛ в арктических морях в моделях СМIP5 (рис. 6.2.1*е*) значительно выше, чем в моделях СМIP3 и, таким образом, лучше согласуется с данными наблюдений. Улучшенное воспроизведение изменчивости вдоль границы морских льдов в моделях СМIP5 сопровождается увеличенной изменчивостью (в сравнении с данными HadISST1) в регионах центральной Арктики, покрытой льдом. Это может свидетельствовать о более сильной чувствительности летней КМЛ к изменениям баланса тепла на границе океан-атмосфера из-за в целом более тонкого льда. Отметим, однако, что данные HadISST1 могут недооценивать изменчивость КМЛ вблизи Северного полюса из-за процедуры интерполяции, используемой для восстановления КМЛ в регионах с отсутствующими спутниковыми данными. Кроме того, сами спутниковые данные в летний период в регионах, в целом покрытых льдом, характеризуются значительной неопределенностью из-за наличия областей талой воды на поверхности льда, которые могут ошибочно интерпретироваться как поверхность океана. В целом можно заключить, что ансамбль СМIP5 в среднем характеризуется более высокой изменчивостью КМЛ, чем модели ансамбля СМIP3 и, таким образом, в большинстве регионов лучше согласуется с данными наблюдений, особенно в атлантическом секторе. Следует отметить явное улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости КМЛ в сентябре в моделях СМIP5 по сравнению с моделями СМIP3.

Необходимо отметить, что осреднение пространственных полей изменчивости КМЛ индивидуальных моделей приводит к зависимости результата не только от самих значений изменчивости КМЛ, но и от расположения границы льда в индивидуальных моделях. Для иллюстрации на рис. 6.2.1 показаны границы распространения льда (изолинии с 15% КМЛ) в моделях с максимальной и минимальной ПМЛ в современных период в обоих ансамблях. Это позволяет оценить, насколько сильно может различаться распространение морских льдов в моделях. Как следует из рисунка, зимой значительный разброс в модельных результатах отмечается в Лабрадорском и Охотском морях. Летом в некоторых моделях граница льда проходит вблизи Северного полюса. Таким образом, переоценка изменчивости центральной Арктике и недооценка вблизи современной границы льдов в атлантическом секторе может частично объясняться существенными различиями в воспроизведении границы морских льдов в моделях.

2. Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг.

При задании сценариев будущего антропогенного воздействия на климат модели СМIP показывают значительные изменения пространственной струк-

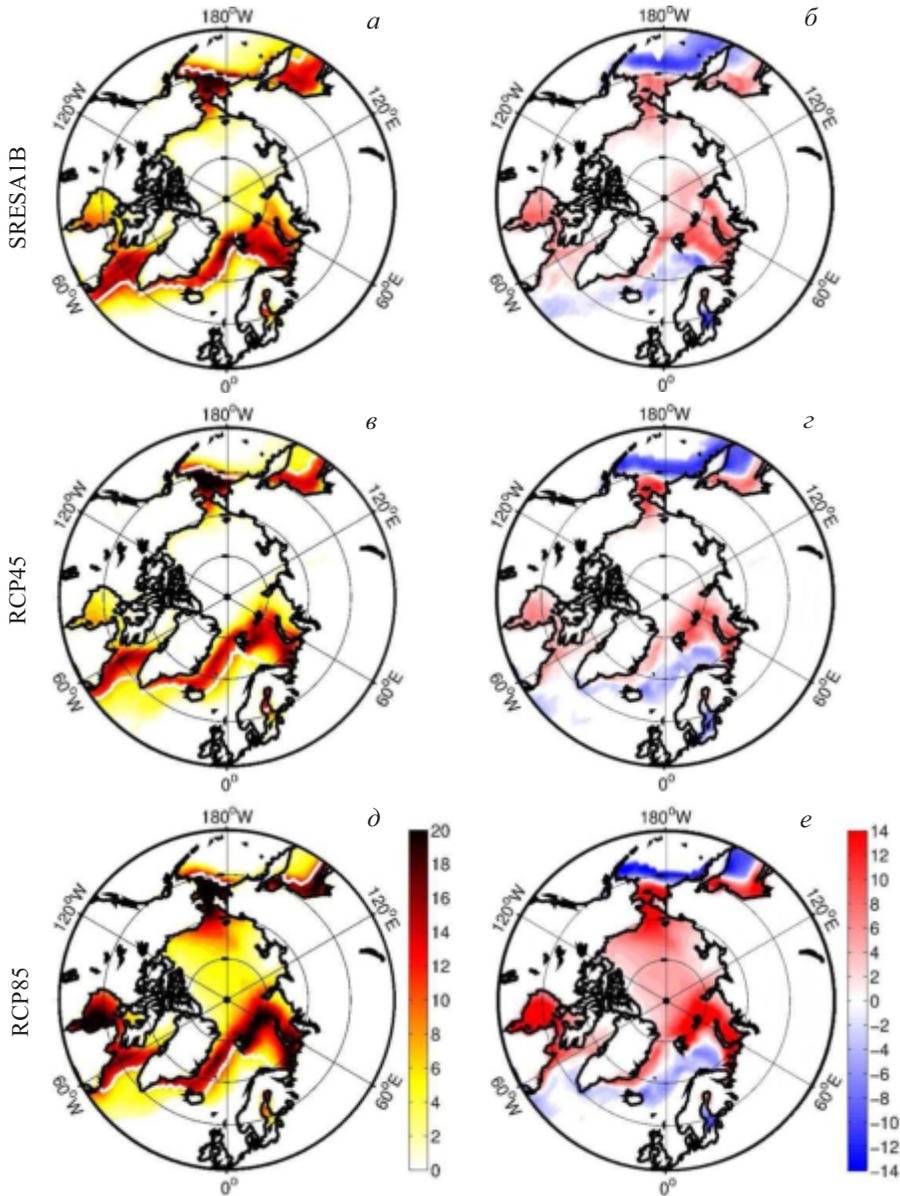


Рис. 6.2.2. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (для периода 2070–2100 гг.) средние для ансамбля СМIP3 при сценарии антропогенного воздействия SRES A1B (а) и ансамбля СМIP5 при сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5 (б) и RCP 8.5 (д). Изменения СКО между периодами 1970–2000 гг. и 2030–2100 гг. для соответствующих (расположенных слева) ансамблей и сценариев показаны в правой колонке: СМIP3 SRES A1B (б), СМIP5 RCP 4.5 (е), СМIP5 RCP 8.5 (е). СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялось после удаления климатического тренда

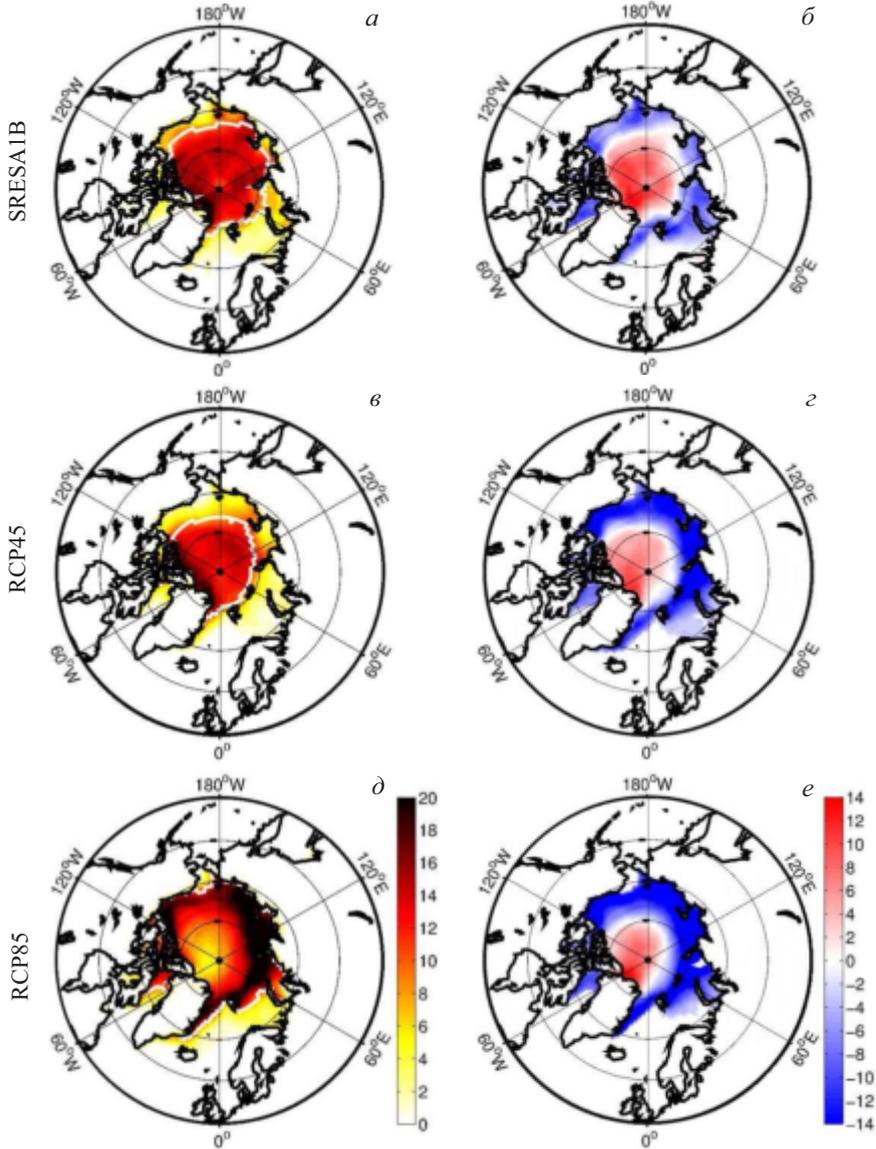


Рис. 6.2.3. Аналогично рис. 6.2.2, но для сентября

туры межгодовой изменчивости КМЛ к концу XXI века (2070–2100 гг.) относительно современного (1970–2000 гг.) режима (рис. 6.2.1*в–е*). Рис. 6.2.2 и 6.2.3 иллюстрируют изменения межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг. относительно современного периода (рис. 6.2.1) в моделях ансамбля СМІР3 при использовании сценария антропогенного воздействия SRES A1B и в моделях СМІР5 при использовании сценариев RCP 4.5 и RCP 8.5 в марте и сентябре соответственно. Следует отметить, что сценарий RCP 8.5 соответствует наиболее сильному радиационному воздействию на климат при

росте промышленности и населения без принятия мер по сокращению выбросов парниковых газов. Сценарий RCP 4.5 приводит примерно к вдвое более слабому радиационному воздействию и является менее интенсивным, чем сценарий SRES A1B, использовавшийся в ансамбле CMIP3. По значениям концентрации углекислого газа в атмосфере к концу XXI века сценарий SRES A1B расположен между сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5 (см., например, [Meinshausen et al., 2011]). Таким образом, прямое сравнение результатов двух ансамблей климатических моделей невозможно. Также следует учитывать, что динамика изменений характеристик ледяного покрова существенно нелинейна, и линейная интерполяция результатов может привести к ошибочным выводам.

К концу XXI века в моделях ансамблей CMIP при сценариях антропогенного воздействия на климат происходят значительные изменения межгодовой изменчивости КМЛ в марте (рис. 6.2.2). Слева на рис. 6.2.2 представлены карты межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг., справа — ее изменения относительно периода 1970–2000 гг. Изменчивость КМЛ в марте сильно возрастает к концу XXI века вблизи границы ледяного покрова и во внутренней части Северного Ледовитого океана (рис. 6.2.2). Это может объясняться увеличением чувствительности более тонкого льда к вариациям потоков тепла на границе с океаном и атмосферой. Самое сильное увеличение изменчивости КМЛ в марте, особенно в центральной Арктике, отмечается в моделях CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 (рис. 6.2.2e). Примечательно, что модели CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5, который является менее агрессивным, чем сценарий SRES A1B, используемый в моделях ансамбля CMIP3, показывают большее увеличение изменчивости КМЛ в некоторых регионах, чем модели CMIP3. Это также указывает на более высокую чувствительность КМЛ к изменению потоков тепла в моделях CMIP5, чем в моделях CMIP3, вероятно, из-за более толстого льда в исторический период в моделях CMIP3. Уменьшение изменчивости в областях вне средней границы распространения льдов связано с полным исчезновением морских льдов в этих регионах к концу XXI века. Эти же причины могут объяснять результаты для сентября (рис. 6.2.3). Полное исчезновение морских льдов в арктических морях приводит к нулевой изменчивости и уменьшению относительно значений для 1970–2000 гг. Многолетний лед в центральной Арктике становится менее тонким и более изменчивым.

II. Изменения площади морских льдов в Арктике.

Изменения ПМЛ для всей Арктики, центральной Арктики и Баренцева моря по данным модельных ансамблей CMIP3 и CMIP5, а также по данным анализа наблюдений HadISST1 в марте и сентябре представлены на рис. 6.2.4 и 6.2.5 соответственно. Для ансамбля CMIP5 показаны результаты для сценария RCP 8.5 для иллюстрации последствий наиболее агрессивного антропогенного воздействия на климат.

1. Вся Арктика. Различия между модельной ПМЛ (средней по ансамблям) и данными наблюдений в марте (рис. 6.2.4a, б) для периода 1970–2000 гг. больше для ансамбля CMIP5, чем для CMIP3, достигая почти $2,0 \cdot 10^6$ км² в сравнении с $1,5 \cdot 10^6$ км² для CMIP3. Сокращение средней по ансамблю ПМЛ к концу XXI века составляет $3,5 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP3 (сценарий SRES

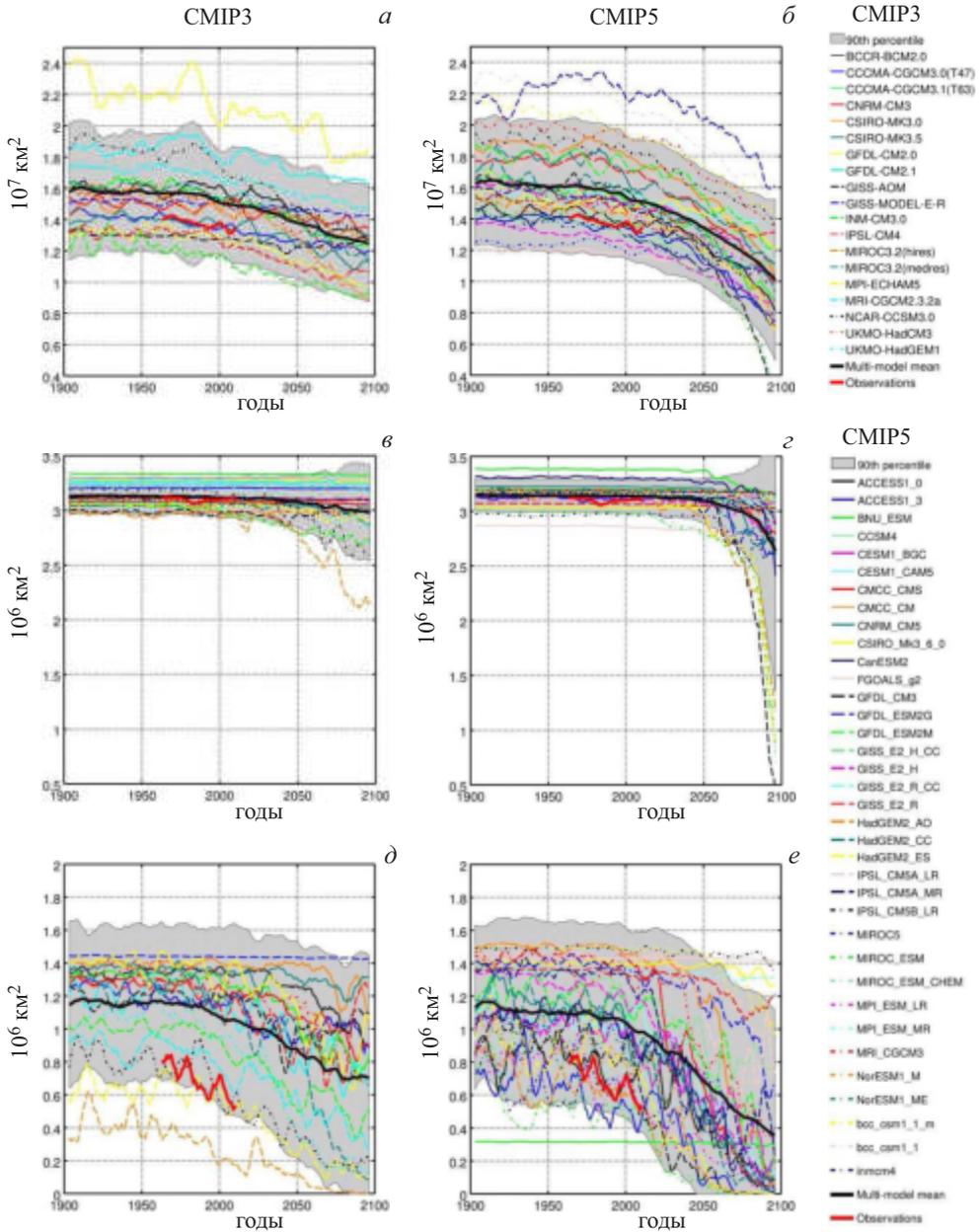


Рис. 6.2.4. Площадь морских льдов (в км^2) в марте по данным наблюдений (жирная красная линия) и моделей ансамблей СМIP3 SRES A1B (слева) и СМIP5 RCP 8.5 (справа) для всей Арктики (*a*, *b*), центральной Арктики (*в*, *д*) и Баренцева моря (*д*, *e*). Индивидуальные модели представлены тонкими цветными кривыми, средние по ансамблю значения обозначены жирными черными кривыми. Серая заливка показывает 90% доверительный интервал, оцененный по внутриансамблевому среднеквадратичному отклонению. Временные ряды сглажены пятилетним скользящим усреднением

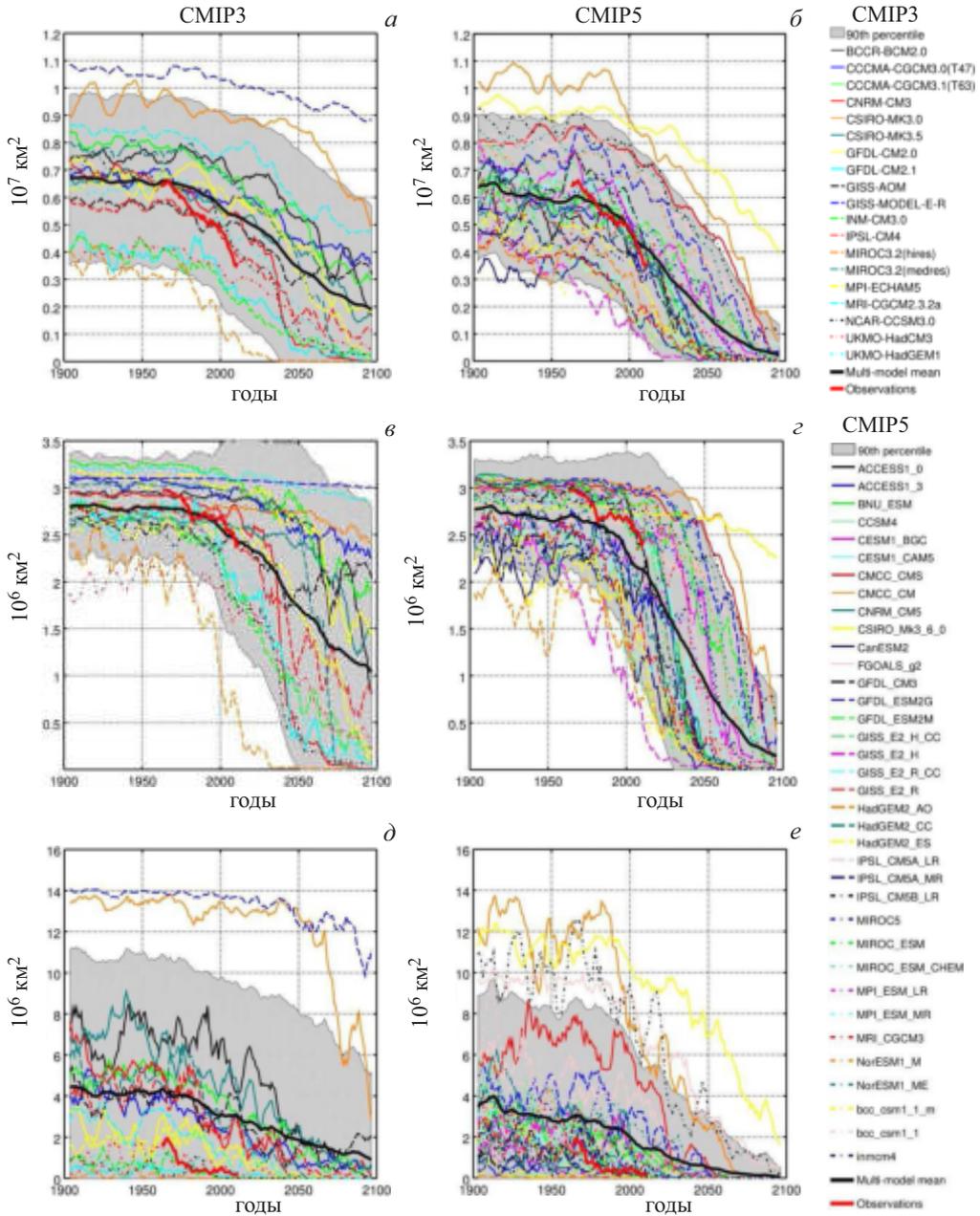


Рис. 6.2.5. Аналогично рис. 6.2.4, но для сентября

A1B) и $6,0 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ в ансамбле CMIP5 (сценарий RCP 8.5). Средняя для ансамбля CMIP5 ПМЛ к концу XXI века составляет примерно $10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, что сравнимо с современными значениями вблизи $13 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Три модели (GGFDL-CM3, MIROC-ESM и MIROC-ESM-CHEM) показывают резкое

уменьшение ПМЛ до значений менее $4,0 \cdot 10^6$ км², в то время как три другие модели (GFDL-ESM2G, BCC-CSM1.1 и BCC-CSM1.1m) воспроизводят слишком большие значения ПМЛ, превышающие $20 \cdot 10^6$ км² в течение XX века (рис. 6.2.4б). Из-за таких разнонаправленных отклонений средний внутриансамблевый разброс результатов моделей становится больше в ансамбле СМІР5 по сравнению с СМІРЗ.

В отличие от результатов для марта, ПМЛ в сентябре в период наблюдений воспроизводится в моделях СМІР5 заметно лучше (рис. 6.2.5а). Средняя по ансамблю ПМЛ в сентябре во всей Арктике уменьшается к концу XXI века на $3,6 \cdot 10^6$ км² в ансамбле СМІРЗ (рис. 6.2.5а) и на $6,0 \cdot 10^6$ км² в ансамбле СМІР5 (рис. 6.2.5б) относительно значений конца XX века. Практически все модели ансамбля СМІР5 (за исключением модели CSIRO Mk3.6.0) показывают полностью свободную ото льда Арктику в сентябре к концу XXI века при сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5. Изменения ПМЛ для моделей СМІР5 при сценарии RCP 4.5 анализировались в работе [Stroeve et al., 2012] и показали, несмотря на более слабое антропогенное воздействие, сокращение ПМЛ, сравнимое с изменениями в ансамбле СМІРЗ при сценарии SRES A1B. Несколько моделей из ансамбля СМІР5 (рис. 6.2.5б) показывают резкое сокращение ПМЛ в 2030-х гг., указывая на возможное существование порога неустойчивости или «точку перелома» (“tipping point”, [Lenton et al., 2008]). Ускорившееся сокращение ПМЛ в начале XXI века, отмеченное по данным наблюдений, тем не менее, целиком не воспроизводится в средней по ансамблю СМІР5 эволюции ПМЛ, что предполагает значительный вклад естественной изменчивости в наблюдаемые изменения ПМЛ [Day et al., 2012] и/или может объясняться недостаточно высокой чувствительностью ПМЛ в моделях к антропогенному воздействию. В случае заниженной чувствительности следует ожидать уменьшения ПМЛ ускоренными темпами как в начале XXI века и сезонно свободной ото льда Арктики уже в 2020-х гг. [Alekseev et al., 2009; Wang and Overland, 2009]. Главной причиной менее быстрых темпов сокращения средней по ансамблю моделей ПМЛ, скорее всего, является фактор естественной изменчивости, на что указывают значительные декадные и мультидекадные вариации ПМЛ в индивидуальных моделях, амплитуда которых достаточно велика, чтобы объяснить расхождение между модельными результатами и наблюдениями [Semenov and Latif, 2012]. В моделях такая внутренняя изменчивость происходит стохастически и может находиться в иной фазе, чем аналогичные наблюдающиеся колебания. Совпадение сокращения ПМЛ, вызванного естественными факторами (например, Атлантическим долгопериодным колебанием [Miles et al., 2014]), с антропогенным трендом могло привести к ускоренному таянию льдов в начале XXI века. Таким образом, в целом модели СМІР5 лучше воспроизводят долгопериодный тренд ПМЛ во всей Арктике в сентябре, чем модели СМІРЗ в период достоверных наблюдений.

Отметим, что представленные результаты для ПМЛ во всей Арктике отличаются от результатов [Stroeve et al. 2007; 2012]. Причина расхождений связана с использованием различных методов анализа. В [Stroeve et al. 2007; 2012] анализировались ПМЛ, суммируя площадь ячеек с КМЛ, превышающей 15%. Помимо этого, Stroeve et al. (2012) исключили из анализа некоторые

модели, которые воспроизводили очень завышенные или заниженные значения ПМЛ в XX веке, в то время как в данном разделе были проанализированы все модели.

2. *Центральная Арктика.* Зимой центральная Арктика (севернее 80° с. ш.) полностью покрыта морскими льдами, занимающими площадь примерно $3,1 \cdot 10^6$ км² до 2050 г. во всех моделях (рис. 6.2.4*в, г*), после чего ПМЛ начинает уменьшаться. Среднее по ансамблю сокращение ПМЛ в течение XXI века весьма незначительно и составляет $0,15 \cdot 10^6$ км² и $0,50 \cdot 10^6$ км² в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно. Некоторые модели CMIP5 показывают сокращение ПМЛ в центральной Арктике в марте до $1,5 \cdot 10^6$ км² и ниже.

В сентябре ПМЛ в обоих ансамблях меньше, чем по данным HadISST1 (рис. 6.2.5*в, г*), причем расхождения сильнее для ансамбля CMIP5. Это указывает на то, что большинство моделей недооценивают ПМЛ в сентябре в центральной Арктике в период наблюдений. Следует отметить, что из-за отсутствия спутниковых данных вблизи Северного полюса и проблем с идентификацией водоемов на поверхности льда эмпирические оценки ПМЛ в центральной Арктике характеризуются значительной неопределенностью, и расхождения между спутниковыми данными и данными моделей могут также быть объяснены недооценкой КМЛ в данных HadISST1.

При сценарии RCP 8.5 часть моделей ансамбля CMIP5 показывает резкое (за 2–3 десятилетия) сокращение ПМЛ от современных значений до полного исчезновения ледяного покрова. Значительный внутри-ансамблевый разброс модельных результатов в обоих ансамблях связан с отличиями во времени начала быстрого сокращения ПМЛ в разных моделях. При этом можно выделить две группы моделей в ансамбле CMIP5, в которых резкое сокращение ПМЛ происходит достаточно согласованно примерно в 2030 г. и в 2050 г. (рис. 6.2.5*г*).

3. *Баренцево море.* В среднем ПМЛ в Баренцевом море составляет лишь около 5% от общей площади морских льдов в Арктике и ее вклад в средние значения, тренды и изменчивость для всех Арктики невелик. Ошибки воспроизведения ПМЛ в моделях, таким образом, не сказываются существенно на воспроизведении ПМЛ в Арктике в целом, но могут приводить к принципиально разным режимам атмосферной циркуляции зимой во внетропических широтах Северного полушария (см., например, [Petoukhov and Semenov, 2010; Semenov and Latif, 2015]), а также играть главную роль в способности моделей воспроизводить важные обратные связи в системе атмосфера–морской лед–океан, ответственные за формирование декадной и междекадной климатической изменчивости, в частности, в Атлантическом секторе Арктики [Mysak and Venegas, 1998; Bengtsson et al., 2004; Goosse and Holland, 2005].

ПМЛ в Баренцевом море в марте во время периода наблюдений имеет практически одинаковые значения в обоих ансамблях моделей (средние по ансамблю значения $1,1 \cdot 10^6$ км²), что значительно выше эмпирических оценок (уменьшение с $0,8 \cdot 10^6$ км² до менее чем $0,6 \cdot 10^6$ км² с 1960 г. по 2010 г.). Модели CMIP5 в целом воспроизводят более сильное сокращение ПМЛ, таким образом, лучше согласуясь с данными наблюдений (рис. 6.2.4*д, е*). Следует отметить, что систематическая ошибка моделей в среднем превышает наблю-

денное сокращение ПМЛ за период 1960–2010 гг. И в сентябре, и в марте ПМЛ в индивидуальных моделях характеризуется сильной декадной изменчивостью, что указывает на важную роль внутренней изменчивости в формировании наблюдаемых декадных трендов ПМЛ, в частности, ускорившегося сокращения ПМЛ в начале XXI века (рис. 6.2.4e). Модели обоих ансамблей в среднем сильно переоценивают ПМЛ в Баренцевом море в сентябре (в 3–4 раза) и характеризуются значительным разбросом от практически свободного ото льда Баренцева моря в XX веке до условий полного покрытия моря льдом (рис. 6.2.5d,e). В настоящее время Баренцево море летом почти свободно ото льда, в то время как в среднем для моделей такие условия достигаются лишь к концу и к середине XXI века в ансамблях СМIP3 и СМIP5 соответственно. В целом модели СМIP5 воспроизводят ПМЛ в Баренцевом море заметно лучше, чем модели СМIP3.

III. Чувствительность ПМЛ к изменению приземной температуры в СП. Внутриансамблевый разброс модельных результатов связан с различными причинами. Это и различия в используемых моделях атмосферы, океана и морского льда, интенсивная изменчивость атмосферной и океанской циркуляции в высоких широтах, а также сложная нелинейная динамика атмосферы и океана. Это неопределенности, связанные с выбором различных параметров (в частности, альbedo льда и снега), значительный разброс в воспроизведении облачного покрова в Арктике [Eisenman et al., 2007; Karlsson and Svensson, 2013; Koenigk et al., 2014]. Вместе с тем различные значения ПМЛ и ее трендов могут быть связаны не только с процессами в высоких широтах СП, но и (даже при прочих равных условиях) зависеть от скорости глобального потепления в моделях. Поэтому вопрос о связи изменений ПМЛ с изменениями температуры является важным для понимания причин неопределенности воспроизведения ПМЛ в моделях. Этот вопрос был рассмотрен для общей площади арктических льдов летом в ансамбле моделей СМIP3 с целью уменьшения неопределенности модельных проекций, в частности срока наступления режима сезонно безледной Арктики [Zhang, 2010; Winton, 2011; Mahlstein and Knutti, 2011; Massonnet et al., 2012].

Чувствительность ПМЛ к изменениям приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Северном полушарии оценивалась как отношение между среднесезонными изменениями (для зимы и лета) ПМЛ и ПТВ, осредненными для периодов 1970–2000 гг. и 2070–2100 гг. для моделей ансамблей СМIP3 и СМIP5. Корреляционные диаграммы на рис. 6.2.6 (для зимы: январь, февраль, март) и рис. 6.2.7 (для лета: июль, август, сентябрь) иллюстрируют чувствительность изменений КМЛ во всей Арктике, центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям ПТВ СП для моделей ансамбля СМIP3 (сценарий SRES A1B) и СМIP5 (сценарий RCP 8.5).

Внутриансамблевые регрессии ПМЛ на ПТВ СП и соответствующие значения корреляций представлены в табл. 6.2.3, которая также включает результаты для сценария RCP 4.5 для моделей СМIP5. Для ПМЛ во всей Арктике отмечается устойчивая линейная связь между зимней ПМЛ и соответствующими изменениями ПТВ СП (рис. 6.2.6a,b) для обоих ансамблей с корреляцией, близкой к $-0,8$. Коэффициент линейной регрессии составляет $-1,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot \text{°C}^{-1}$, $-1,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot \text{°C}^{-1}$ и $-1,4 \cdot 10^6 \text{ км}^2 \cdot \text{°C}^{-1}$ для моделей

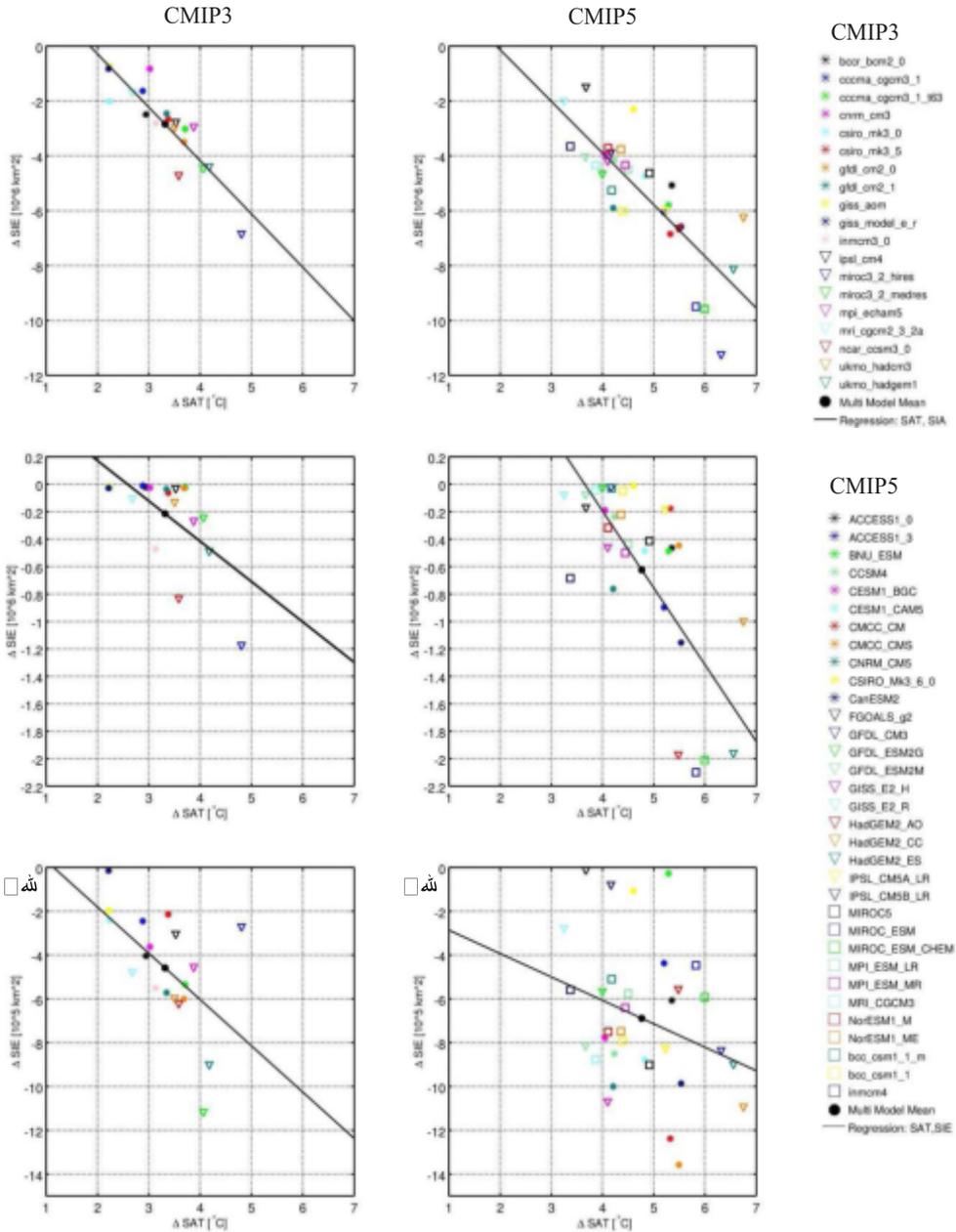


Рис. 6.2.6. Изменения площади морских льдов зимой (январь–март) от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. как функция соответствующих изменений приземной температуры в Северном полушарии для ансамблей моделей CMIP3 (сценарий 20c3m/SRES A1B, слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP 8.5, справа). Показаны результаты для всей Арктики (а, б), для центральной Арктики (в, г) и для Баренцева моря (д, е). Значения соответствующих коэффициентов регрессии и корреляции представлены в табл. 6.2.3

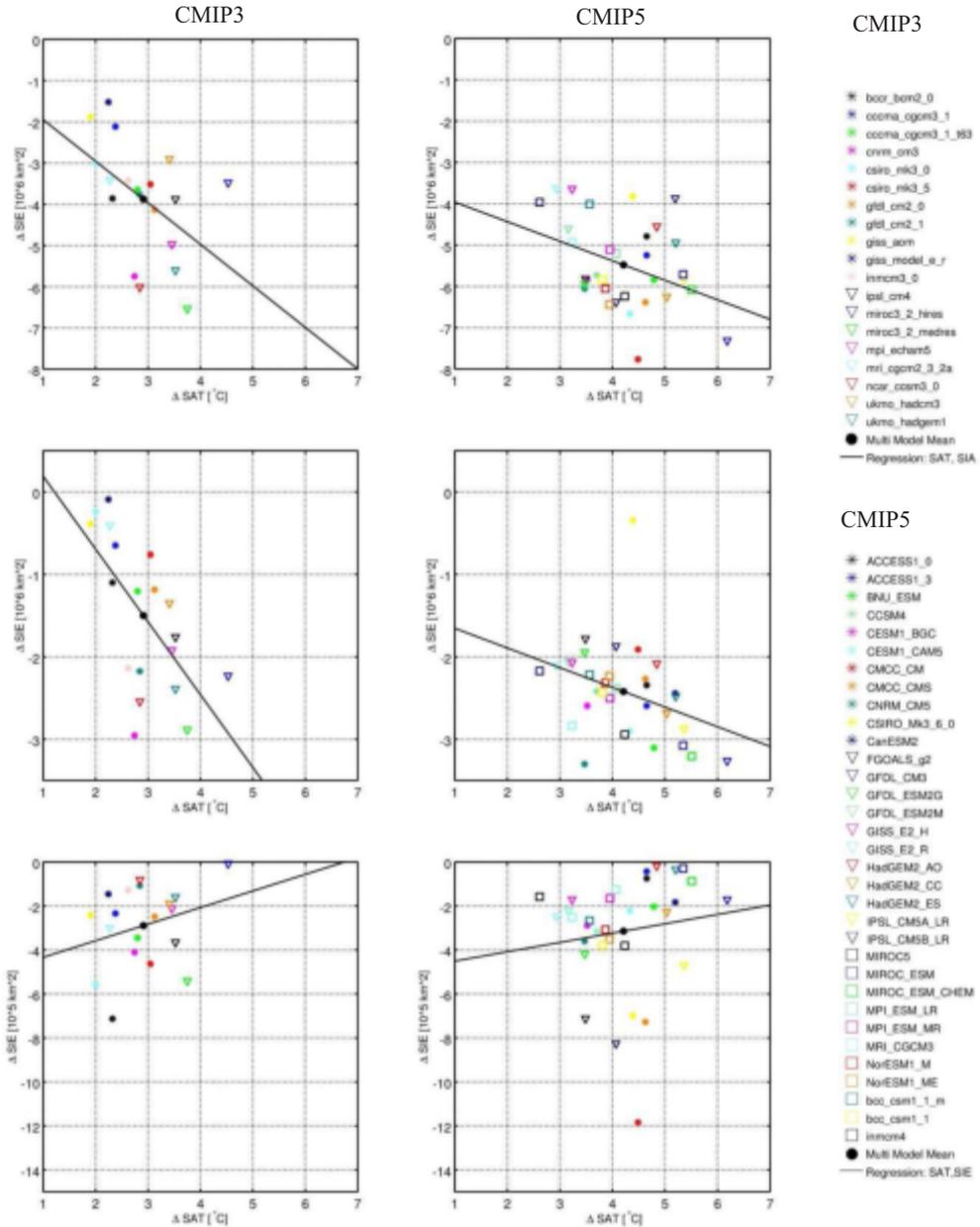


Рис. 6.2.7. Аналогично рис. 6.2.4, но для лета (июль–сентябрь)

CMIP3 (сценарий SRES A1B) и для моделей CMIP5 (сценарии RCP8.5 и RCP4.5) соответственно. Таким образом, зимняя ПМЛ в моделях CMIP5 менее чувствительна к увеличению ПТВ СП в сравнении с моделями CMIP3. Результаты также ожидаемо показывают, что более сильное антропогенное воздействие (сравнение сценариев RCP 4.5 и RCP 8.5) приводит к ускоренному

уменьшению ПМЛ летом (рис. 6.2.7*а,б*). Эти различия, однако, лежат в диапазоне неопределенности (табл. 6.2.3). Отметим, что модели с очень сильным потеплением в СП к концу XXI века (около 6°C и более) имеют чувствительность ПМЛ к температурным изменениям, лежащую далеко в стороне от линии линейной регрессии, указывая на возможные нелинейные эффекты.

ПМЛ в центральной Арктике не имеет значимой линейной связи с изменениями ПТВ в СП в моделях CMIP (рис. 6.2.6*в,г*, табл. 6.2.3). Это объясняется небольшими изменениями ПМЛ в этом регионе в большинстве моделей, даже к концу XXI века. Большие значения регрессии в моделях CMIP5 связаны с несколькими отмеченными ранее моделями, показывающими резкое сокращение ПМЛ в центральной Арктике. Большинство же моделей CMIP5 не воспроизводят заметных изменений ПМЛ в этом регионе даже при агрессивном сценарии RCP 8.5.

Чувствительность ПМЛ в Баренцевом море (рис. 6.2.6*д,е*) характеризуется сильным внутриансамблевым разбросом, особенно для моделей ансамбля CMIP5. Отметим, что относительно большее число моделей CMIP5 реалистично воспроизводят наблюдаемые значения ПМЛ в Баренцевом море как в марте, так и в сентябре, в то время как большинство моделей ансамбля CMIP3 существенно завышают ПМЛ. Это может быть связано с возросшим в целом пространственным разрешением моделей в ансамбле CMIP5.

Чувствительность ПМЛ к ПТВ СП летом существенно отличается от зимней зависимости. Если модели ансамбля CMIP3 в целом показывают достаточно хорошую связь между ПМЛ и температурой (рис. 6.2.7*а*), то в ансамбле CMIP5 отмечается лишь слабая зависимость ПМЛ от изменений температуры (рис. 6.2.7*б*). В частности, это связано с более сильным радиационным форсингом, который приводит летом к свободной ото льда Арктике к концу

Т а б л и ц а 6.2.3. Внутриансамблевая чувствительность площади морских льдов (ПМЛ) во всей Арктике, в центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям приземной температуры воздуха (ПТВ) Северного полушария для зимы и лета в моделях ансамблей CMIP3 (при сценарии SRES A1B) и CMIP5 (при сценариях RCP 4.5 и RCP 8.5)

Ансамбль моделей	Зима			Лето		
	CMIP3	CMIP5	CMIP5	CMIP3	CMIP5	CMIP5
Сценарий антропогенного воздействия	SRES A1B	RCP 4.5	RC P8.5	SRES A1B	RCP 4.5	RCP 8.5
	Внутриансамблевым коэффициент линейной регрессии 10 ⁶ км ² /°C					
Вся Арктика	-1,9 (-0,88)	-1,4 (-0,81)	-1,9 (-0,81)	-1,0 (-0,49)	-1,3 (-0,71)	-0,5 (-0,38)
Центральная Арктика	-0,3 (-0,63)	-0,2 (-0,72)	-0,6 (-0,73)	-0,9 (-0,64)	-0,7 (-0,56)	-0,2 (-0,36)
Баренцево море	-0,2 (-0,56)	-0,3 (-0,63)	-0,1 (-0,29)	0,1 (0,28)	0,02 (0,07)	0,04 (0,14)

Чувствительность представлена как коэффициент линейной регрессии (в 10⁶ км²/°C) изменений ПМЛ от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. от соответствующих изменений ПТВ (в °C) для каждого ансамбля (см. рис. 6.2.6 и 6.2.7). Также показан (в скобках) коэффициент корреляции для соответствующего ансамбля.

XXI века в большинстве моделей. В этом случае чувствительность в основном зависит от величины ПМЛ в период 1970–2000 гг., а эта величина в ансамбле моделей распределена случайно. Поэтому при относительно слабом сценарии RCP 4.5 модели СМІР5 показывают более высокую чувствительность (табл. 6.2.3). Приведенные выше результаты относятся как ко всей Арктике, так и к центральной Арктике (рис. 6.2.7*в,г*). Для Баренцева моря ни один из ансамблей не показывает статистически значимых внутриансамблевых корреляций ПМЛ с ПТВ СП (рис. 6.2.7*д,е*). Это также может быть объяснено полным исчезновением морских льдов в Баренцевом море летом уже к середине XXI века, что приводит к зависимости чувствительности только от современных значений ПМЛ.

IV. Изменения амплитуды сезонного хода ПМЛ. Отмеченное по данным наблюдений и воспроизведенное климатическими моделями СМІР более сильное сокращение ПМЛ в сентябре, чем в марте (рис. 6.2.4, 6.2.5), подразумевает увеличение амплитуды сезонного хода ПМЛ (рис. 6.2.8). Такие тенденции очевидны в данных наблюдений HadISST1 для всей Арктики и центральной Арктики (рис. 6.2.8*а–г*). Модели СМІР в целом недооценивают наблюдаемый тренд увеличения амплитуды сезонного хода в XX веке. К концу XX века амплитуда сезонного хода ПМЛ для всей Арктики составляет около $5,9 \cdot 10^6$ км² в моделях СМІР5 (сценарий RCP 8.5) и $5,3 \cdot 10^6$ км² в моделях СМІР3 (сценарий SRES A1B). Следует отметить, что представленные значения амплитуды являются половиной размаха колебаний, оцененной с помощью гармонического анализа и не равны половине разницы между значениями ПМЛ в марте и сентябре. По данным моделей амплитуда растет в XXI веке. В моделях СМІР5 при сценарии RCP 8.5 средняя по ансамблю амплитуда достигает максимума в $6,8 \cdot 10^6$ км² примерно в 2060 г., а затем уменьшается до значений, соответствующих современному климату. Такая динамика связана с тем, что многие модели становятся безледными после 2050 г., и амплитуда сезонного хода ПМЛ меняется вследствие более медленного сокращения зимней ПМЛ. Амплитуда сезонного хода ПМЛ в моделях СМІР3 (сценарий SRES A1B) монотонно увеличивается примерно до $6,2 \cdot 10^6$ км² к концу XXI века, так как в большинстве моделей морской лед присутствует и летом до конца века.

В течение периода наблюдений во второй половине XX века модели обоих ансамблей значительно (как минимум в три раза) недооценивают амплитуду сезонного хода ПМЛ для всей Арктики (рис. 6.2.8*а,б*). Кроме этого, модели в среднем для ансамбля значительно переоценивают амплитуду в период 1960–2010 гг. Разница между результатами ансамбля СМІР5 и наблюдениями при этом в два раза больше (около $1,0 \cdot 10^6$ км²), чем для ансамбля СМІР3.

Основной вклад в уменьшение амплитуды сезонного хода ПМЛ для всей Арктики в моделях вносят изменения в центральной Арктике (рис. 6.2.8*в,г*). В этом регионе оба модельных ансамбля лучше воспроизводят наблюдаемый тренд амплитуды в последние два десятилетия, но также показывают систематическое завышение амплитуды, особенно хорошо заметное (около $0,2 \cdot 10^6$ км²) для ансамбля СМІР5 (сценарий RCP 8.5). Эта разница, как отмечалось ранее, может быть связана не только с модельными ошибками, но и с недооценкой изменений ПМЛ в этом регионе в данных HadISST1.

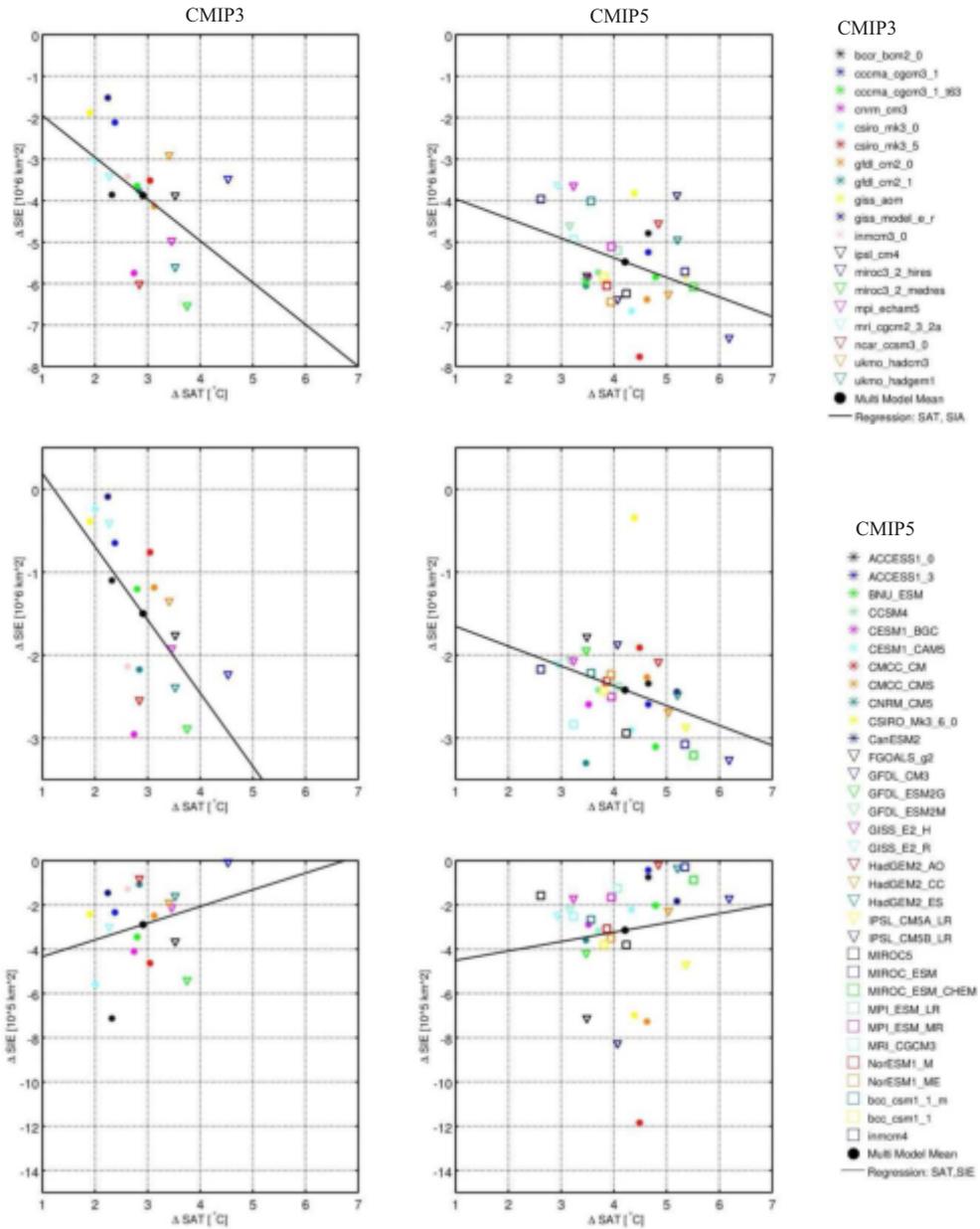


Рис. 6.2.8. Амплитуда сезонного хода площади морских льдов, оцененная по данным наблюдений (HadISST1) (жирная красная линия) и результатам климатических моделей ансамблей (сценарий 20с3m/SRES A1B) (слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP8.5) (справа). Индивидуальные модели представлены тонкими цветными кривыми, средние по ансамблю значения обозначены жирными черными кривыми. Показаны результаты для всей Арктики (а, б), центральной Арктики (в, г) и Баренцева моря (д, е). Временные ряды сглажены пятилетним скользящим усреднением

В Баренцевом море данные наблюдений показывают небольшое уменьшение амплитуды ПМЛ со значительными декадными колебаниями (рис. 6.2.8*д,е*). Результаты моделей обеих ансамблей характеризуются значительным разбросом. Средние по ансамблям тренды, очевидно, не соответствуют модам соответствующих внутриансамблевых распределений трендов, поскольку большинство воспроизведенных значений принадлежат хвостам распределений. Среднее по ансамблю уменьшение амплитуды сезонного хода после 2000 г. в моделях СМIP5 (сценарий RCP 8.5) является результатом большинства моделей, которые предсказывают свободное ото льда море летом, в то время как 5 моделей показывают слишком много льда даже во второй половине XXI века (рис. 6.2.8*е*). Средняя по ансамблю СМIP3 амплитуда не показывает значительных изменений в течение XXI века. Изменения фазы сезонного хода ПМЛ в течение XX и XXI веков (не показаны) характеризуются значительной неопределенностью. Для ПМЛ во всей Арктике средние по обоим ансамблям изменения фазы составляют лишь около 5 дней в течение XXI века. В наблюдениях не присутствует климатический тренд, но отмечается сильная декадная изменчивость во всех регионах (не показано).

V. Изменения межгодовой изменчивости. Изменения климата оказывают воздействие не только на средние значения ПЛМ и его сезонный ход, но также влияют на межгодовую изменчивость. Эта характеристика важна для предсказуемости изменений ПМЛ на различных временных масштабах, а также для оценки риска возникновения экстремальных аномалий ПМЛ. В данном разделе анализируется стандартное отклонение (несмещенная оценка дисперсии межгодовых вариаций) сентябрьской и мартовской ПМЛ для исследуемых регионов в периоды 1970–2000 гг. и 2070–2100 гг. по данным моделей ансамбля СМIP3 (сценарий SRES A1B) и СМIP5 (сценарии RCP4.5 и RCP8.5). До расчета стандартных отклонений из исходных данных был вычтен полиномиальный тренд четвертого порядка. На рис. 6.2.9 представлены среднеквадратичные отклонения (СКО) ПМЛ для всей Арктики в моделях ансамблей СМIP3 и СМIP5, а также средние по ансамблям СКО для марта и сентября. Результаты представлены как функция сентябрьских значений от мартовских, что позволяет сопоставить относительные изменения для двух сезонов. Также показаны СКО по данным наблюдений HadISST1 для периода 1970–2000 гг.

В течение периода 1970–2000 гг. оба ансамбля в среднем воспроизводят более сильную изменчивость в марте ($3,2 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ и $3,0 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ в ансамблях СМIP3 и СМIP5 соответственно) по сравнению с данными HadISST1 ($2,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$). Это в том числе связано с переоценкой средней ПМЛ в моделях (рис. 6.2.4*а,б*). В сентябре среднее по ансамблю СМIP3 СКО почти точно воспроизводит эмпирическую оценку по данным HadISST1 ($3,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$), в то время как для ансамбля СМIP5 СКО существенно выше ($4,3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$) (рис. 6.2.9*а*). Такой результат получен на фоне в среднем меньшей ПМЛ в сентябре (и лучше согласующейся с наблюдениями) для всей Арктики в моделях СМIP5 по сравнению с моделями СМIP3 (рис. 6.2.5*а,б*). Значения для большинства моделей обеих ансамблей на рис. 6.2.9 расположены выше диагональной прерывистой линии, что указывает на более высокую изменчивость ПМЛ в сентябре в сравнении с мартом. В среднем отношение между вели-

чиной СКО в сентябре и марте составляет 1,6 для моделей CMIP5, 1,3 для моделей CMIP3 и 1,4 для данных HadISST1.

В период 2070–2100 гг. средняя по ансамблю моделей CMIP3 СКО в марте практически не изменяется, и отношение СКО в сентябре и марте остается близким к единице. В моделях CMIP5 СКО не изменяется при сценарии

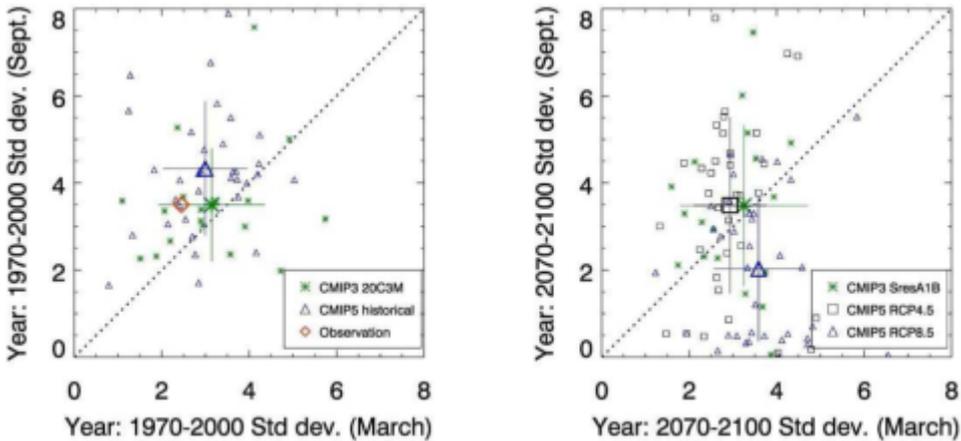


Рис. 6.2.9. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости площади морских льдов во всей Арктике в сентябре (в 10^5 км^2) как функция СКО в марте для периодов 1970–2000 гг. (а) и 2070–2100 гг. (б). Индивидуальные модели представлены маленькими символами. Большие символы обозначают средние по ансамблю значения. Вертикальные и горизонтальные линии обозначают соответствующие внутрянсамблевые СКО

RCP4.5 и увеличивается до $3,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ при сценарии RCP8.5. Изменения СКО в сентябре гораздо заметнее с уменьшением от $4,3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ до $3,5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ и до $2,0 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ при сценариях RCP4.5 и RCP8.5 соответственно. Уменьшение СКО в сентябре в моделях CMIP5 связано с тем, что большое число моделей становятся свободными ото льда при агрессивном сценарии RCP8.5. Как отмечалось выше, СКО в марте значительно увеличивается в моделях CMIP5 при сценарии RCP8.5 (предположительно из-за меньшей толщины льда), что приводит к уменьшению отношения изменчивости в сентябре и марте до 0,6. Наблюдения в последние десятилетия указывают на увеличение межгодовой изменчивости ПРМЛ [Holland et al., 2008]. Уменьшение межгодового СКО в сентябре к концу XXI века в моделях CMIP5 не противоречит обнаруженным по данным наблюдений тенденциям и может быть объяснен нелинейной зависимостью изменчивость от средней ПМЛ [Goosse et al., 2009].

VI. ПМЛ и изменчивость атмосферной циркуляции. Главной модой межгодовой изменчивости зимней крупномасштабной циркуляции атмосферы во внетропических широтах СП является Североатлантическое колебание (САК) [van Loon and Rogers, 1978; Hurrell, 1995]. Выдвигаются гипотезы о влиянии глобального потепления на САК [например, Kuzmina et al.,

2005], а также о роли океанической циркуляции (в том числе Атлантической долгопериодной осцилляции) в формировании низкочастотной изменчивости САК [Peings and Magnusdottir, 2014], наблюдаемые изменения индекса САК за последние 150 лет неотличимы (статистически значимо) от белого шума [Wunsch, 1999; Semenov et al., 2008]. САК оказывает существенное влияние на ПМЛ в Баренцевом море [Dickson et al., 2000], которая напрямую связана с изменчивостью атмосферной циркуляции и океаническим притоком. Приток атлантических вод в Баренцево море также зависит от региональной атмосферной циркуляции [Smedsrud et al., 2013]. Таким образом, Баренцево море является ключевым регионом для оценки способностей моделей воспроизводить важные физические связи в Арктической климатической системе.

САК влияет на океанический приток в Баренцево море, хотя эта связь и не является стационарной [Dickson et al., 2000; Bengtsson et al., 2004; Semenov, 2008; Smedsrud et al., 2013]. Приток главным образом формируется из-за ветрового воздействия и зависит от силы юго-западного ветра в западной части Баренцева моря. Сила ветра, в свою очередь, связана с градиентом давления на уровне моря (ДУМ) между северной оконечностью Норвегии и Шпицбергом [Bengtsson et al., 2004]. Поэтому в данном разделе анализируется линейная связь между градиентом ДУМ, средним для января–марта, который служит индексом океанического притока в Баренцево море, САК и ПМЛ в Баренцевом море в марте. Корреляции вычислялись после удаления полиномиального тренда четвертого порядка для периодов 1900–1970 гг. и 2030–2100 гг. Корреляции вычислялись для межгодовых и декадных (после сглаживания скользящими 5-летними средними) вариаций.

VI.1. *ПМЛ в Баренцевом море и САК.* Значения корреляций для периодов 1900–1970 гг. и 2030–2100 гг. на рис. 6.2.10 отложены по осям x и y соответственно, в результате каждой модели соответствует одна точка (символ). Такой способ презентации иллюстрирует, как корреляции в моделях изменились в XXI веке. Если точка для какой-либо модели расположена в нижнем левом или в верхнем правом квадранте, это означает, что связь между индексом атмосферной циркуляции и ПМЛ в XX и XXI веках качественно не меняется. Попадание в два других квадранта означает, что знак корреляции поменялся в XXI веке. Поскольку изменчивость атмосферной циркуляции в высоких широтах наиболее сильна в зимний период, анализировались только связи с ПМЛ в марте.

Корреляции между ПМЛ в Баренцевом море в марте и индексом САК в моделях СМІРЗ и СМІР5 (сценарий RCP 8.5) показаны на рис. 6.2.10. В XX веке практически все модели показывают отрицательную корреляцию межгодовой изменчивости ПМЛ и индексом САК (рис. 6.2.10а,б), при этом корреляция для 10 и 13 моделей из, соответственно, ансамблей СМІРЗ и СМІР5 статистически значимы на уровне 10% ($|r| > 0,22$). Таким образом, около половины моделей каждого ансамбля воспроизводят наблюдаемую связь между САК и ПМЛ в Баренцевом море. Величина корреляций небольшая, но эмпирические оценки имеют сходные величины [Goosse and Holland, 2005; Semenov, 2008]. Такая отрицательная связь также отмечается и в XXI веке, но для меньшего числа моделей (8 и 7 для ансамблей СМІРЗ и СМІР5 соответственно). На декадном временном масштабе связь, как правило, сильнее и обоих

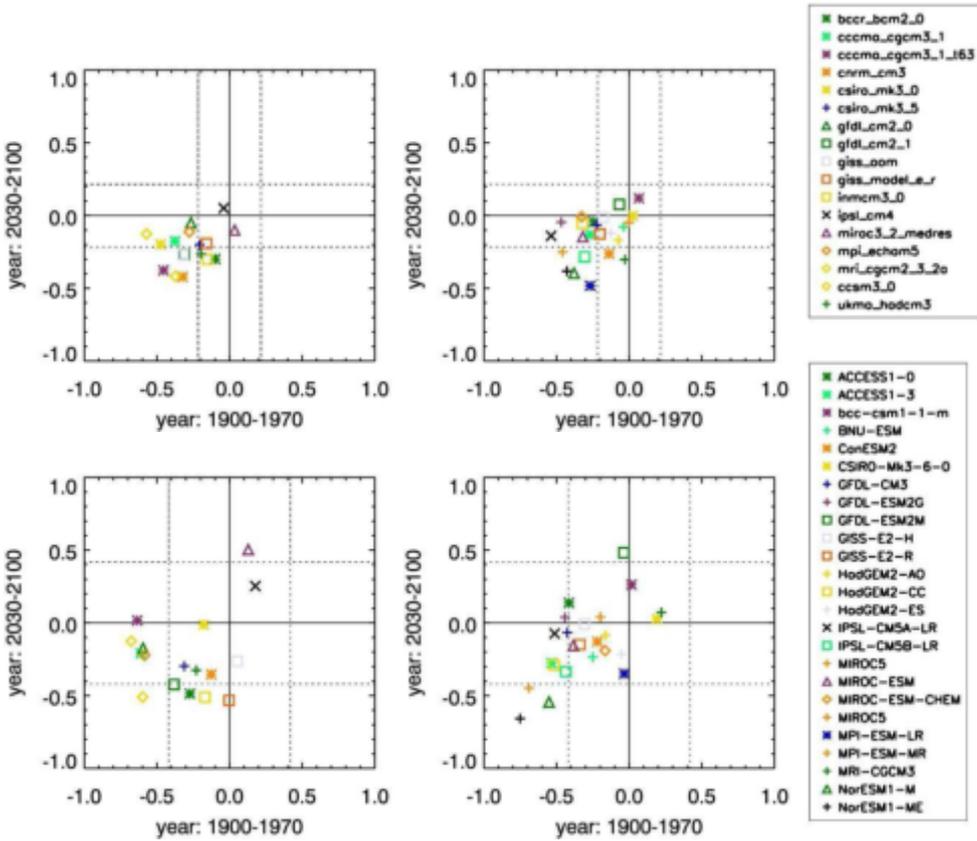


Рис. 6.2.10. Корреляции между индексом Североатлантического колебания и площадью морских льдов в марте в Баренцевом море по данным моделей СМIP3 (а, в) и СМIP5 (б, г) для периодов 1900–1970 гг. и 2030–2100 гг. По осям x и y отложены значения корреляций для периодов 1900–1970 гг. и 2030–2100 гг., соответственно. Корреляции рассчитывались для исходных данных (а, б) и данных, сглаженных пятилетним скользящим осреднением (в, г). Уровни 90% значимости отмечены пунктирными линиями

ансамблях, но внутриансамблевый разброс становится больше, и число моделей со статистически значимой корреляцией уменьшается до 1 и 3 (СМIP3 и СМIP5) (рис. 6.2.10в,г).

VI.2. ПМЛ в Баренцевом море и разность ДУМ между Скандинавией и Шпицбергенom. На рис. 6.2.11 показаны корреляции между ПМЛ в марте в Баренцевом море и разницы ДУМ средней для января–марта. Отметим, что юго-восточные ветры, описываемые таким индексом давления, не только влияют на океанический приток, но и напрямую воздействуют на ПМЛ как динамически, так и термодинамически путем переноса теплых воздушных масс. На межгодовом временном масштабе большинство моделей (за исключением 2 и 5 в ансамблях СМIP3 и СМIP5 соответственно) показывают

статистически значимые отрицательные корреляции (рис. 6.2.11а,б). Эта связь остается устойчивой также и в XXI веке, хотя гораздо большее количество моделей (11) ансамбля СМIP5 не проходят тест на значимость корреляций. В целом те модели, которые показывают сильные корреляции в XX веке, также имеют сильные корреляции в XXI веке. Для декадной изменчивости результаты качественно похожи (рис. 6.2.11в,г), но, как и для межгодовой изменчивости, увеличивается внутриансамблевый разброс значений корреляции. Значительно уменьшается число моделей со статистически значимыми отрицательными корреляциями в XXI веке в сравнении с XX веком, особенно в моделях СМIP5 (рис. 6.2.11з). Это также может быть связано с сильным радиационным форсингом при сценарии RCP 8.5, приводящим к значительному сокращению ПМЛ в марте уже к середине XXI века (рис. 6.2.4е). Проведенный анализ показывает, что, несмотря на значительную переоценку ПМЛ

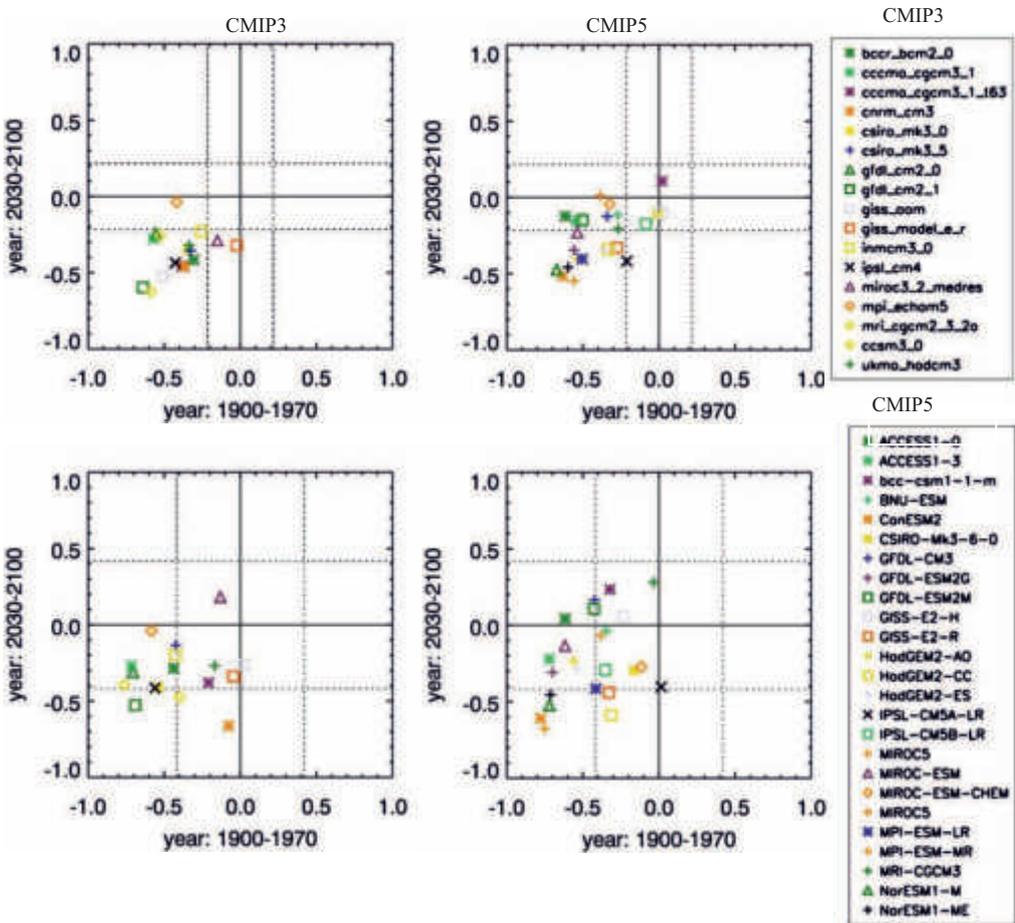


Рис. 6.2.11. Аналогично рис. 6.2.10, но для корреляций с разницей давления на уровне моря между Скандинавией и Шпицбергом

в Баренцевом море, большое количество моделей способны воспроизводить связь между океаническим притоком и ПМЛ в Баренцевом море на межгодовом и междекадном временных масштабах.

Выводы. Проведенный анализ площади арктических морских льдов летом во всей Арктике в целом согласуется с результатами, полученными ранее [Stroeve et al., 2007; Stoeve et al. 2012; Wang and Overland, 2009] для площади распространения морских льдов. Модели ансамблей СМIP3 и СМIP5 показывают сокращение ПМЛ при воздействии заданного исторического сценария и сценариев будущих изменений радиационного воздействия, связанного с антропогенными выбросами парниковых газов и аэрозолей. Модели ансамбля СМIP5 гораздо лучше (в сравнении с данными HadISST1) воспроизводят средние значения и климатический тренд ПМЛ для всей Арктики в сентябре, чем модели предшествующего поколения СМIP3. В частности, модели СМIP5 в среднем показывают более сильное сокращение ПМЛ в последние десятилетия, что лучше согласуется с наблюдаемым трендом. Ускорившееся сокращение ПМЛ в последнее десятилетие, тем не менее, не полностью воспроизводится (как отклик на внешнее воздействие). Причиной этому может быть вклад естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемый тренд или недостаточная чувствительность моделей в целом к заданному внешнему воздействию, или заниженные оценки внешнего воздействия на климат.

Многие модели СМIP5 показывают резкое сокращение ПМЛ в первой половине XXI века с достижением режима сезонно свободной ото льда Арктики к 2050 г., указывая на возможность существования порога неустойчивости или «точки перелома» в арктической климатической системе [Lenton et al., 2008]. Явное улучшение результатов моделей СМIP5 в сравнении с ансамблем СМIP3 по воспроизведению наблюдаемых в период 1960–2014 гг. изменений ПМЛ для всей Арктики сопровождается увеличенной систематической ошибкой для средней ПМЛ в марте в сравнении с данными HadISST1. ПМЛ в Баренцевом море и зимой, и летом характеризуется в моделях СМIP5 увеличенной систематической ошибкой и более высокой неопределенностью проекций будущих изменений. Модели обоих ансамблей значительно переоценивают ПМЛ в Баренцевом море в сентябре (более чем в три раза). Результаты большинства моделей обоих ансамблей для Баренцева моря не согласуются с данными наблюдений, однако большее количество моделей ансамбля СМIP5 показывают реалистичные результаты и в марте, и в сентябре. ПМЛ в индивидуальных экспериментах (во всех анализировавшихся регионах) показывают сильную декадную изменчивость и в марте, и в сентябре, что согласуется с данным наблюдений и может объяснить ускорившееся уменьшение ПМЛ в начале XXI века.

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в моделях СМIP5 в сентябре также стала более реалистичной, с более сильной изменчивостью по сравнению с ансамблем СМIP3. Несмотря на заметное улучшение, изменчивость в ансамбле СМIP5 в среднем все еще слабее, чем в данных HadISST1, особенно в атлантическом секторе. Внутриансамблевый разброс межгодовой изменчивости КМЛ моделей СМIP5 также меньше, чем для моделей СМIP3. Улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости вдоль границы ледяного покрова сопровождается переоценкой изменчивости в цен-

тральной Арктике, что указывает на общее увеличение чувствительности летней КЛМ к вариациям потоков тепла на границе океан–атмосфера. Различие между данными наблюдений и моделями может также объясняться переоценкой изменчивости вблизи Северного полюса в данных HadISST1 из-за отсутствия там спутниковых данных и применения интерполяции. Зимой модели СМIP5 также показывают лучшее согласие с данными наблюдений, хотя и не в такой степени, как летом. При сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5 модели СМIP5 показывают более сильное увеличение изменчивости, чем модели СМIP3, при более слабом сценарии SRES A1B, что также указывает на более высокую чувствительность КМЛ в ансамбле СМIP5 к парниковому потеплению.

Связь между изменениями температуры Северного полушария и ПМЛ во всей Арктике наиболее сильна зимой и слабо отличается в обоих ансамблях. Летом модели СМIP5 при сценарии RCP 8.5 демонстрируют более слабую зависимость ПМЛ от температуры, чем модели СМIP3 при сценарии SRES A1B. Это может объясняться более сильным радиационным воздействием, приводящим к исчезновению в большинстве моделей ледяного покрова летом к 2050 г. При сценарии RCP 4.5 чувствительность ПМЛ к температурным изменениям сильнее и сравнима со значениями для зимы. Модельные результаты для всей Арктики говорят о сильной зависимости ПМЛ от среднеполушарных изменений ПТВ как отклика на антропогенное воздействие. В центральной Арктике модели ансамбля СМIP5 (сценарий RCP 8.5) в целом также показывают более слабую зависимость ПМЛ от ПТВ СП, чем модели СМIP3. В Баренцевом море эта зависимость (особенно летом) практически отсутствует.

Амплитуда сезонного хода ПМЛ в последние 50 лет увеличивается по данным наблюдений, что связано с более сильным сокращением ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом. Такая тенденция воспроизводится моделями для всей Арктики и центральной Арктики, с более сильными трендами амплитуды сезонного хода в моделях СМIP5 (при сценарии RCP 8.5). Модели в обоих ансамблях, однако, переоценивают амплитуду сезонного хода в сравнении с данными HadISST1, причем в моделях СМIP5 в среднем отличие от данных наблюдений более сильное как для всей Арктики, так и для центральной Арктики. Увеличенная амплитуда в моделях вместе с заниженными средними значениями ПМЛ во все сезоны приводит к существенно увеличенной (примерно на 50%) сезонности ледяного покрова для всей Арктики, особенно в моделях СМIP5. Изменения амплитуды сезонного хода ПМЛ могут служить индикатором количества сезонного льда, формирующегося осенью и зимой.

Результаты моделей обоих ансамблей характеризуются очень сильной неопределенностью изменений ПМЛ в Баренцевом море. Значительная декадная и междекадная изменчивость воспроизводится большинством моделей, что согласуется с данными наблюдений и интенсивной внутренней изменчивостью атмосферной и океанической циркуляции в этом регионе.

Изменения межгодовой изменчивости ПМЛ для всей Арктики оценивались путем сравнения стандартных отклонений в моделях в конце XX и конце XXI веков. Модели СМIP3 в среднем лучше воспроизводят изменчивость (в сравнении с данными HadISST1) ПМЛ в сентябре, которая переоценена в моделях ансамбля СМIP5. В условиях современного климата модели обоих ансамблей воспроизводят более сильную изменчивость в сентябре, чем

в марте. К концу XXI века стандартное отклонение в сентябре уменьшается в моделях СМIP5, особенно при сценарии RCP8.5, что связано с большим количеством моделей, свободных ото льда к концу века. Изменения стандартного отклонения в марте значительно меньше. Изменчивость в моделях ансамбля СМIP3 в среднем практически не меняется.

Большинство моделей в обоих ансамблях способны воспроизводить важные динамические связи между Североатлантическим колебанием и ПМЛ в Баренцевом море, при этом примерно половина моделей показывает статистически значимую связь для межгодовой изменчивости. Значения корреляций относительно слабые ($|r| < 0,5$) с объясненной долей дисперсии обычно не более 20–25%. Связь, обнаруженная в XX веке, как правило, остается устойчивой и в XXI веке. Несмотря на сильно переоцененную ПМЛ в Баренцевом море, большинство моделей СМIP3 и примерно половина моделей СМIP5 также воспроизводят связь между разницей давления между северной оконечностью Скандинавии и Шпицбергенем (являющейся индексом интенсивности океанического притока в Баренцево море) и межгодовыми вариациями ПМЛ. Это говорит о том, что большое количество моделей способны воспроизводить процессы влияния естественной изменчивости океана и атмосферы на изменения ПМЛ и объясняет значительные различия с данными наблюдений на декадном масштабе.

Высокая неопределенность и большие систематические ошибки в моделях, характерные для Баренцева моря, являются важным фактором при оценке современных и будущих изменений атмосферной циркуляции в средних и высоких широтах, связанных с сокращением арктических морских льдов (см. обзор [Vihma, 2014]). При анализе будущих изменений атмосферной циркуляции в моделях следует учитывать нелинейность отклика атмосферной циркуляции на изменения ПМЛ в Баренцевом море в последние десятилетия [Semenov and Latif, 2015] и зависимость этого отклика от средних значений ПМЛ [Petoukhov and Semenov, 2010].

Список использованной литературы

1. Alexeev V. A., Langen P. L., Bates J. R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in “ghost forcing” experiments without sea ice feedbacks // *Climate Dynamics*. 2005. V. 24. № 78. P. 655–666.
2. Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurny A. P. and Ivanov N. E. Arctic sea ice data sets in the context of climate change during the 20th century // *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*. — Springer: Dordrecht, 2008. P. 47–63.
3. Alekseev G. V. et al. Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modeling // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2009. V. 45. № 6. P. 675.
4. Andersen S. et al. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. V. 112. C08004. DOI: 10.1029/2006JC003543.
5. Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *Journal of Climate*. 2010. V. 23. № 14. P. 3888–3906.
6. Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the Arctic—a possible mechanism // *Journal of Climate*. 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.

7. *Cavalieri D.J. et al.* Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. V. 104. № С7. P. 15803–15814.

8. *Collins M., Knutti R., Arblaster J., Dufresne J.-L. et al.* Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. IPCC Working Group I Contribution to AR5. Eds. IPCC // Cambridge: Cambridge University Press. 2013. P. 1029–1136.

9. *Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., and A. Abe-Ouchi.* Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent // *Environmental Research Letters*. 2012. V. 7. № 3. P. 034011.

10. *Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W. et al.* The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 15. P. 2671–2696.

11. *Divine D.V., Dick C.* Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. V. 111. C01001.

12. *Eisenman I., Untersteiner N., Wettlaufer J.S.* On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. L10501.

13. *Flato G., Marotzke, J., Abiodun, B. et al.* Evaluation of Climate Models. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // *Climate Change 2013*. 2013. V. 5. P. 741–866.

14. *Gloersen P., Campbell W.J., Cavalieri D.J. et al.* Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987 // *National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC*. 1992. V. 290. C. 149–154.

15. *Goosse H., Arzel O., Bitz C.M. et al.* Increased variability of the Arctic summer ice extent in a warmer climate // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. L23702.

16. *Goosse H., Holland M.M.* Mechanisms of decadal arctic climate variability in the community climate system model, version 2 (CCSM2) // *Journal of climate*. 2005. V. 18. № 17. P. 3552–3570.

17. *Granger C., Hatanaka M.* *Spectral Analysis of Economic Time Series* // Princeton (New Jersey). 1964.

18. *Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., et al.* Vertical structure of recent Arctic warming // *Nature*. 2008. V. 451. № 7174. P. 53–56.

19. *Halfar J., Adey W.H., Kronz A. et al.* Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2013. V. 110. № 49. P. 19737–19741.

20. *Hodson D.L. R., Keeley S.P.E., West A. et al.* Identifying uncertainties in Arctic climate change projections // *Climate dynamics*. 2013. V. 40. №. 11-12. P. 2849-2865.

21. *Holland M.M., Bitz C.M.* Polar amplification of climate change in coupled models // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. № 3–4. P. 221–232.

22. *Holland M.M. et al.* The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic ice loss // *Arctic sea ice decline: observations, projections, mechanisms, and implications*, *Geophysical Monograph Series* 2008. T. 180. P. 133–150.

23. *Hurrell J.W. et al.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // *Science* 1995. V. 269. № 5224. P. 676–679.

24. *Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T. et al.* Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. № 11. P. 7233–7246.

25. *Solomon S. et al.* IPCC: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 pp.

26. *Stocker T.F. et al.* IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2013. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.

27. *Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W. et al.* Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. 2004. V. 56. № 4. P. 328–341.
28. *Karlsson J., Svensson G.* Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. № 16. P. 4374–4379.
29. *Kattsov V. M., Ryabinin V. E., Overland J. E. et al.* Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // *Journal of Glaciology*. 2010. V. 56. № 200. P. 1115–1121.
30. *Khon V. C., Mikhov I. I., Latif M. et al.* Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the twenty-first century // *Climatic Change*. 2010. V. 100. № 3–4. P. 757–768.
31. *Kinnard C., Zdanowicz C. M., Fisher D. A. et al.* Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. № 7374. P. 509–512.
32. *Koenigk T., Devasthale A., Karlsson K. G.* Summer Arctic sea ice albedo in CMIP5 models // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2014. V. 14. № 4. P. 1987–1998.
33. *Kuzmina S. I., Bengtsson L., Johannessen O. M. et al.* The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. L04703.
34. *Kwok R.* Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 6. P. 775–778.
35. *Lenton T. M., Held H., Kriegler E. et al.* Tipping elements in the Earth's climate system // *Proceedings of the national Academy of Sciences*. 2008. V. 105. № 6. P. 1786–1793.
36. *Mahlstein I., Knutti R.* September Arctic sea ice predicted to disappear near 2 C global warming above present // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. V. 117. D06104.
37. *Massonnet F., Fichefet T., Goosse H. et al.* Constraining projections of summer Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1383–1394.
38. *Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E. et al.* Tuning the climate of a global model // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2012. V. 4. n M00A01.
39. *Miles M. W., Divine D. V., Furevik T. et al.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. № 2. P. 463–469.
40. *Mysak L. A., Venegas S. A.* Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. № 19. P. 3607–3610.
41. *Notz D., Marotzke J.* Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. L08502.
42. *Notz D.* Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance // *The Cryosphere*. 2014. V. 8. P. 229–243.
43. *Overland J. E., Adams J. M., Bond N. A.* Regional variation of winter temperatures in the Arctic // *Journal of Climate*. 1997. V. 10. № 5. P. 821–837.
44. *Parkinson C. L., Cavalieri D. J.* Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 871–880.
45. *Peings Y., Magnusdottir G.* Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean // *Environmental Research Letters*. 2014. V. 9. № 3. P. 034018.
46. *Petoukhov V., Semenov V. A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2010. V. 115. D21111.
47. *Polyakov I. V., Alekseev G. V., Bekryaev R. V. et al.* Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journal of Climate*. 2003. V. 16. № 12. P. 2078–2085.
48. *Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. V. 108. № D14. n C4407.
49. *Rogers T. S., Walsh J. E., Rupp T. S. et al.* Future Arctic marine access: analysis and evaluation of observations, models, and projections of sea ice // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. № 1. P. 321–332.
50. *Screen J. A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*. 2010. V. 464. № 7293. P. 1334–1337.

51. *Semenov V. A.* Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region // *Doklady Earth Sciences. MAIK Nauka/Interperiodica*, 2008. V. 418. № 1. P. 91–94.
52. *Semenov V. A., Bengtsson L.* Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 15. P. 1781.
53. *Semenov V. A., Latif M., Jungclaus J. H., Park, W.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. № 11.
54. *Semenov V. A., Park W., Latif M.* Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 14.
55. *Semenov V. A., Latif M., Dommenges D. et al.* The impact of North Atlantic–Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journal of Climate*. 2010. V. 23. № 21. P. 5668–5677.
56. *Semenov V. A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1231.
57. *Semenov V. A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environmental Research Letters*. 2015. V. 10. № 5. P. 054020.
58. *Serreze M. C., Barry R. G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 77. № 1. P. 85–96.
59. *Smedsrud L. H., Esau I., Ingvaldsen R. B. et al.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. № 3. P. 415–449.
60. *Stroeve J., Holland M. M., Meier W. et al.* Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. № 9.
61. *Stroeve J. C., Kattsov V., Barrett A. et al.* Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. № 16.
62. *Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A.* An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2012. V. 93. № 4. P. 485–498.
63. *van Loon H., Rogers J. C.* The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Review*. 1978. V. 106. № 3. P. 296–310.
64. *Vaughan D. G., Comiso J. C., Allison I. et al.* Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5*. Eds. IPCC // Cambridge: Cambridge University Press. 2013.
65. *Venegas S. A., Mysak L. A.* Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? // *Journal of Climate*. 2000. V. 13. № 19. P. 3412–3434.
66. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review // *Surveys in Geophysics*. 2014. V. 35. № 5. P. 1175–1214.
67. *Walsh J. E.* Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes // *Global and Planetary Change*. 2014. V. 117. P. 52–63.
68. *Walsh J. E., Chapman W. L.* 20th-century sea-ice variations from observational data // *Annals of Glaciology*. 2001. V. 33. № 1. P. 444–448.
69. *Walsh J. E., Johnson C. M.* An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journal of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. № 3. P. 580–591.
70. *Wang M., Overland J. E.* A sea ice free summer Arctic within 30 years? // *Geophysical research letters*. 2009. V. 36. L07502.
71. *Winton M.* Do climate models underestimate the sensitivity of northern hemisphere sea ice cover? // *Journal of Climate*. 2011. V. 24. № 15. P. 3924–3934.
72. *Wood K. R., Overland J. E., Jynsson T., Smoliak B. V.* Air temperature variations on the Atlantic–Arctic boundary since 1802 // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. L17708.
73. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1999. V. 80. № 2. P. 245–255.
74. *Zhang X.* Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections // *Tellus A*. 2010. V. 62. № 3. P. 220–227.

6.3. Изменения циклонической активности в атмосфере высоких широт Северного полушария

М. Г. Акперов, И. И. Мохов

В [Акперов et al., 2015] получены оценки возможных изменений в XXI веке среднесезонных характеристик циклонов (повторяемость, интенсивность, размер) в атмосфере арктических широт с использованием расчетов с региональной климатической моделью (РКМ). Для идентификации арктических циклонов использовался метод, описанный в [Акперов и Мохов, 2010], версии подобного метода представлены также в [Бардин и Полонский, 2005; Акперов и др., 2007]. Для характеристик циклонов, полученных на основе данного метода, отмечено хорошее согласие с характеристиками, полученными на основе других методов (Neu et al., 2013).

Характеристики циклонов в [Акперов et al., 2015] определялись по результатам расчетов с РКМ HIRHAM для поля атмосферного давления на уровне моря в Арктике с 6-часовым временным шагом и пространственным разрешении 25 км [Dethloff et al., 1996]. В том числе проведен сравнительный анализ модельных расчетов для конца XX века (1980–1999 гг.) и для конца XXI века (2080–2099 гг.) при сценарии SRES-A1B с умеренными антропогенными воздействиями. В качестве начальных и граничных условий для расчетов с РКМ HIRHAM использовались результаты соответствующих расчетов с глобальной климатической моделью общей циркуляции ECHAM5/OM. Анализировались циклоны со временем жизни не менее 6 часов с минимальным радиусом не менее 100 км и минимальной интенсивностью (характеризуемой перепадом давления между периферией и центром циклона) не менее 1 гПа. При этом рассматривались только циклоны, проявляющиеся в атмосфере на высотах не менее 1000 м. Отмеченными условиями отсеивались, в частности, мелкие циклоны (минимальный размер мезоциклона порядка 100 км, см. [Мохов, Акперов, 2007]) и термические депрессии.

На рис. 6.3.1 представлены изменения повторяемости арктических циклонов в зависимости от их интенсивности (*a*, *б*) и размеров (*в*, *г*) для зимнего (*a*, *в*) и летнего (*б*, *г*) сезонов к концу XXI века относительно конца XX века по расчетам с РКМ при сценарии SRES-A1B. Рис. 6.3.2 характеризует изменения пространственных распределений характеристик арктических циклонов между концом XX века и концом XXI века для холодного (*a*, *в*, *д*) и теплого (*б*, *г*, *е*) сезонов по расчетам с РКМ HIRHAM при сценарии SRES A1B: повторяемость (*a*, *б*), интенсивность (*в*, *г*), размеры (*д*, *е*).

По модельным расчетам к концу XXI века отмечены разные тенденции изменений режимов арктических циклонов в различные сезоны. Для холодного сезона повторяемость, интенсивность и размеры арктических циклонов в целом немного увеличиваются к концу XXI века, а для теплого чуть уменьшаются.

Повторяемость слабых зимних и летних циклонов (с интенсивностью менее 5 гПа) в арктической атмосфере к концу XXI века по модельным оценкам при сценарии SRES A1B увеличивается на 10%. При этом для холодного сезона отмеченные изменения статистически значимы. Повторяемость циклонов

с интенсивностью не менее 5 гПа зимой и 10 гПа летом в целом уменьшается, но отмеченные изменения статистически незначимы (рис. 6.3.1).

Выявляются различные тенденции изменений повторяемости циклонов к концу XXI века в зависимости от их размеров. Для циклонов с радиусами до 600 км отмечено увеличение их повторяемости для холодного сезона и увеличение для теплого. Для повторяемости зимних и летних циклонов с радиусом более 800 км отмечено увеличение их повторяемости для обоих сезонов (рис. 6.3.1).

Существенные изменения отмечены в пространственных распределениях характеристик арктических циклонов. В холодный сезон повторяемость циклонов уменьшается (статистически значимо) в районе Гренландского, Норвежского и Баренцева морей и увеличивается над западной частью Шпицбергена,

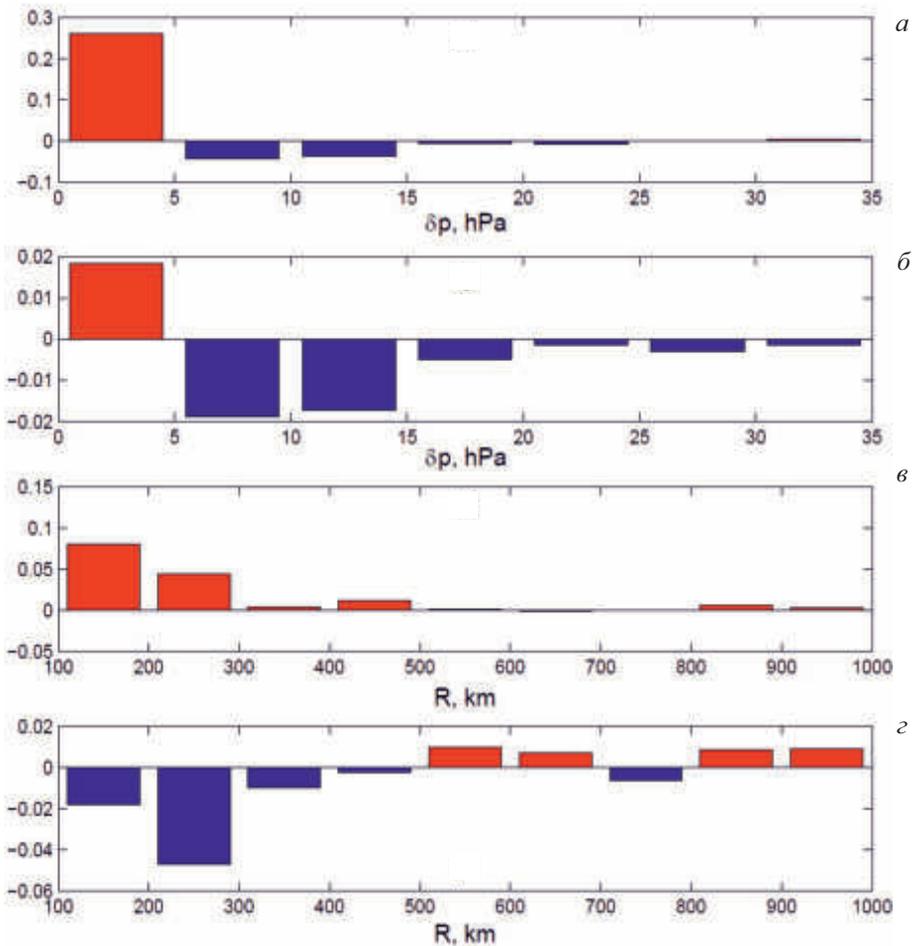


Рис. 6.3.1. Изменения повторяемости арктических циклонов в зависимости от их интенсивности (а, б) и размеров (в, г) для зимнего (а, в) и летнего (б, г) сезонов к концу XXI века относительно конца XX века по расчетам с РКМ при сценарии SRES-A1B

над Карским морем и морем Лаптевых, над заливом Баффина, проливом Дейвиса и над Канадским Арктическим архипелагом. В теплый сезон значимое уменьшение повторяемости циклонов отмечено между Норвежским и Карским морями и над Канадским Арктическим архипелагом. Значимое увеличение повторяемости циклонов наблюдается над Гренландским морем, заливом Баффина, проливом Дейвиса, а также над центральной Арктикой (рис. 6.3.2).

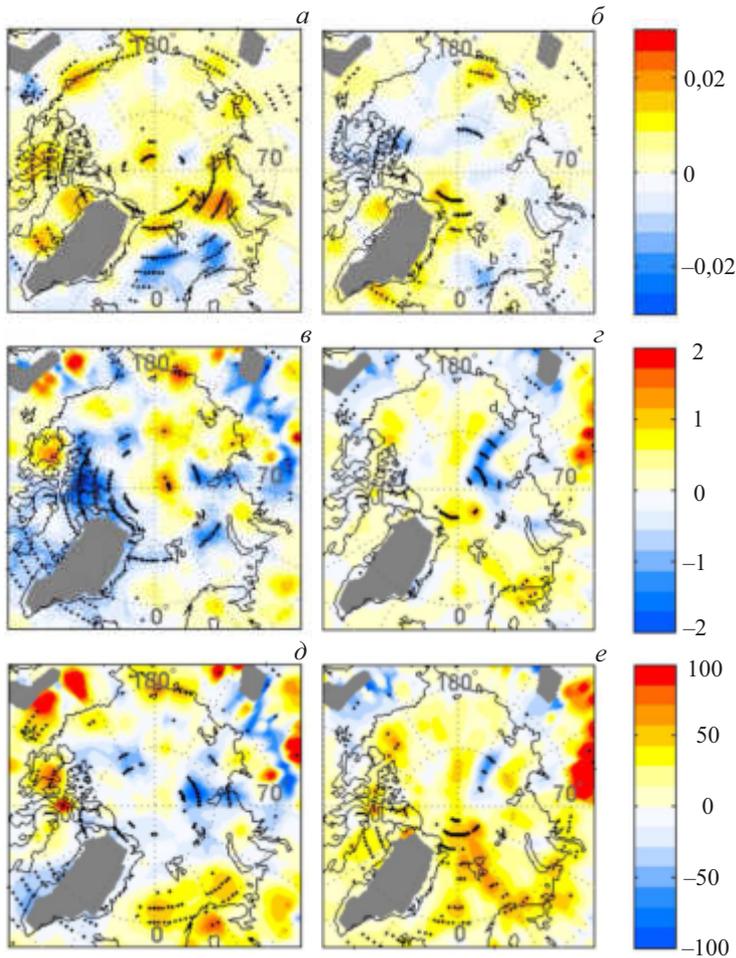


Рис. 6.3.2. Изменения пространственных распределений характеристик арктических циклонов между концом XX века и концом XXI века для холодного (*а, в, д*) и теплого (*б, г, е*) сезонов по расчетам с РКМ HIRHAM при сценарии SRES A1B: повторяемость (*а, б*), интенсивность (*в, г*), размеры (*д, е*) (см. также [Акретов et al., 2015])

Заметные изменения к концу XXI века отмечены также для средней интенсивности (глубины) зимних и летних арктических циклонов. В холодный сезон статистически значимое уменьшение средней интенсивности циклонов отмечено над заливом Баффина, проливом Дэвиса и над южной оконечностью

Гренландии, над Гренландским и Баренцевым морями, а также над Канадским Арктическим архипелагом и над центральной частью Северного Ледовитого океана. В теплый сезон выявлено увеличение интенсивности циклонов над большей частью Северного Ледовитого океана. При этом отмечено статистически значимое уменьшение интенсивности циклонов над северной частью моря Лаптевых.

Статистически значимое увеличение размеров циклонов (с радиусом до 200 км) отмечено в холодный сезон над Канадским Арктическим архипелагом, между Гренландским и Баренцевым морями и над Чукотским морем. При этом согласно модельным оценкам в холодный сезон можно ожидать статистически значимое уменьшение размеров циклонов над заливом Баффина и над частью Северного Ледовитого океана. В теплый сезон статистически значимое увеличение средних размеров циклонов выявлено над Норвежским морем.

Следует отметить, что основными факторами, влияющими на циклоническую активность в арктической атмосфере, являются изменения бароклинной неустойчивости и статической устойчивости (см., например, [Мохов и др., 1992; Акперов, Мохов, 2013]). На изменения циклонической активности в Арктике влияют также региональные особенности [Inoue et al., 2012]. Различия в модельных оценках изменений циклонической активности могут быть связаны с особенностями моделей, в частности с особенностями воспроизведения вертикальной и горизонтальной температурной стратификации и ее изменений в тропосфере арктических широт в связи проявлениями температурных инверсий [Акперов и Мохов, 2013].

Список использованной литературы

1. Акперов М. Г., Мохов И. И. Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 5. С. 620–637.
2. Акперов М. Г., Мохов И. И. Оценки чувствительности циклонической активности в тропосфере внетропических широт к изменению температурного режима // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 2. С. 129–136.
3. Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И. Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа NCEP/NCAR и модели климата ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 764–772.
4. Бардин М. Ю., Полонский А. Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С. 147–157.
5. Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайруллин Р. Р. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. No. 1. С. 11–26.
6. Akperov M., Mokhov I., Rinke A., Dethloff K., Matthes H. Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations // Theor. Appl. Climatol. 2015. V. 122. № 1. P. 85–96.
7. Dethloff K., Rinke A., Lehmann R., et al. Regional climate model of the Arctic atmosphere // J. Geophys. Res. Atmos. 1996. V. 101. № D18. P. 23401–23422.
8. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.

9. *Neu U., Akperov M. G., Bellenbaum N. et al.* IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2013. V. 94. № 4. P. 529–547.
10. *Simmonds I., Burke C., Keay K.* Arctic climate change as manifest in cyclone behavior // *J. Climate.* 2008. V. 21. № 22. P. 5777–5796.
11. *Uppala S. M., Kellberg P. W., Simmons A. J., et al.* The ERA-40 reanalysis // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2005. V. 131. № 612. P. 2961–3012.
12. *Stroeve J. C., Serreze M. C., Holland M. M., et al.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Clim. Change.* 2012. V. 110. № 3. P. 1005–1027.
13. *Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., et al.* Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation // *Tellus A.* 2012. V. 64. № 1. P. 11595.
14. *Rinke A., Matthes H., Dethloff K.* Regional characteristics of Arctic temperature variability: comparison of observations with regional climate simulations // *Clim. Res.* 2010. V. 41. № 3. P. 177–192.
15. *von Storch H., Langenberg H., Feser F.* A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes // *Mon. Wea. Rev.* 2000. V. 128. № 10. P. 3664–3673.
16. *Inoue J., Hori M. E., Takaya K.* The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly // *J. Climate.* 2012. V. 25. № 7. P. 2561–2568.

ПОСЛЕДСТВИЯ**7.1. Северный морской путь**

В. Ч. Хон, И. И. Мохов

Спутниковые наблюдения за последнее тридцатилетие показывают значительное сокращение площади Арктического морского льда с наиболее существенным уменьшением в летний сезон. Изменение режима морского льда в Арктике имеет большое значение в связи с развитием арктических морских транспортных систем и шельфовых разработок. Эти изменения свидетельствуют об увеличении доступности судоходной навигации в окраинных морях Северного Ледовитого океана и повышении перспектив использования основных арктических транспортных систем [Мохов, Хон, 2008; Мохов, Хон, 2009; Хон, Мохов, 2010; Khon et al., 2010; Мохов, Хон, 2015; Мохов и др., 2016; Khon et al., 2017].

Северный морской путь (СМП) — сезонно покрываемый льдом морской судоходный путь севернее Евразии от Новой Земли на западе до Берингова моря на востоке. СМП позволяет экономить до 40% расстояния при переходе из северной Европы до северо-восточной Азии и северо-западного побережья Северной Америки по сравнению с южными маршрутами через Суэцкий или Панамский каналы.

В экономических целях наиболее активно используется западный сектор Арктического бассейна от Норвежского и Гренландского морей на западе до Карского моря на востоке — для рыболовного промысла, добычи углеводородного и минерального сырья, транспортных перевозок на западном участке СМП и др. Следует отметить, что этот сектор подвержен сильным погодноклиматическим колебаниям. Штормы, морское волнение и морские льды создают опасность для судоходства, рыболовства, для объектов на шельфе.

Очевидно, что климатические изменения при разных возможных сценариях будут по-разному влиять на безопасность и эффективность освоения арктического шельфа и функционирования СМП. В связи с этим актуальны всесторонние исследования происходящих изменений в арктической климатической системе с акцентом на ключевые процессы, влияющие на судоходство и добывающие отрасли, с количественной оценкой возможных климатических изменений на основе ансамбля модельных расчетов и эмпирических исследований.

Для анализа продолжительности ледового сезона для современного периода анализировались ежедневные спутниковые данные [Cavalieri et al., 1999; Peng et al., 2013] по концентрации морского льда в течение периода 1979–2014 гг. Эти данные получены на основе пассивного микроволнового

зондирования с использованием радиометров SMMR-SSM/I-SSMIS (Scanning Multichannel Microwave Radiometer — Special Sensor Microwave/Imager — Special Sensor Microwave Imager/Sounder) в рамках космических программ Nimbus-7 и DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Пространственное разрешение анализируемых спутниковых данных составляет 25×25 км. Прогностические оценки делались на основе результатов численных экспериментов с ансамблем глобальных климатических моделей, полученные в рамках международных проектов (Coupled Model Intercomparison Projects) по сравнению климатических моделей CMIP3 и CMIP5.

Для оценки продолжительности навигационного сезона определялась суммарная годовая продолжительность безледного сезона в каждой модельной ячейке, а также среднее значение вдоль всей трассы СМП. При этом суммарная годовая продолжительность безледного сезона определялась как сумма дней в году со сплоченностью морского льда менее 15% (а также менее 30% и 50%).

Оценки навигационного сезона с ансамблем климатических моделей CMIP3. Прежде всего, оценивалась способность климатических моделей воспроизводить средний режим ледовых условий в Арктическом бассейне в целом и на трассе СМП, а также их изменения для последних десятилетий (рис. 7.1.1). Из двух десятков моделей в рамках CMIP3 были отобраны 5 моделей (CCSM3, ECHO-G, GFDL2.0, HadGEM1 и IPSL-CM4), которые успешно воспроизводят продолжительность ледового сезона на СМП. Средняя продолжительность ледового сезона для современного периода, полученная по расчетам с отобранными моделями, хорошо согласуется с полученной по спутниковым данным (рис. 7.1.1). Климатические модели способны достаточно реалистично воспроизводить не только средние ледовые условия, но и их изменения. На рис. 7.1.1*в,г* представлены изменения продолжительности ледового сезона для десятилетия 1998–2007 гг. по сравнению с 1979–1988 гг. по спутниковым данным (*в*) и по результатам мультимодельных расчетов (*г*). В целом при общем согласии результатов мультимодельных расчетов изменений продолжительности ледового сезона с данными наблюдений отмечена некоторая недооценка моделями изменений ледового сезона в восточной части Арктики (рис. 7.1.1*г*).

На основе расчетов с ансамблем климатических моделей CMIP3 сделаны оценки возможного изменения навигационного сезона для СМП в XXI в. при умеренном антропогенном сценарии SRES-A1B. На рис. 7.1.2 приведены изменения продолжительности навигационного сезона на СМП по расчетам с ансамблем отобранных моделей CMIP3 при антропогенном сценарии SRES-A1B в сопоставлении со спутниковыми данными.

Для современного климата мультимодельные оценки продолжительности навигационного сезона достаточно хорошо соответствуют данным наблюдений для СМП. В среднем для ансамбля отобранных моделей CMIP3 продолжительность навигационного сезона к концу XXI века может составить около 4,5 ($\pm 1,3$) месяцев в году для СМП.

На рис. 7.1.3 приведены межгодовые изменения продолжительности навигационного сезона на трассе СМП по расчетам с моделью HadGEM1 [Johns et al., 2006] при антропогенном сценарии SRES-A1B для различных ледовых

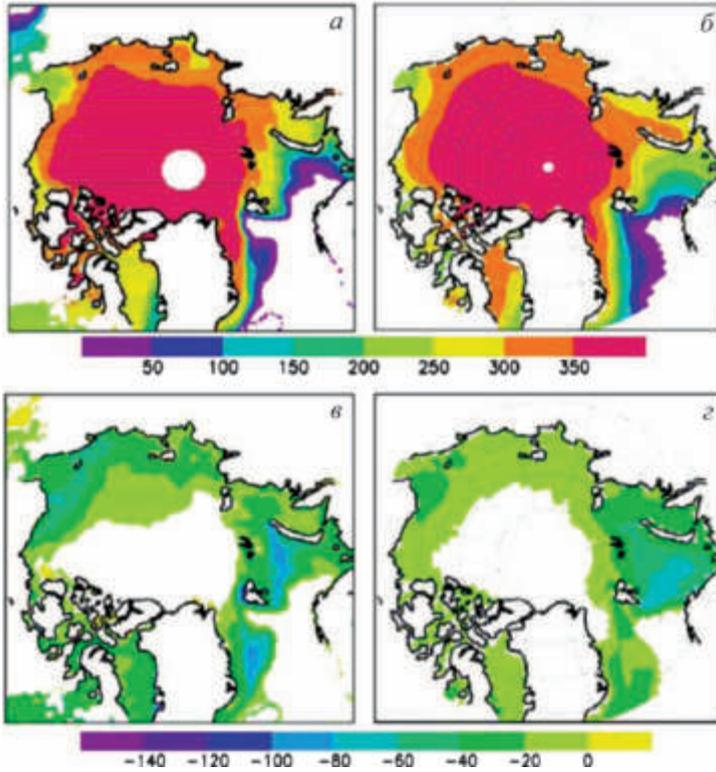


Рис. 7.1.1. Средняя продолжительность (а, б) ледового сезона (в сутках) для 1980–1999 гг. и ее изменения (в, г) в 1998–2007 гг. относительно 1979–1988 гг. по данным спутниковых наблюдений (а, в) и по расчетам с ансамблем отобранных моделей (б, г)

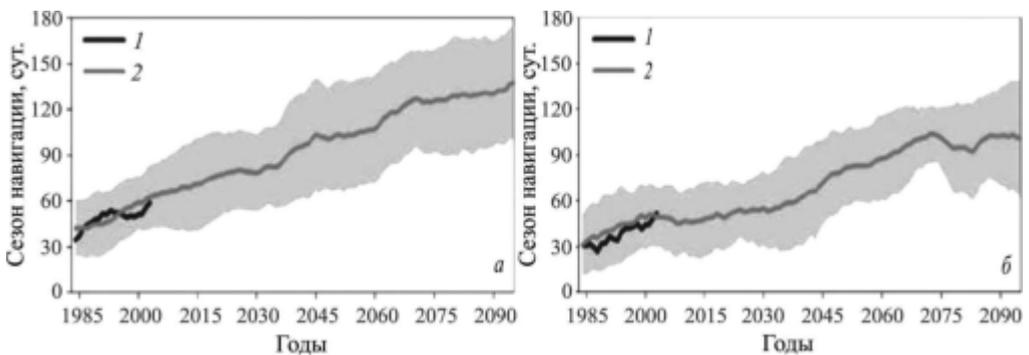


Рис. 7.1.2. Изменения (11-летние сглаженные) продолжительности навигационного периода (сут) для Северного морского пути (а) и Северо-западного прохода (б) по спутниковым данным (1) и по мультимодельным расчетам (2) при сценарии антропогенных воздействий SRES-A1B (диапазон соответствующих стандартных отклонений отмечен серым цветом)

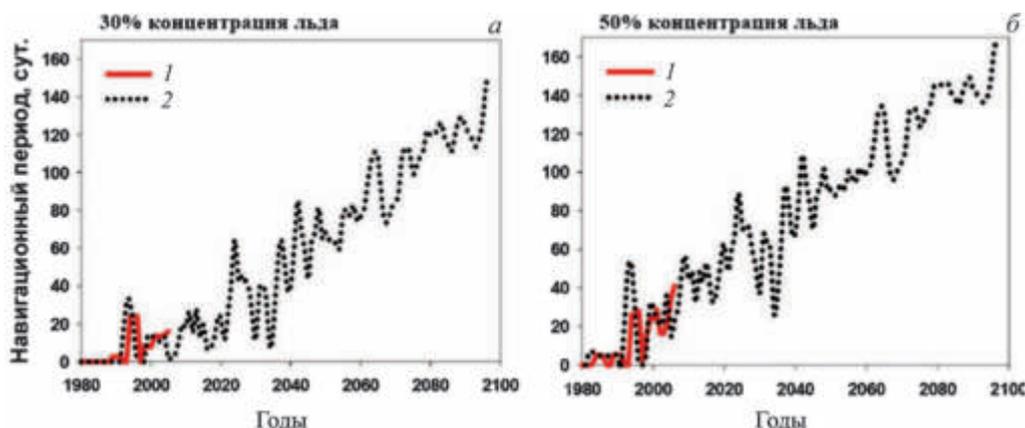


Рис. 7.1.3. Продолжительность навигации (сут) вдоль трассы Северного морского пути при пороговом значении концентрации морского льда в 30% (а) и 50% (б) по спутниковым данным (1) и по расчетам с моделью HadGEM1 (2) при антропогенном сценарии SRES-A1B

нагрузок. В частности, на рис. 7.1.3а и 7.1.3б изображено среднее количество дней в году с долей ледового покрова, не превышающей 30% и 50% соответственно, что соответствует условиям функционирования морских судов различного ледового класса. При данном сценарии эмиссий парниковых газов возможная продолжительность навигационного периода вдоль трассы СМП составит около 5–5,5 мес. к концу XXI столетия для данных пороговых значений концентраций морского льда.

Новые оценки навигационного сезона вдоль СМП в XXI веке (по расчетам с ансамблем климатических моделей CMIP5). В [Мохов, Хон, 2015; Мохов и др., 2016; Khon et al., 2017] получены новые оценки для продолжительности навигационного периода (ПНП) в Арктическом бассейне в XXI веке с использованием ансамбля современных климатических моделей в рамках международного проекта CMIP5 при сценариях естественных и антропогенных воздействий семейства RCP. В частности, при анализе использовался сценарий умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5 для XXI века.

Результаты модельных расчетов в сопоставлении со спутниковыми данными для характеристик морских льдов выявляют значимые различия. На рис. 7.1.1 представлена средняя ПНП в 1980–2013 гг. по спутниковым данным и по расчетам с ансамблем климатических моделей. Можно видеть существенный разброс региональных оценок средней ПНП в Арктическом бассейне по разным модельным расчетам.

На рис. 7.1.2 представлены средние значения продолжительности и скорости изменения (тренда) навигационного периода на трассе Северного морского пути в 1980–2013 гг. по расчетам с климатическими моделями в сравнении с полученными по спутниковым данным. Горизонтальными и вертикальными отрезками отмечены соответствующие среднеквадратичные отклонения (СКО) для данных наблюдений.

Согласно рис. 7.1.2 лучше всего соответствуют полученным по спутниковым данным (1980–2013 гг.) средним значениям продолжительности T и скорости изменения dT/dt (тренда) навигационного периода на трассе Северного морского пути три климатические модели — CNRM-CM5, MPI-ESM-LR и MPI-ESM-MR (с отклонениями около СКО или меньше). Следует отметить, что в целом модели недооценивают скорость изменений продолжительности навигационного сезона. Что касается средних значений ПНП, то для половины проанализированных моделей они меньше, чем по спутниковым данным, а для половины моделей — больше.

На рис. 7.1.4 приведены оценки средней продолжительности навигации на СМП по расчетам с тремя климатическими моделями (CNRM-CM5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR) для разных 10-летних периодов в XXI веке (2016–2025 гг., 2046–2055 гг., 2091–2100 гг.) при сценарии умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5 в сопоставлении со средней продолжительностью по спутниковым данным для современного периода (1980–2013 гг.). При общей согласованности тенденций изменений ПНП в XXI веке проявляются существенные количественные различия даже для выделенных лучших моделей.

На рис. 7.1.5 показаны межгодовые изменения ПНП для 1980–2100 гг. по модельным расчетам при сценарии умеренных антропогенных воздействий

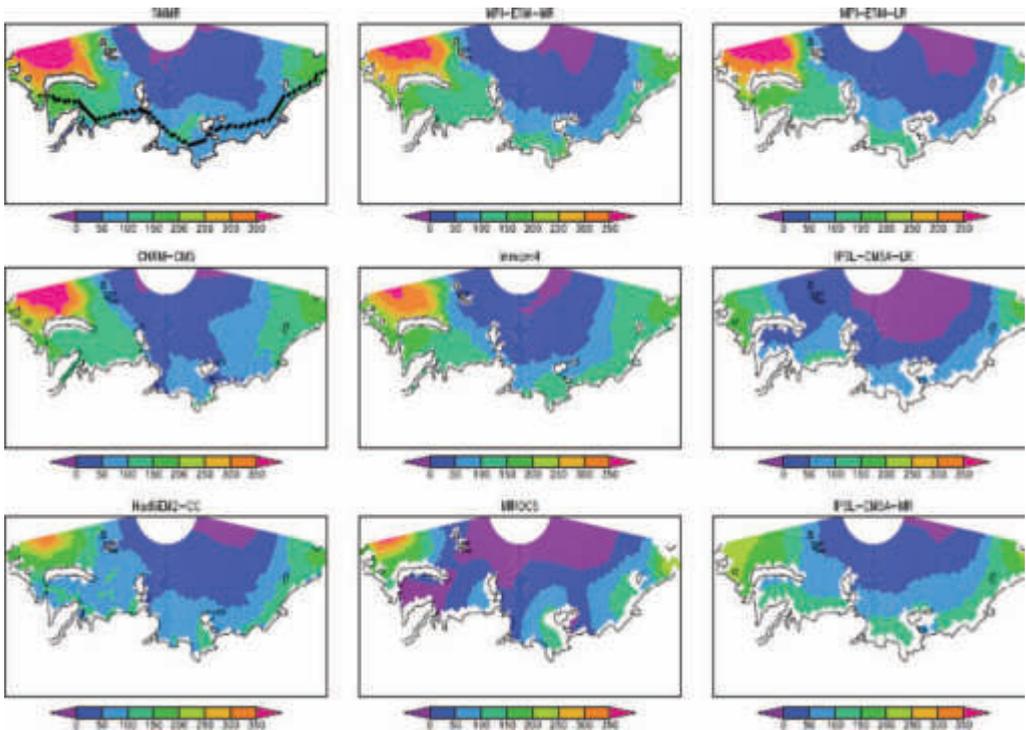


Рис. 7.1.4. Средняя продолжительность навигационного периода (сут) при доле морских льдов не более 15% в 1980–2013 гг. по спутниковым данным (SMMR) и по расчетам с ансамблем климатических моделей. Отмечена также трасса СМП, для которой оценивались изменения навигационного периода

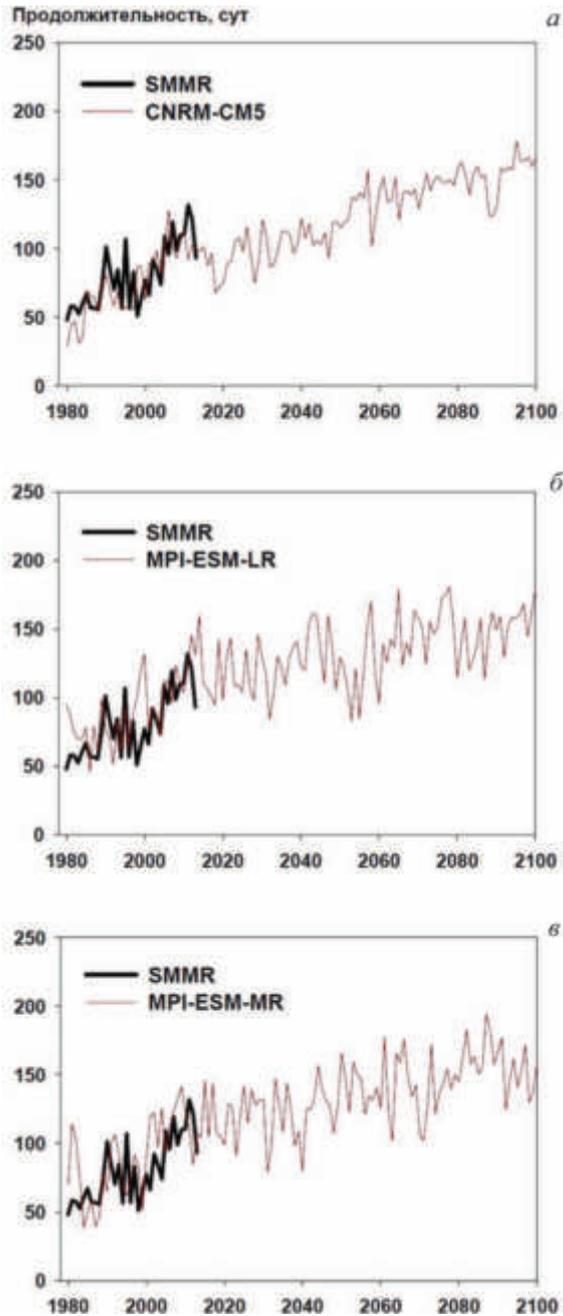


Рис. 7.1.5. Межгодовые вариации продолжительности навигационного периода (сут) при доле морских льдов не более 15% в 1980–2100 гг. по модельным расчетам при сценарии умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5 в сопоставлении со спутниковыми данными (SMMR): CNRM-CM5 (*a*), MPI-ESM-LR (*б*), MPI-ESM-MR (*в*)

RCP 4.5 в сопоставлении со спутниковыми данными. На фоне общей тенденции увеличения навигационного периода отмечается большая межгодовая и междесятилетняя изменчивость. Отмеченное на рис. 7.1.4 слабое увеличение ПНП в 2046–2055 гг. по расчетам с MPI-ESM-LR связано с периодом существенного уменьшения ПНП в середине XXI века. Наиболее сильное увеличение ПНП на рис. 7.1.4 по расчетам CNRM-CM5 связано с тем, что для

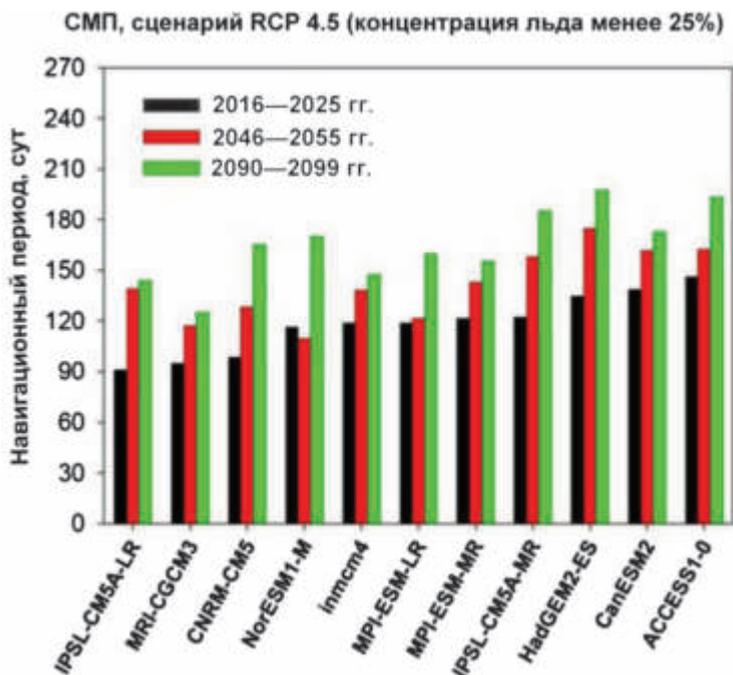


Рис. 7.1.6. Продолжительность навигационного периода T (сут) при доле покрытия морской поверхности льдами менее четверти по расчетам с ансамблем климатических моделей для разных периодов в XXI веке при сценарии RCP 4.5: 2016–2025 гг., 2046–2055 гг., 2090–2099 гг.

10-летнего периода 2016–2025 гг. отмечены пониженные значения ПНП, а для последнего десятилетия 2091–2100 гг. — наименьшая изменчивость ПНП (см. рис. 7.1.5).

Оценки зависят от требований для максимальной степени покрытия акватории льдом и различаются для судов разного ледового класса. Для сравнения на рис. 7.1.6 представлены оценки средней ПНП при доле покрытия льдами менее 25% на СМП по расчетам с ансамблем климатических моделей для разных 10-летних периодов в XXI веке при сценарии умеренных антропогенных воздействий RCP 4.5. Оценки существенно зависят от возможных сценариев антропогенных воздействий. В частности, согласно [Мохов и др., 2014] по расчетам с климатической моделью HadGEM2 (характеризуемой сравнительно высокой чувствительностью) при более агрессивном сценарии антропогенных воздействий RCP 6.0 ПНП для СМП может достигать к концу XXI века 8 ме-

сяцев при пороговом значении концентрации морских льдов $n_i = 30\%$. Еще больше увеличивается ПНП при пороговом значении концентрации морских льдов $n_i = 50\%$ для судов повышенного ледового класса.

Перспективы Северного морского пути. Развитие арктического морского судоходства в ближайшие десятилетия должно быть связано с освоением морских нефтяных и газовых месторождений на арктическом шельфе [Granberg, 1998; Проблемы..., 2006]. При ослаблении ледовитости Арктического бассейна следует ожидать развитие транзитных морских грузоперевозок по СМП и в более отдаленной перспективе по СЗП [АМТВ, 2004] (в ближайшие 10–20 лет коммерческие транзиты по СЗП маловероятны). Расширение сроков Арктической морской навигации может существенно снизить затраты на ледокольное обеспечение транспортных судов и их ледовое усиление, сократить средние сроки доставки грузов, а также повысить вероятность круглогодичного и бесперебойного транзита. Вследствие этого должна возрасти надежность транзита и снизиться себестоимость перевозок. Это в перспективе может существенно повысить коммерческую привлекательность использования арктических транспортных систем в сравнении с южными маршрутами, тем более при ограниченной пропускной способности Суэцкого и Панамского каналов в условиях роста мировых грузопотоков [АМТВ, 2004].

Полученные оценки свидетельствуют о способности лучших современных климатических моделей воспроизводить ключевые особенности современного навигационного режима в Арктике и его изменений, в частности на СМП,

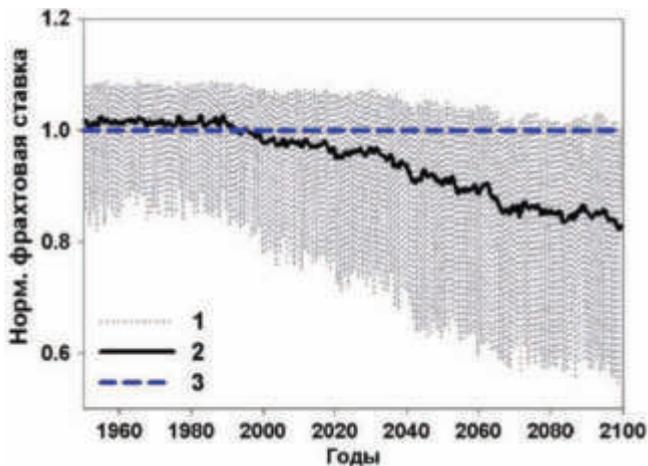


Рис. 7.1.7. Нормированная фрахтовая ставка (со среднемесячным (1) и среднегодовым (2) осреднением) для Северного морского пути (при сценарии SRES-A1B) в сопоставлении с оценкой фрахтовой ставки через Суэцкий канал (3)

в сопоставлении со спутниковыми данными. Что касается возможных перспектив СМП в XXI веке, то по расчетам с лучшими климатическими моделями при сценарии умеренных антропогенных воздействий в ближайшее десятилетие (2016–2025 гг.) можно ожидать увеличения средних значений продолжительности навигационного периода (при степени покрытия акватории льдом

меньше 15%) до 3–4 мес, к середине XXI века — до 4–5 мес, а к концу века — от 5 до 5,5 мес.

В [Мохов, Хон, 2008; Мохов, Хон, 2009; Хон, Мохов, 2010; Khon et al., 2010] использовалось соотношение между сезонными изменениями фрахтовой ставки [The Northern Sea Route, 2001] для транзита по СМП с соответствующими изменениями распространения морских льдов в Арктическом бассейне во второй половине XX века. На основе предложенного соотношения можно оценить изменения фрахтовой ставки в XXI веке с использованием результатов модельных расчетов (см. рис. 7.1.7).

Согласно модельным расчетам с ансамблем моделей CMIP3 можно ожидать, что круглогодичные перевозки по СМП к концу XXI века могут быть на 15% экономичнее транзита через Суэцкий канал. Следует отметить, что согласно модельным расчетам к концу XXI века СМП может стать экономически более привлекательным даже в зимние месяцы (рис. 7.1.4).

Следует отметить, что в связи с изменениями климата и режима морских льдов в Арктике следует ожидать соответствующих изменений ветрового и циклонического режима в атмосфере, морского волнения и айсберговой активности в Арктическом бассейне. В частности, отмечено увеличение повторяемости опасных явлений с сильными ветрами и экстремальными морскими волнами вдоль Северного морского пути. Это связано с увеличением длины разбега волн и региональным усилением приповерхностного ветра [Мохов и др., 2013; Хон и др., 2013; Khon et al., 2014].

Список использованной литературы

1. Алексеев Г. В., Данилов А. И., Катцов В. М. и др. Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет, 2014. 1008 с.
3. Данилов А. И., Алексеев Г. В., Клепиков А. В. Последствия изменения климата для морской деятельности в Арктике // Лед и Снег. 2015. Т. 54. № 3. С. 91–99.
4. Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В. и др. Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 2. С. 165–181.
5. Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 2. С. 66–79.
6. МГИ, 2011: Метеорологические и геофизические исследования. — М.: Paulsen, 2011. 349 с.
7. Мохов И. И. Современные изменения климата в Арктике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
8. Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., Погарский Ф. А. Тенденции климатических изменений в высоких широтах Северного полушария: Диагностика и моделирование // Лед и снег. 2013. № 2(122). С. 53–62.
9. Мохов И. И., Хон В. Ч. Оценки перспектив Северного морского пути при изменениях климата на основе расчетов с ансамблем климатических моделей // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 3. Ч. 2: Природные процессы в полярных областях Земли. — М.: ИГ РАН, 2008. С. 20–27.
10. Мохов И. И., Хон В. Ч. Перспективы Северного морского пути (по данным моделирования) // Земля и вселенная. 2009. № 2. С. 30–35.

11. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Рекнер Э.* Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: Оценка перспектив Северного морского пути // ДАН. 2007. Т. 414. № 6. С. 814–818.

12. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Чернокульский А. В.* Климатические ресурсы российских регионов и их изменения // Стратегические ресурсы и условия устойчивого развития Российской Федерации. — М.: ИГ РАН. 2014. С. 48–55.

13. *Пересыпкин В. И., Яковлев А. Н.* Будущее Северного морского пути // Транспорт Российской Федерации. 2007. № 11 (4). С. 12–17.

14. Проблемы Северного морского пути / Гранберг А. Г. (ред.). — М.: Наука, 2006. 580 с.

15. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 1. С. 19–25.

16. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 1. С. 19–25.

17. *Хон В. Ч., Мохов И. И., Погарский Ф. А.* Оценки ветро-волновой активности в Арктическом бассейне при возможных изменениях климата в XXI веке по модельным расчетам // ДАН. 2013. Т. 452, № 4. С. 445–448.

18. *Akperov M., Mokhov I. I., Rinke A. et al.* Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations // Theor. Appl. Climatol. 2015. V. 122. № 1–2. P. 85–96.

19. AMTW, 2004: Arctic Marine Transport Workshop. Brigham L., Ellis B. (Eds.) Cambridge University. Cambridge. 2004. 46 p.

20. *Cavalieri D. J., Parkinson C. L., Gloersen P. et al.* Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive microwave multisensor data sets // J. Geophys. Res. Oceans. 1999. V. 104. № C7. P. 15803–15814.

21. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. (eds.). — Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007. 996 pp.

22. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T. F. Stocker., D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013. 1535 pp.

23. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. R. Barros, C. B. Field, D. J. Dokken et al. (eds.). — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2014. 688 p.

24. *Collins W. J., Bellouin N., Doutriaux-Boucher M. et al.* Development and evaluation of an Earth-system model HadGEM2 // Geosci. Model Dev. 2011. V. 4. P. 1051–1075.

25. *Cressey D.* Arctic melt opens Northwest passage // Nature. 2007. V. 449 (7160). P. 267.

26. *Johns T. C. et al.* The new Hadley Centre climate model HadGEM1: Evaluation of coupled simulations // J. Climate. 2006. V. 19. № 7. P. 1327–1353.

27. *Granberg A. G.* The northern sea route: trends and prospects of commercial use // Ocean Coast. Manag. 1998. V. 41. № 2. P. 175–207.

28. *Khon V. C., Mokhov I. I., Latif M., Semenov V. A., Park W.* Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the twenty-first century // Clim. Change. 2010. V. 100. № 3–4. P. 757–768.

29. *Khon V., Mokhov I. I., Pogarskiy F., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., and Matthes H.* Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41(8). P. 2956–2961.

30. Maslanik J. A., Fowler C., Stroeve J. et al. A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L24501. DOI: 10.1029/2007GL032043.

31. Meehl G. A., Covey C., Delworth T. et al. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2007. V. 88. № 9. P. 1383–1394.

32. Overeem I., Anderson R. S., Wobus C. W. et al. Sea ice loss enhances wave action at the Arctic coast // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. L17503. DOI: 10.1029/2011GL048681.

33. The Northern Sea Route — The Shortest Sea Route Linking East Asia and Europe. H. Kitagawa (ed.). Ship and Ocean Foundation, Tokyo. 2001. 230 pp.

34. SWIPA, 2011: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. Oslo: AMAP. 2011. 538 p.

35. Van Vuuren D. P. et al. The representative concentration pathways: an overview // Clim. Change. 2011. V. 109. № 1–2. P. 5.

7.2. Оценки изменения ветро-волновой активности в Арктическом бассейне в XXI веке с использованием региональной модели климата

В. Ч. Хон, И. И. Мохов, Ф. А. Погарский

По спутниковым данным в последние десятилетия отмечено значительное сокращение площади арктических морских льдов. Изменение распространения морских льдов в Арктике имеет большое значение в связи с развитием арктических морских транспортных систем и освоением шельфа [Мохов, Хон, 2007; Мохов, Хон, 2009; Хон, Мохов, 2008; Хон, Мохов, 2010; Khon et al., 2010; Мохов, Хон, 2015; Мохов и др., 2016; Khon et al., 2017]. При этом, наряду с открывающимися новыми перспективами, в частности для Северного морского пути, вероятно и проявление новых рисков. От режима морских льдов зависит режим морского волнения в Арктическом бассейне [Wadhams et al., 1986; Wadhams et al., 1988] и при отступании морских льдов следует ожидать увеличения рисков в связи с возможным усилением морского волнения.

В [Мохов и др., 2013; Хон и др., 2013; Khon et al., 2014] проведен анализ возможных изменений повторяемости опасных явлений с сильными ветрами и интенсивными волнами в Арктическом бассейне в XXI веке. При этом использовалась двумерная спектральная численная модель ветрового волнения третьего поколения WAWEWATCH III версии 3.14 [Tolman, 2009]. Численные расчеты проводились при пространственном разрешении 1° по долготе и $0,25^\circ$ по широте для пояса широт от 67° до 87° с. ш. В качестве входных данных для WAWEWATCH III использовались данные для приповерхностного ветра и концентрации морского льда, полученные в численных расчетах с региональной моделью HIRHAM [Christensen et al., 1996; Dethloff et al., 1996] при сценарии изменений концентрации парниковых газов и аэрозоля в атмосфере в XXI веке в соответствии со сценарием SRES-A1B. В качестве порогового значения присутствия морского льда в модели волнения принималось значение его концентрации, равное 25%, а для прекращения морского волнения — 75%. При промежуточных значениях концентрации распространение волн рассчитывалось с затуханием в зависимости от сплоченности льда.

Региональная модель HIRHAM была настроена на модельный домен, покрывающий весь арктический регион севернее 60° с. ш. В модели с горизонтальным разрешением $0,5^\circ$ (около 50 км) и временным шагом 6 ч используется координатная сетка со смещенным северным полюсом, расположенным на географическом экваторе на долготе 0° в. д.

На рис. 7.2.1 и рис. 7.2.2 показаны изменения количества дней (нормированные на 30 дней, в %) с открытой водой (площадь льда менее 15%), сильным ветром (скорость ветра свыше 8 м/с) и интенсивными волнами (значительная высота волн свыше 2 м) в Арктическом бассейне в середине XXI века (2045–2065 гг.) по сравнению с периодом 1980–1999 гг. с сентября по декабрь. Линиями отмечены средние значения для периода 1980–1999 гг.

Согласно рис. 7.2.1 и рис. 7.2.2 по модельным расчетам к середине XXI века усиливается образование волн свыше 2 м в различных областях Арктического бассейна. Это связано с увеличением длины разбега волн (вследствие

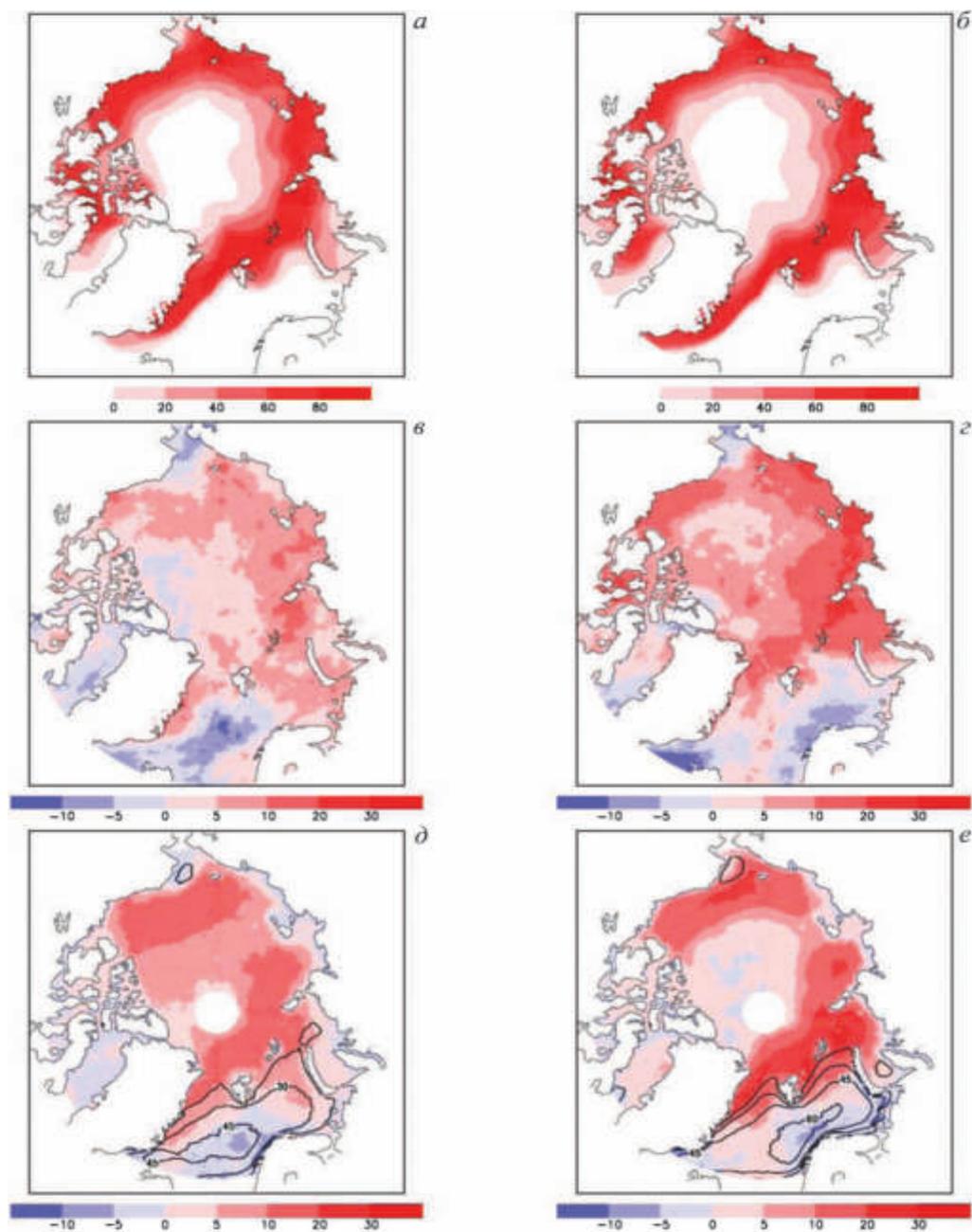


Рис. 7.2.1. Изменения количества дней (нормированные на 30 дней, в %) с открытой водой (с концентрацией морских льдов менее 15% — *а, б*), сильным ветром (со скоростью ветра более 8 м/с — *в, г*) и интенсивными волнами (со значительной высотой волн более 2 м — *д, е*) в арктическом бассейне к середине XXI века (2045–2065 гг.) по сравнению с концом XX века (1980–1999 гг.) для сентября (*а, в, д*) и октября (*б, г, е*). Линиями отмечены средние значения для конца XX века (1980–1999 гг.)

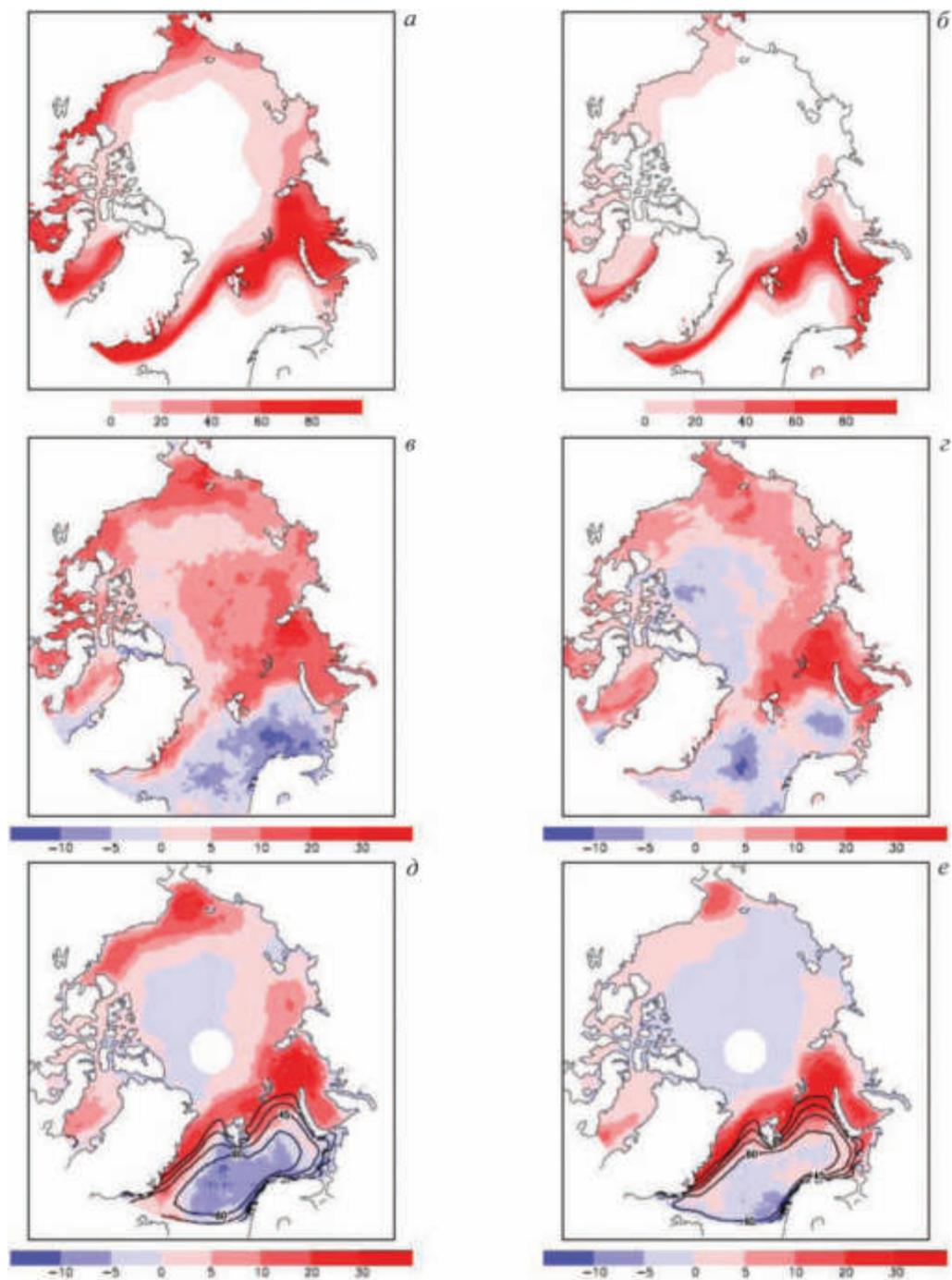


Рис. 7.2.2. Аналогично рис. 7.2.1, но для ноября (а, в, д) и декабря (б, г, е)

расширения площади открытой воды) и усилением приповерхностного ветра к середине XXI века. Повторяемость дней с сильным ветром ($U > 8$ м/с) и интенсивными волнами ($H_S > 2$ м/с) растет для регионов российских арктических морей, с наибольшим усилением на акватории Карского моря в октябре–декабре (рис. 7.2.1 и рис. 7.2.2).

Противоположная тенденция (с уменьшением волновой активности) проявляется к середине XXI века в бассейне Баренцева моря. Таким образом проявляется ослабление скорости ветра на его акватории, вероятно, связанная с изменением типичных траекторий циклонов (рис. 7.2.1 и рис. 7.2.2).

На рис. 7.2.3 приведены оценки изменения количества дней (нормированных на 30 дней, в %) с экстремальными волнами ($H_S > 3$ м) в Арктическом бассейне к середине XXI века для разных месяцев — в сентябре (а) и октябре (б). В целом на фоне общего усиления волновой активности в Арктическом бассейне можно ожидать увеличения относительной доли экстремальных

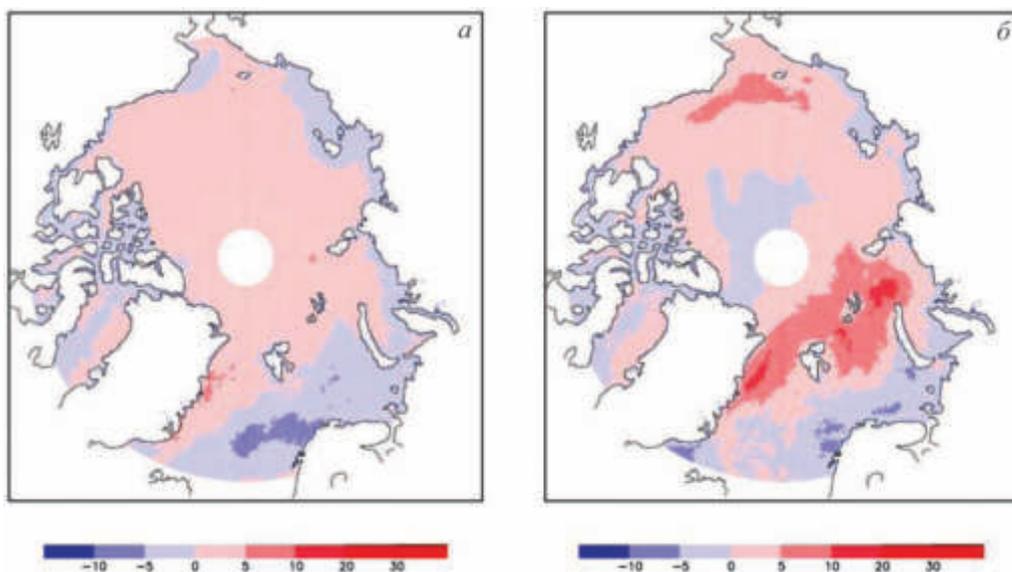


Рис. 7.2.3. Изменения количества дней (нормированных на 30 дней, в %) с наиболее интенсивными волнами ($H_S > 3$ м) в Арктическом бассейне к середине XXI века в сентябре (а) и октябре (б)

волн в некоторых его регионах. В частности, модельные расчеты демонстрируют наибольший рост повторяемости экстремальных волн (со значительной высотой выше 3 м) к середине XXI века для акватории Карского и Чукотского морей в период с октября по декабрь.

Получены оценки соотношения вклада двух факторов, определяющих динамику волновой активности: изменения площади льда (и соответствующего изменения площади акватории) и изменения скорости ветра. Принималась во внимание зависимость высоты развитого волнения от скорости однородного ветра $H_S \sim aU^2$, где U — скорость ветра на высоте 10 м, а a — размерный коэффициент [Ефимов, 1991]. Соответственно, локальное изменение высоты

волн в акватории, связанное с изменением скорости ветра, оценивалось как

$$\Delta H_{SU} \cong \frac{\langle H_S \rangle (\langle U_1 \rangle^2 - \langle U \rangle^2)}{\langle U \rangle^2},$$

или в процентах от общего изменения значительной высоты волн

$$\frac{\Delta H_{SU}}{\Delta H_S} (\%) \cong \frac{\langle H_S \rangle (\langle U_1 \rangle^2 - \langle U \rangle^2)}{\Delta H_S \langle U \rangle^2} \cdot 100\%, \quad (7.2.1)$$

где U и H_S — величины скорости ветра и значительной высоты волн в конце XX века, ΔU и ΔH_S — их изменения по сравнению с концом XX века, а угловые скобки означают временное (20-летнее) осреднение.

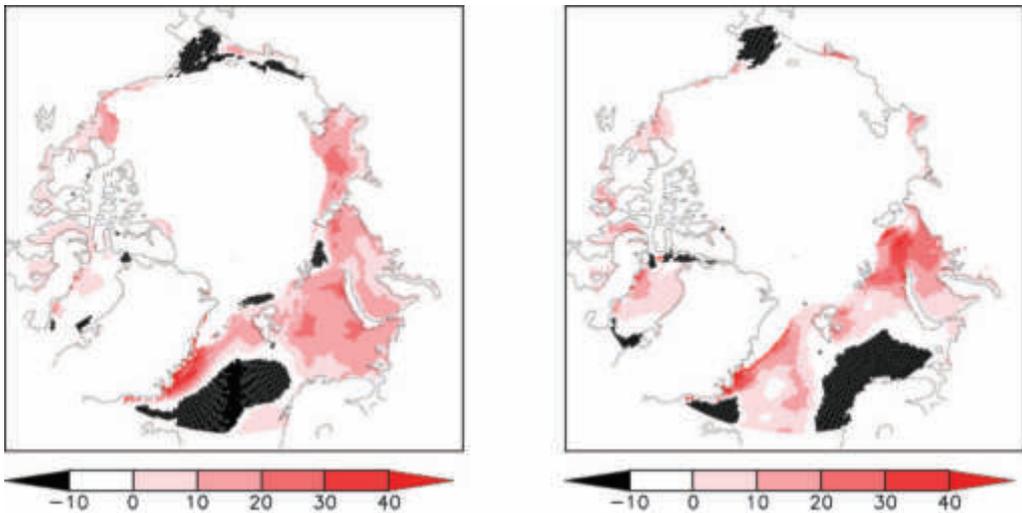


Рис. 7.2.4. Оценки изменения значительной высоты волн ΔH_{SU} (нормированные на общее изменение ΔH_S , в %), вызванных соответствующими изменениями приповерхностного ветра

На рис. 7.2.4 представлены определенные на основе (7.2.1) относительные изменения (в %) к середине XXI века значительной высоты волн, связанные с изменениями приповерхностного ветра, для сентября (а) и октября (б). Области, покрытые льдом более 90% времени (для периода 1980–1999 гг.), были исключены из анализа. Отрицательные значения на рис. 7.2.4 свидетельствуют о противоположных по знаку изменениях приповерхностной скорости ветра и значительной высоты волн.

Согласно полученным результатам изменение средних значений волновой активности определяется, в основном, изменением площади открытой воды. При этом роль изменений скорости ветра относительно невелика. Исключение — район к востоку от Гренландии, где роль увеличения скорости ветра в усилении волновой активности достигает 50%.

Список использованной литературы

1. *Ефимов В. В., Полников В. Г.* Численное моделирование ветрового волнения. — Киев: Наукова Думка, 1991. 240 с.
2. *Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., Погарский Ф. А.* Тенденции климатических изменений в высоких широтах Северного полушария: Диагностика и моделирование // Лед и снег. 2013. № 2(122). С. 53–62.
3. *Мохов И. И., Хон В. Ч.* Перспективы Северного морского пути (по данным моделирования) // Земля и вселенная. 2009. № 2. С. 30–35.
4. *Мохов И. И., Хон В. Ч.* Продолжительность навигационного периода и ее изменения для Северного морского пути: модельные оценки // Арктика: экология и экономика 2015. № 2(18). С. 88–95.
5. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Прокофьева М. А.* Новые модельные оценки изменений продолжительности навигационного периода для Северного морского пути в XXI веке // Доклады АН. 2016. Т. 468. № 6. С. 699–704.
6. *Мохов И. И., Хон В. Ч., Рекнер Э.* Изменения ледовитости Арктического бассейна в XXI веке по модельным расчетам: оценка перспектив Северного морского пути // Доклады АН. 2007. Т. 414. С. 814–818.
7. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. С. 19–25.
8. *Хон В. Ч., Мохов И. И.* Анализ ледовых условий в Арктическом бассейне и перспективы развития Северного морского пути в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Т. 78. С. 59–65.
9. *Хон В. Ч., Мохов И. И., Погарский Ф. А.* Оценки ветро-волновой активности в арктическом бассейне при возможных изменениях климата в XXI веке по модельным расчетам // Доклады АН. 2013. Т. 452. № 4. С. 445–448.
10. *Christensen J. H., Christensen O. B., Lopez P., van Meijgaard E., Botzet M.* The HIRHAM4 regional atmospheric climate model // DMI Scientific Report. 1996. V. 4. 51 pp.
11. *Dethloff K., Rinke A., Lehmann R., Christensen J. H., Botzet M., and Machenhauer B.* Regional climate model of the Arctic atmosphere // J. Geophys. Res.: Atmos. 1996. V. 101. № D18. P. 23401–23422.
12. *Khon V. C., Mokhov I. I., Latif M., Semenov V. A., Park W.* Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the 21st century // Climatic Change. 2010. P. 757–768.
13. *Khon V., Mokhov I. I., Pogarskiy F., Babanin A., Dethloff K., Rinke A., and Matthes H.* Wave heights in the 21st century Arctic Ocean simulated with a regional climate model // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41(8). P. 2956–2961. DOI: 10.1002/2014GL059847.
14. *Rinke A., Gerdes R., Dethloff, K. et al.* A case study of the anomalous Arctic sea ice conditions during 1990: Insights from coupled and uncoupled regional climate model simulations // J. Geophys. Res.: Atmos. 2003. V. 108. № D9. DOI: 10.1029/2002JD003146.
15. *Tolman H.L.* User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276. 2009. 194 pp.
16. *Wadhams P., Squire V. A., Ewing J. A., Pascal P.* The effect of the marginal ice zone on the directional wave spectrum of the ocean // J. Phys. Oceanogr. 1986. V. 16. № 2. P. 358–376.
17. *Wadhams P., Squire V. A., Goodman D. J., Cowan A. M., Moore S. C.* The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone // J. Geophys. Res.: Oceans. 1988. V. 93. № C6. P. 6799–6818.

7.3. Влияние климатических изменений на динамику многолетнемерзлых грунтов в XXI веке

М. М. Аржанов, А. В. Елисеев, И. И. Мохов

Согласно модельным оценкам продолжение общего роста глобальной приповерхностной температуры, отмеченного в последние десятилетия, возможно не только в XXI веке, но и в последующие несколько столетий [Мохов, Елисеев, 2012; Climate Change 2013]. При этом сильнее всего температурные изменения следует ожидать в арктических и субарктических широтах (арктическое усиление). Потепление на суше в высоких широтах и изменение количества осадков влияет на термический и гидрологический режимы криолитозоны. Данные наблюдений на геокриологических стационарах центральной и западной Сибири и Аляски демонстрируют систематическое увеличение глубины слоя сезонного протаивания [Гаврильев, Угаров, 2009; Melnikov et al., 2004], снижение кровли многолетнемерзлых пород и изменение рельефа мониторинговых площадок [Мажитова, Каверин, 2007]. Прогноз эволюции криолитозоны является важной задачей как для оценки рисков для существующей инфраструктуры полярных регионов, так и при проектировании новых объектов с учетом возможного изменения состояния многолетнемерзлых грунтов в XXI веке.

В [Аржанов и др., 2012; Аржанов и др., 2013] представлены оценки влияния климатических изменений на развитие фоновых геокриологических процессов с учетом особенностей деградации приповерхностной мерзлоты в переходных областях, где на протяжении XXI века режим сезонного протаивания многолетнемерзлых грунтов может смениться режимом сезонного промерзания. Расчеты проводились с глобальной климатической моделью, разработанной в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) [Мохов и др., 2002; Мохов и др., 2005; Мохов и др., 2008], с учетом углеродного (включая метановый) цикла [Mokhov et al., 2008; Елисеев, 2011; Мохов и др., 2011; Eliseev, Mokhov, 2011; Мохов, Елисеев, 2012], а также блок для воспроизведения процессов тепло- и влагопереноса в грунте [Аржанов и др., 2007; Аржанов и др., 2008]. В численных экспериментах для XXI века использовались сценарии RCP (Representative Concentration Pathways) для антропогенных воздействий: RCP 2.6 (наименее агрессивных антропогенных воздействий), RCP 4.5, RCP 6.0 (умеренных воздействий) и RCP 8.5 (наиболее агрессивных воздействий).

Рост глобальной приповерхностной температуры в XXI веке по расчетам с КМ ИФА РАН составляет 0,8°C при сценарии RCP 2.6; 1,4°C при сценарии RCP 4.5; 1,8°C при сценарии RCP 6.0; 2,7°C при сценарии RCP 8.5 [Мохов, Елисеев, 2012]. Аналогичные оценки при сценариях семейства SRES составляют от 1,8°C при наиболее слабом антропогенном сценарии SRES B1 до 3,4°C при агрессивном сценарии SRES A2 (Climate Change 2007). Увеличение глобальной приповерхностной температуры в XXI веке при альтернативных российских сценариях [Аржанов и др., 2012] составляет 0,9–1,2°C. Общее потепление максимально над сушей внетропических широт Северного полушария и к последнему десятилетию XXI века относительно начала XXI века составляет от 1,2°C до 5,3°C в зависимости от сценария.

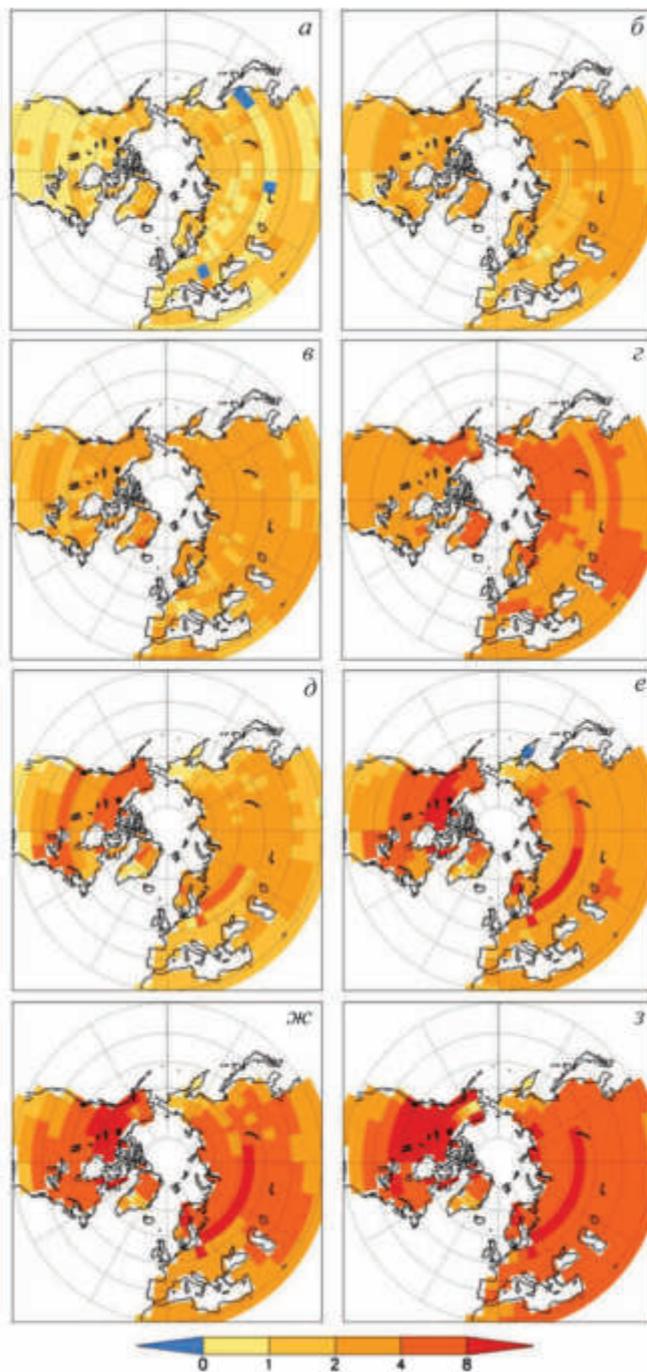


Рис. 7.3.1. Изменение летней (а–г) и зимней (д–з) приповерхностной температуры (°C) к 2091–2100 гг. относительно 2001–2010 гг. по расчетам с климатической моделью ИФА РАН при сценариях RCP: 2.6 (а, д), 4.5 (б, е), 6.0 (в, ж) и 8.5 (з, з)

Изменения среднегодовой приповерхностной температуры над сушей высоких широт в 2091–2100 гг. относительно 2001–2010 гг. представлены на рис. 7.3.1*a*. К концу XXI века среднегодовое приповерхностное потепление максимально при наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5 и составляет 4–7°C в Евразии и 4–9°C в Северной Америке. При умеренных сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5 и 6.0 пространственная структура изменения

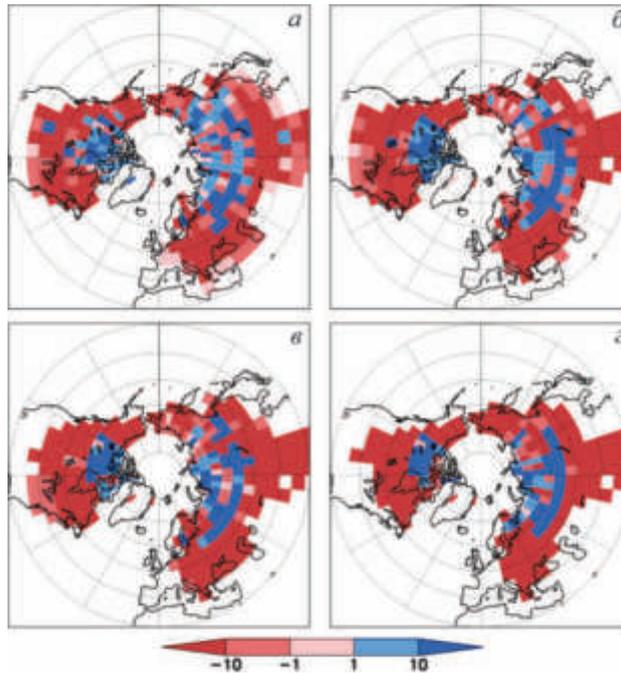


Рис. 7.3.2. Изменение водно-эквивалентной толщины снежного покрова (мм) в 2091–2100 гг. относительно 2001–2010 гг. по расчетам с климатической моделью ИФА РАН при сценариях RCP: 2.6 (*a*), 4.5 (*б*), 6.0 (*в*) и 8.5 (*г*)

приповерхностной температуры сохраняется, но абсолютные величины уменьшаются до 2–5°C в Евразии и 2–7°C в Северной Америке. При наименее агрессивном сценарии RCP 2.6 потепление в Евразии составляет 1–2°C, в Северной Америке 1–4°C.

При рассматриваемых сценариях RCP потепление зимой сильнее, чем летом над сушей Северного полушария, за исключением Чукотки, где при наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5, приповерхностная температура увеличивается в XXI веке на 1–2°C зимой и на 4–5°C летом. Изменение приповерхностной температуры в январе имеет выраженный максимум в высоких широтах Северной Америки (рис. 7.3.2*a*). Сходная пространственная структура изменения приповерхностной зимней температуры в XXI веке получена в численных экспериментах с КМ ИФА РАН при альтернативных российских сценариях [Аржанов и др., 2012]. Приповерхностное потепление в июне максимально в Евразии при сценарии RCP 8.5 и составляет 3–5°C.

В проведенных численных экспериментах получено общее увеличение среднегодовых осадков над сушей внетропических широт в XXI веке (рис. 7.3.2a). Это согласуется с результатами расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и океана [Мохов и др., 2003; Arzhanov et al., 2012]. В зависимости от сценария RCP в XXI веке среднегодовые осадки увеличиваются на 10–33% в Евразии и на 7–24% в Северной Америке. Наибольший рост среднегодовых осадков к концу XXI века получен в центральных и северных регионах Азии и в субарктических регионах Северной Америки. Наименьшее увеличение среднегодовых осадков получено для южных регионов Северной Америки и Средиземноморья. Аналогичный характер изменений выявлен при анализе долгопериодных трендов количества осадков в 1900–2005 гг. по данным наблюдений [Climate Change, 2007].

Пространственная структура изменения количества осадков в зимний и летний периоды сходна со структурой изменения среднегодовых осадков. К концу XXI века относительно его начала среднемесячные осадки в зимний период увеличиваются на 20–50% в Евразии и на 15–40% в Северной Америке. Результаты расчетов согласуются с оценками, полученными в численных экспериментах с КМ ИФА РАН при альтернативных российских сценариях антропогенного воздействия (40–60% в центральной Сибири и 20–40% в субарктических широтах Северной Америки) [Аржанов и др., 2012].

Общая площадь снежного покрова в Северном полушарии в феврале в КМ ИФА РАН для 2001–2010 гг. составляет 45–47 млн км², что хорошо согласуется с эмпирическими оценками 43,2 млн км² [Мохов, 1993], 44–48 млн км² [Robinson and Frei, 2000], а также с результатами расчетов с КМ ИФА РАН для 1961–1990 гг. ($47,4 \pm 1,8$ млн км²) [Елисеев и др., 2009] и в ансамблевых численных экспериментах с моделями общей циркуляции атмосферы и океана (49 ± 4 млн км²) [Павлова и др., 2007]. К последнему десятилетию XXI века в КМ ИФА РАН при сценариях RCP площадь снежного покрова в феврале сокращается на 4–13 млн км² в зависимости от сценария. Аналогичные оценки в расчетах с КМ ИФА РАН при сценариях SRES составляют 13–16 млн км² [Елисеев и др., 2009]. Меньшее значение (6 ± 2 млн км²) получено по результатам численных экспериментов с ансамблем моделей общей циркуляции атмосферы и океана [Павлова и др., 2007].

Модельные оценки водно-эквивалентной толщины снежного покрова в феврале для 2001–2010 гг. в Евразии составляют 10–20 см. Значения до 30 см достигаются в Забайкалье и субарктических широтах Западной Сибири (см. рис. 7.3.2). Максимальные моделируемые значения водного эквивалента снега (порядка 50 см) получены в Тибете и на Чукотке. Подобное пространственное распределение толщины снежного покрова в феврале в Евразии получено в [Надежина и др., 2010] с учетом сезонных изменений плотности снега. По сравнению с данными реанализа ERA-40 [Uppala et al., 2005] значения водного эквивалента снега в КМ ИФА РАН выше в Тибете. Пространственное распределение водного эквивалента снега в Северной Америке с максимальными значениями 20–30 см на полуострове Лабрадор и в Скалистых горах хорошо согласуется с [Uppala et al., 2005].

К концу XXI века в КМ ИФА РАН происходит увеличение водно-эквивалентной толщины снежного покрова в высоких широтах центральных

регионов Евразии и Северной Америки (рис. 7.3.2). Уменьшение толщины снежного покрова отмечено в средних широтах Северного полушария, в Тибете, на Чукотке, Аляске, полуострове Лабрадор. Изменение толщины снежного покрова в XXI веке в КМ ИФА РАН определяется двумя факторами: уменьшением продолжительности холодного периода года и увеличением количества осадков. При этом в более высоких широтах преобладает эффект увеличения осадков при сохранении достаточного продолжительного холодного периода года, что приводит к росту снегозапаса. В средних широтах преобладает эффект уменьшения продолжительности холодного периода года.

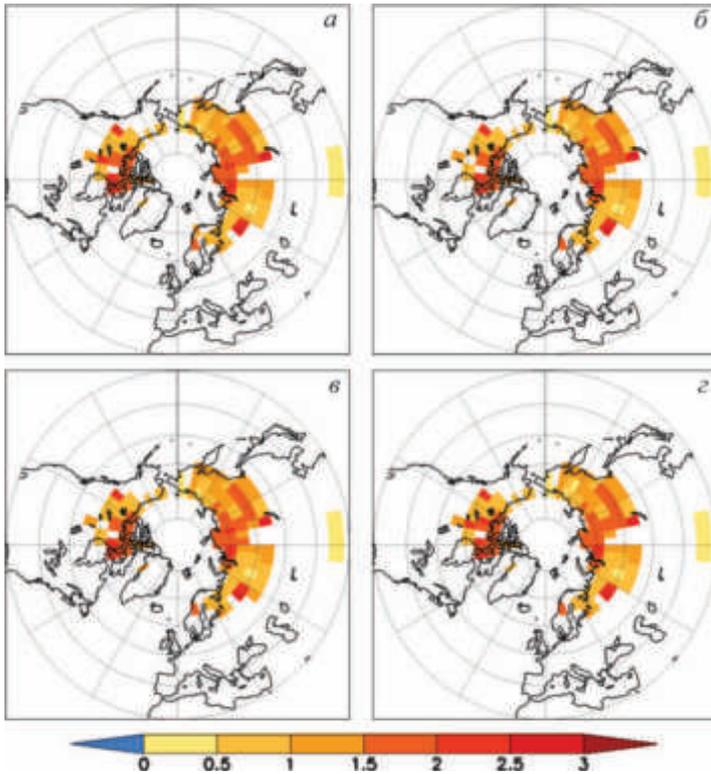


Рис. 7.3.3. Глубина сезонного протаивания (м) в 2001–2010 гг. по расчетам с климатической моделью ИФА РАН при сценариях RCP: 2.6 (а), 4.5 (б), 6.0 (в) и 8.5 (г)

Площадь распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов суши Северного полушария в начале XXI века в КМ ИФА РАН (15,8 млн км²) находится в диапазоне эмпирических оценок (10,7–22,8 млн км²) [Zhang et al., 1999] площади сплошной и полной многолетней мерзлоты, а также согласуется со значениями, полученными на основе индексов относительной суровости (11–16 млн км²) [Демченко и др., 2002] и модельных расчетов (18–21 млн км²) [Павлова и др., 2007]. Значения площади распространения многолетнемерзлых грунтов в КМ ИФА РАН в начале XXI века составляют 11,4 млн км² в Евразии и 4,4 млн км² в Северной Америке. Следует отметить смещение южной

границы распространения приповерхностной мерзлоты к северу на Аляске, связанное с образованием таликов в этом регионе, в КМ ИФА РАН. Характерные значения глубин сезонного протаивания в начале XXI века составляют 0,5–1,0 м в Восточной Сибири, 1,0–2,0 м в центральной Сибири (см рис. 7.3.3). Наибольшие значения этой величины (порядка 2,5 м) достигаются на западе Западной Сибири и Прибайкалье. В Северной Америке модельные оценки глубин сезонного протаивания составляют 1,0–2,0 м. Наименьшие значения глубин сезонного протаивания (менее 0,5 м) получены в Тибете и на Чукотке, что связано с небольшой продолжительностью (менее 50 дней) бесснежного периода в этих областях в КМ ИФА РАН.

В XXI веке при антропогенном потеплении площадь распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов в КМ ИФА РАН сокращается при всех рассматриваемых сценариях, составляя к концу XXI века 3 млн км² при наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 и 10,5 млн км² при наименее агрессивном сценарии RCP 2.6 (см рис. 7.3.4).

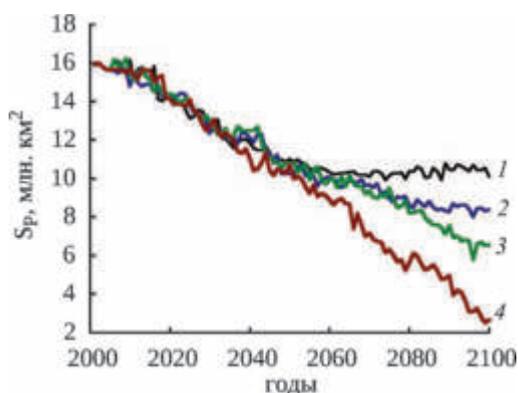


Рис. 7.3.4. Общая площадь распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов суши Северного полушария по расчетам с климатической моделью ИФА РАН при сценариях RCP: 2.6 (1), 4.5 (2), 6.0 (3) и 8.5 (4)

Аналогичные оценки, полученные по расчетам с ансамблем моделей общей циркуляции атмосферы и океана, составляют 10 млн км² [Павлова и др., 2007].

Сокращение площади многолетнемерзлых грунтов в КМ ИФА РАН в XXI веке связано с деградацией приповерхностных мерзлых грунтов в Западной Сибири и Северной Америке. При наиболее агрессивном сценарии антропогенного воздействия RCP 8.5 к концу XXI века деградация приповерхностных многолетнемерзлых грунтов происходит также в регионах восточной Сибири, что связано с увеличением продолжительности бесснежного периода в этом регионе (до 120 дней) и ростом летней температуры. В тех регионах, где к концу XXI века приповерхностные многолетнемерзлые грунты сохраняются, происходит увеличение глубин сезонного протаивания. Так, в центральной Сибири значения глубин сезонного протаивания возрастают до 1,5–2,0 м при умеренных сценариях антропогенного воздействия и до 2,0–2,5 м при агрессивном сценарии RCP 8.5. По результатам расчетов с КМ ИФА РАН к концу

XXI века в Тибете не происходит значительного увеличения глубин сезонного протаивания, что связано с небольшой продолжительностью бесснежного периода. Следует отметить более быструю деградацию приповерхностных многолетнемерзлых грунтов в Северной Америке по сравнению с Евразией. Аналогичная тенденция преобладающей деградации многолетнемерзлых грунтов в Северной Америке в XXI веке выявлена по расчетам с ансамблем моделей общей циркуляции атмосферы и океана [Павлова и др., 2007].

В целом согласно полученным модельным оценкам можно ожидать рост среднегодовой приповерхностной температуры над сушей внетропических широт Северного полушария в течение XXI века в диапазоне 1,2–5,3 °C в зависимости от сценария. При этом годовые суммы осадков увеличиваются на 10–33% в центральных регионах Азии и на 7–24% в субарктических регионах Северной Америки, площадь снежного покрова в феврале сокращается от современного значения 45–47 млн км² до 32–41 млн км² в конце XXI века, а общая площадь приповерхностных многолетнемерзлых грунтов суши Северного полушария сокращается до 3,5–10,5 млн км² в зависимости от сценария. В соответствии с этими модельными оценками приповерхностные многолетнемерзлые грунты к концу XXI века могут сохраняться только в центральной и восточной Сибири и в Тибете (для относительно умеренных сценариев — также в субполярных регионах Северной Америки).

Список использованной литературы

1. Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И. Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 591–610.
2. Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Мохов И. И. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа) // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 4. С. 65–69.
3. Аржанов М. М., Елисеев А. В., Клименко В. В., Мохов И. И., Терешин А. Г. Оценки климатических изменений в Северном полушарии в XXI веке при альтернативных сценариях антропогенного воздействия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 6. С. 643–654.
4. Аржанов М. М., Елисеев А. В., Мохов И. И. Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI веке по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 31–42.
5. Гаврильев П. П., Угаров И. С. Реакция пород ледового комплекса Центральной Якутии на потепление климата // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 1. С. 24–30.
6. Демченко П. Ф., Величко А. А., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П. Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконструкций // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 2. С. 165–174.
7. Денисов С. Н., Елисеев А. В., Мохов И. И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // Метеорология и гидрология. № 11. С. 30–41.
8. Елисеев А. В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.

9. *Елисеев А. В., Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Мохов И. И.* Изменения климатических характеристик суши внетропических широт Северного полушария в XXI веке: оценки с климатической моделью ИФА РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 291–304.

10. *Мажитова Г. Г., Каверин Д. А.* Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в Европейской части России // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 4. С. 20–30.

11. *Мохов И. И.* Диагностика структуры климатической системы. — Спб.: Гидрометеониздат, 1993. 271 с.

12. *Мохов И. И., Елисеев А. В.* Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.

13. *Мохов И. И., Елисеев А. В., Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Денисов С. Н., Карпенко А. А.* Моделирование изменений климата в высоких широтах с использованием климатической модели ИФА РАН / В: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. III. Ч. II. Природные процессы в полярных областях Земли. — М.: ИГ РАН, 2008. С. 13–19.

14. *Мохов И. И., Семенов В. А., Елисеев А. В., Хон В. Ч., Аржанов М. М., Карпенко А. А., Денисов С. Н.* Изменения климата и их последствия в высоких широтах: диагностика и моделирование / В: Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. — М.: Paulsen, 2011. С. 96–130.

15. *Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч.* Оценка возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150–165.

16. *Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., Молькентин Е. К., Семиошина А. А.* Модельные оценки пространственных распределений характеристик снежного покрова и многолетнемерзлых грунтов на территории России // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 2. С. 87–97.

17. *Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А.* Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 2. С. 3–13.

18. *Arzhanov M. M., Eliseev A. V., Mokhov I. I.* A global climate model based, Bayesian climate projection for northern extra-tropical land areas // Glob. Planet. Change. 2012. V. 86–87. P. 57–65.

19. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* S. Solomon et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

20. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (Eds).* Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013. 1535 pp.

21. *Eliseev A. V., Mokhov I. I.* Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // Adv. Atmos. Sci. 2011. V. 28. N 5. P. 1215–1232.

22. *Melnikov E. S., Leibman M. O., Moskalenko N. G., Vasiliev A. A.* Active-layer monitoring in the cryolithozone of West Siberia // Polar Geography. 2004. V. 5. N 4. P. 267–285.

23. *Mokhov I. I., Eliseev A. V., Karpenko A. A.* Decadal-to-centennial scale climate-carbon cycle interactions from global climate models simulations forced by anthropogenic emissions / In: Climate Change Research Trends (ed. Peretz L. N.). — Hauppauge, NY: Nova Sci. Publ., 2008. P. 217–241.

24. *Robinson D. A., Frei A.* Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data // Prof. Geogr. 2000. V. 51. P. 307–314.

25. *Uppala S. M., Kallberg P. W., Simmons A. et al.* The ERA-40 reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2005. V. 131. № 612. P. 2961–3012.

26. *Zhang T., Barry R. G., Knowles K. et al.* Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere // Polar Geogr. 1999. V. 23. No. 2. P. 132–154.

7.4. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке

С. Н. Денисов, А. В. Елисеев, И. И. Мохов

Метангидраты — соединения, в которых молекулы метана находятся в ячейках, образованных молекулами воды. Они широко распространены в областях вечной мерзлоты и донных осадочных породах океана вдоль континентальных склонов, где они стабильны при современных значениях температуры и давления.

Метангидраты — потенциально огромный источник энергии по сравнению с другими известными источниками углеводородов. Суммарные запасы углерода в гидратах оцениваются в $(0,5 \div 10) \cdot 10^3$ ГтС [Kvenvolden, 1988; O'Connor et al., 2010] — значительной величиной в сравнении с $3,8 \cdot 10^4$ ГтС углерода, растворенного в океане, $2 \cdot 10^3$ ГтС в почве и растениях и $7,3 \cdot 10^2$ ГтС в атмосфере. Суммарные запасы ископаемого горючего, включая уголь, составляют около $5 \cdot 10^3$ ГтС [Renssen et al., 2004], т. е. сопоставимы по запасам в одних только гидратах.

Метан — третий (после водяного пара и углекислого газа) по общему влиянию на радиационный баланс земной климатической системы парниковый газ, который может выбрасываться в атмосферу в результате добычи и использования гидратов как источника энергии. Резкие выбросы метана из метангидратов могут происходить из-за масштабных подводных сдвигов земной коры и из-за повышения температуры донных осадочных пород. По модельным оценкам при более теплом на несколько градусов океане запасы метана в гидратах должны быть существенно меньше (Buffet and Archer, 2004). Выбросы метана при разложении метангидратов могли быть причиной быстрых климатических изменений в прошлом [Dickens et al., 1995; Мохов и др., 2005; Мохов и др., 2010; Сергиенко и др., 2012; Climate Change 2013].

Палеоцен-эоценовый температурный максимум — широко известный пример периода с резким изменением климата, возможно, связанным с масштабным высвобождением метана из гидратов 55 миллионов лет назад. В некоторых районах (включая Карибское море, Северную Атлантику, море Уэдделла, тропики Тихого океана) было обнаружено смещение в $-2,5 \div 3\% \delta^{13}\text{C}$ в биогенном карбонате и органике, которое можно связать с высвобождением 1500–2000 Гт метана за несколько тысяч лет [Dickens et al., 1995; Голицын и Гинзбург, 2007]. Такой огромный выброс метана способен оказать сильное влияние на климат. Измерения композиции изотопов кислорода и отношения Mg/Ca фораминифер показывают, что температура поверхности океана резко увеличивалась на 1–8°C (в зависимости от региона) [Renssen et al., 2004]. Значительное выделение метана повлияло также на химический состав океана. Донные отложения во время палеоцен-эоценового температурного максимума во всех океанах выявляют выраженное растворение карбонатов.

Большие температурные скачки во время последнего ледникового периода можно также связать с резкими выбросами метана из метангидратов [Renssen et al., 2004]. Выбросы метана могли быть связаны с изменением уровня моря и нестабильностью метангидратов на континентальных склонах.

Ожидаемое потепление климата в будущем может привести к дестабилизации гидратов, ускоренной эмиссии метана и усилению общего потепления с учетом формирования соответствующей положительной обратной связи. Оценки возможных выбросов метана из залежей метангидратов при потеплении и потенциала их воздействия на изменение климата становятся все более актуальными.

Термодинамическая стабильность гидратов в донных отложениях и, соответственно, зона их стабильности зависят от температуры, давления и солености воды. В регионах существования метангидратов гидростатическое давление у дна превосходит давление, необходимое для стабильности гидратов при температуре, равной температуре придонной воды. Верхней границей зоны образования гидратов является дно, выше которого образования гидратов не происходит из-за недостаточной концентрации метана. С увеличением глубины ниже дна гидростатическое давление растет линейно, температура также растет линейно (в условиях равновесия) в связи с геотермальным потоком тепла. При этом давление, необходимое для стабильности метангидратов, экспоненциально зависит от температуры. В результате существует максимальная глубина, на которой могут образовываться метангидраты, где гидростатическое давление равно давлению стабильности.

Увеличение придонной температуры ведет к изменению профиля температуры в донных отложениях и соответствующему сдвигу границ зоны стабильности. В данной работе оцениваются возможные выбросы метана при дестабилизации залежей метангидратов в XXI веке при изменениях придонной температуры воды по расчетам с разными климатическими моделями при учете антропогенных воздействий, в частности при сценарии SRES A2 [Climate Change 2001].

В [Денисов и др., 2011] получены модельные оценки характеристик термического и гидрологического режимов пород при различных сценариях изменения климата, в которых для расчета температуры в донных отложениях использовалась модель процессов тепло- и влагопереноса, разработанная в ИФА РАН [Аржанов и др., 2008] и адаптированная для моделирования донных отложений. В качестве граничных условий задавалась температура придонной воды по расчетам с климатическими моделями ИВМ РАН и GFDL для верхней границы расчетной области и геотермический поток тепла на нижней границе. В качестве начальных условий задавался градиент температуры в донных отложениях, соответствующий равновесному состоянию донных отложений при придонной температуре в начале XXI века. Глубина расчетной области была в пределах 830 м.

Глубина залегания гидратов в осадочном слое и их пространственное распределение моделировались путем совместного решения уравнений равновесного стабильного существования гидратов и изменения температурного режима в слое донных отложений. При этом считалось, что гидраты стабильны в донных отложениях всюду, где гидростатическое давление больше равновесного для расчетной температуры. Уравнение зависимости равновесного давления от температуры задавалось согласно [Reagan and Moridis, 2008]. Считалось, что гидраты занимают 5% порового пространства [Holbrook et al., 1996].

Для образования гидратов необходима достаточно высокая концентрация метана, поэтому гидраты существуют только в условиях значительного содержания органики в донных отложениях и высокой скорости седиментации. В связи с этим гидратоносные акватории в расчетах ограничивались глубиной моря до 3000 м [Buffet and Archer, 2004]. Гидратоносные залежи могут существовать во внутренних и окраинных морях и при большей глубине (например, в Мексиканском заливе), однако глубоководные гидраты очень стабильны (не дестабилизируются при повышении температуры воды в пределах нескольких градусов). Общие запасы метана в газогидратных залежах с использованием модельных расчетов с климатическими моделями ИВМ РАН и GFDL можно оценить (по расчетам на 2001 г.) в $(10 \div 14,5) \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ при стандартных условиях (600–870 ГтС). Это в пределах диапазона неопределенности соответствующих оценок от $2 \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ [Soloviev, 2002] до $200 \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ [Kvenvolden, 1988] и согласуется с современными оценками суммарных запасов метана $(10 \div 50) \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ [Milkov, 2004] в гидратах. В связи с тем, что толщина зоны стабильности гидратов в отдельных регионах может превосходить 1500 м (в то время как толщина расчетного слоя в [Денисов и др., 2011] ограничивалась 830 м), а также в связи с неучетом глубоководных залежей гидратов полученная оценка, возможно, несколько занижена.

На рис. 7.4.1а, б приведены изменения толщины зоны стабильности океанических гидратов к 2100 г. по сравнению с 2001 г. с использованием модельных расчетов при антропогенном сценарии SRES-A2. Подобные изменения (с характерным уменьшением толщины зоны стабильности до 10 м) соответствуют разложению порядка $3,9 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$ и $64 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$ гидратов с использова-

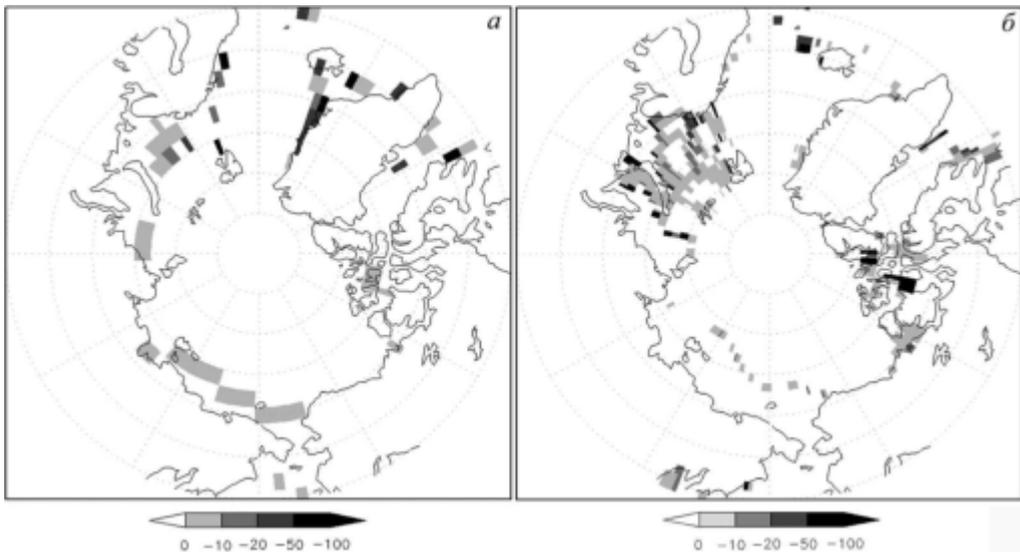


Рис. 7.4.1. Модельные оценки изменений толщины зоны стабильности океанических гидратов в метрах к концу XXI века в высоких широтах северного полушария с использованием расчетов с климатическими моделями ИВМ РАН (а) и GFDL (б) при сценарии антропогенных воздействий SRES-A2

нием расчетов с климатическими моделями ИВМ РАН и GFDL соответственно. При этом выбросы метана со дна океана в XXI веке составляют порядка $6,2 \cdot 10^{13} \text{ м}^3$ (35 ГтС) и $10,2 \cdot 10^{13} \text{ м}^3$ (60 ГтС) метана на основе расчетов изменений климата с моделями ИВМ РАН и GFDL соответственно (или в среднем 350 МтС/год и 600 МтС/год). Дестабилизация океанических гидратов происходит в основном в высоких широтах северного полушария.

Полученные оценки (в среднем 350–600 МтС/год) по величине находятся в одном диапазоне с оценками суммы всех (антропогенных и естественных) современных потоков метана в атмосферу [Climate Change, 2013]. Следует при этом отметить, что представленные оценки выбросов метана относятся к нижней границе океана, и значительная часть этих выбросов метана будет растворена в воде или переработана бактериями. Кроме того, сокращение зоны стабильности происходит в связи со смещением ее верхней границы в регионах с глубиной моря от 200 до 1500 м (в зависимости от придонной температуры). В связи с миграцией метана, образованного в более глубоких слоях, гидраты максимально заполняют поровое пространство осадков вблизи нижней границы зоны стабильности, а вблизи дна обычно практически отсутствуют [Buffet, 2000]. Адекватный учет подобных эффектов может уменьшить оцениваемые выбросы. Возможны выбросы метана, связанные с появлением выходов на поверхность для пузырьков газа, запертых под слоем метангидратов, в связи с их диссоциацией. Стабильность гидратов связана также с изменениями уровня моря, которые при изменениях климата в XXI веке сравнительно малы [Buffet and Archer, 2004].

Возможны залежи гидратов на мелководном арктическом шельфе, которые могут существовать при наличии субаквальной реликтовой криолитозоны, сохранившейся после последней трансгрессии. Современная придонная температура на арктическом шельфе близка к 0°C , и при глубине шельфа до 200 м гидраты должны быть термодинамически неустойчивы. Однако они обнаруживаются в экспедиционных исследованиях на арктическом шельфе [Милков, 2004, Сергиенко и др., 2012]. Зона стабильности гидратов на мелководном арктическом шельфе определяется наличием здесь шельфовой субаквальной криолитозоны, существование которой в условиях современного климата связывается с промерзанием толщи донных отложений шельфа при регрессии океана в период последнего ледникового цикла [Romanovskii and Hubberten, 2001]. Характеристики этого промерзания и последующей деградации мерзлого слоя в голоцене в настоящее время известны плохо, однако динамика смещения границ слоев мерзлоты и метангидратов в донных отложениях по модельным оценкам в XXI веке может в значительной мере определяться антропогенной нагрузкой на климат [Елисеев и др. 2015].

Список использованной литературы

1. Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф. и др. Моделирование температурного и гидрологического режима водосборов сибирских рек в условиях вечной мерзлоты с использованием данных реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 1. С. 86–93.
2. Голицын Г. С., Гинзбург А. С. Оценки возможности «быстрого» метанового потепления 55 млн лет назад // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 6. С. 816–816.

3. Денисов С. Н., Аржанов М. М., Елисеев А. В., Мохов И. И. Оценка отклика субаквальных залежей метангидратов на возможные изменения климата в XXI веке // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 5. С. 685–688.

4. Елисеев А. В., Малахова В. В., Аржанов М. М., Голубева Е. Н., Денисов С. Н., Мохов И. И. Изменение границ многолетнемерзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на Арктическом шельфе Евразии в 1950–2100 гг. // ДАН. 2015. Т. 465. № 5. С. 598–603.

5. Мохов И. И., Безверхний В. А., Карпенко А. А. Диагностика взаимных изменений содержания парниковых газов в атмосфере и температурного режима по палеореконструкциям для антарктической станции Восток // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 5. С. 579–592.

6. Мохов И. И., Безверхний В. А., Карпенко А. А. Взаимные изменения температурного режима и содержания парниковых газов в атмосфере по палеореконструкциям для последних 800 тысяч лет / В: Экстремальные природные явления и катастрофы. Т. 1. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. Отв. ред. А. О. Глико. — М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 312–319.

7. Сергиенко В. И., Лобковский Л. И., Семилетов И. П., и др. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований // Доклады АН. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.

8. Buffett B. A. Clathrate hydrates // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2000. V. 28. № 1. P. 477–507.

9. Buffett B., Archer D. Global inventory of methane clathrate: sensitivity to changes in the deep ocean // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 227. № 3. P. 185–199.

10. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton et al. (eds.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2001. 881 pp.

11. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. T. F. Stocker et al. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. 2013. 1535 pp.

12. Dickens G. R., O'Neil J. R., Rea D. K., Owen R. M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // Paleoclimatology. 1995. V. 10. P. 965–971.

13. Holbrook W. S., Hoskins H., Wood W. T., Stephen R. A., Lizaralde D. Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling // Science. 1996. V. 273. № 5283. P. 1840–1843.

14. Kvenvolden K. A. Methane hydrate—a major reservoir of carbon in the shallow geosphere? // Chem. Geol. 1988. V. 71. № 1–3. P. 41–51.

15. Milkov A. V. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there? // Earth-Sci. Rev. 2004. V. 66. № 3. P. 183–197.

16. O'Connor F. M., Boucher O., Gedney N., et al. Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change: A review // Rev. Geophys. 2010. V. 48. RG4005. DOI: 10.1029/2010RG000326.

17. Reagan M. T., Moridis G. J. Dynamic response of oceanic hydrate deposits to ocean temperature change // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C12023. DOI: 10.1029/2008JC004938.

18. Renssen H., Beets C. J., Fichefet T., Goosse H., Kroon D. Modeling the climate response to a massive methane release from gas hydrates // Paleoclimatology. 2004. V. 9. PA2010.

19. Romanovskii N. N., Hubberten H.-W. Results of Permafrost Modelling of the Lowlands and Shelf of the Laptev Sea Region, Russia // Permafrost Periglac. Proc. 2001. V. 12. P. 191–202.

20. Soloviev V. A. Global estimation of gas content in submarine gas hydrate accumulations // Russ. Geol. Geophys. 2002. № 7. V. 43. P. 648–661.

ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

Акперов Мирсеид Габиль оглы,
Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Алексеев Владислав Владимирович,
Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

Алексеева Татьяна Алексеевна,
Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

Аржанов Максим Михайлович,
Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН,
Москва, Россия

Астафьева Елена Станиславовна,
Институт географии РАН, Москва, Россия

Беренс Лиза,
Центр океанических исследований Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия (GEOMAR
Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany)
Бременский университет, Бремен, Германия (University of Bremen, Bremen, Germany)

Дембицкая Мария Андреевна,
Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Денисов Сергей Николаевич,
Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Елисеев Алексей Викторович,
Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия
Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Иванов Владимир Васильевич,
Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия
Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,
Россия

Китаев Лев Михайлович,
Институт географии РАН, Москва, Россия

Латиф Моджиб,
Центр океанических исследований Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия (GEOMAR
Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany)
Кильский университет, Киль, Германия (University of Kiel, Kiel, Germany)

Мартин Томас,
Центр океанических исследований Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия (GEOMAR
Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany)

Мацковский Владимир Владимирович,
Институт географии РАН, Москва, Россия

Михайлов Андрей Юрьевич,
Институт географии РАН, Москва, Россия

Морозова Полина Анатольевна,
Институт географии РАН, Москва, Россия

Мохов Игорь Иванович,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия,
Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

Погарский Федор Алексеевич,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Попова Валерия Васильевна,

Институт географии РАН, Москва, Россия

Репина Ирина Анатольевна,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия,

Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

Семенов Владимир Анатольевич,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия,

Институт географии РАН, Москва, Россия

Титкова Татьяна Борисовна,

Институт географии РАН, Москва, Россия

Тихонов Василий Владимирович,

Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

Хон Вячеслав Чуненович,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Черенкова Елена Анатольевна,

Институт географии РАН, Москва, Россия

Чернокульский Александр Владимирович,

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Россия

Ширяева Александра Викторовна,

Институт географии РАН, Москва, Россия