

ДИАГНОСТИКА И МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ АРКТИЧЕСКОГО КЛИМАТА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЙ

Мохов И.И., Репина И.А., Аржанов М.М., Денисов С.Н., Елисеев А.В.,
Семенов В.А., Хон В.Ч., Чернокульский А.В., Чечин Д.Г.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (Москва, Россия)
mokhov@ifaran.ru

Введение

Арктические регионы характеризуются самыми сильными и быстрыми климатическими изменениями. Скорость потепления в Арктике в последние десятилетия существенно больше глобальной и полушарной скорости [1-3]. Отмеченное арктическое усиление, характеризующее степень более резких изменений климата в высоких широтах по сравнению с более низкими, связано с влиянием ряда факторов. На проявление арктического усиления влияют зависимость теплового излучения и альбедо системы от температуры, изменения вертикальной температурной стратификации атмосферы, меридионального теплопереноса, содержания в атмосфере водяного пара и облаков (см., напр. [4]). Наиболее впечатляющие изменения в последние десятилетия связаны с очень быстрым уменьшением ледовитости арктического бассейна, особенно в конце лета - начале осени [5]. Происходящие изменения свидетельствуют о возможной перспективе отсутствия морских льдов в Арктическом бассейне в летне-осенние месяцы уже в первой половине XXI века. Изменение режима распространения морских льдов в Арктике имеет большое значение в связи с перспективой развития арктических морских транспортных систем и освоением шельфа [6].

Сильные и быстрые изменения арктического климата в последние годы требуют всесторонних исследований их причин с оценкой роли естественных и антропогенных факторов и пределов допустимых изменений без катастрофических необратимых последствий. Значительная неопределенность результатов модельных расчетов климатических изменений в арктических регионах связана с сильной климатической изменчивостью в высоких широтах.

Цель данной работы - оценка изменений Арктической климатической системы при различных сценариях естественных и антропогенных воздействий и оценка возможных рисков для арктических регионов на ближайшие годы-десятилетия.

1. Анализ изменений облачности в арктических широтах в связи с быстрыми изменениями температурного режима и площади морских льдов

В связи с быстрыми изменениями температурного режима и площади морских льдов в Арктике в последние годы необходим разносторонний анализ соответствующих региональных изменений атмосферных режимов, в том числе ветрового режима и циклонической активности, режима морского волнения. Важной характеристикой арктической климатической системы является облачность, зависящая от температурного и ледового режимов и в свою очередь влияющая на них [7-12].

В данной работе оценивается, в частности, степень развития конвективной облачности в Арктике в связи с динамикой границы морских льдов и адвекцией холодного воздуха на акваторию с относительно теплой поверхностью [13]. Проведен анализ доли небосвода (%) с конвективными облаками n_{Cu+Cb} по данным наземных наблюдений в 1936-2013 гг. на российских метеорологических станциях, в том числе расположенных вдоль кромки льда и вдоль южного берега Баренцева и Карского

морей. При этом отмечено, что наибольшие значения n_{Cu+Cb} характерны не для западной части Баренцева моря с более высокой температурой воды, а для восточной (куда направлен поток при холодных вторжениях в тылу циклонов). Области наибольших значений n_{Cu+Cb} и наибольшей повторяемости кучевых форм облачности в целом хорошо согласуются с областями частых холодных вторжений [14]. Максимальные значения n_{Cu+Cb} , связанные с кромкой льда, и максимальная повторяемость кучевой облачности смещаются к западу при переходе от осени к зиме (n_{Cu+Cb} достигает 30% в отдельные годы). В то же время надо льдом значения n_{Cu+Cb} обычно не превосходят 2-5%, достигая в отдельные годы 10%.

При анализе долгопериодной изменчивости конвективной и слоистой облачности n_{St+Ns} по данным наземных наблюдений в сопоставлении со спутниковыми данными выявлено значимое уменьшение n_{St+Ns} (как надо льдом, так и над открытой водой), в основном в осенне-зимние сезоны, когда обычно атмосфера холоднее подстилающей поверхности. В весенне-летние сезоны слоистая облачность встречается чаще, и её уменьшение менее значимое, особенно в лето. По спутниковым данным количество слоистых облаков весной значительно больше, что можно связать с трудностями детектирования облачности над снежно-ледовой поверхностью [12,15].

Уменьшение доли небосвода, покрытого слоистыми облаками нижнего яруса и частоты их появления сопровождается увеличением повторяемости кучевых форм облачности (Sc, Cu и Cb) и соответствующей доли небосвода, покрытого этими облаками (n_{Cu+Cb}), в особенности над открытой водой. Увеличение n_{Cu+Cb} над открытой водой отмечается во все сезоны по наземным наблюдениям, при этом наибольший рост доли кучевых и кучево-дождевых облаков проявляется в холодное время года, а слоисто-кучевых – в теплое.

Сокращение доли слоистой облачности и рост доли конвективной облачности сопровождаются также изменением функции распределения дней с различными облачными условиями. Отмечено сокращение количества пасмурных дней (покрытие небосвода облаками 100%) и рост числа дней с разорванной облачностью (покрытие небосвода облаками от 50% до 100%) при слабом изменении общей облачности.

2. Оценка изменений характеристик энергообмена атмосферы и океана во время холодных вторжений в Арктике при изменении характеристик ледового покрова.

Холодные вторжения (ХВ) представляют собой типичный метеорологический режим над свободной ото льда поверхностью океана в высоких широтах в холодное время года. Ключевой особенностью ХВ является интенсивный энергообмен атмосферы и океана над обширными областями открытой воды [16]. Этим определяется важная роль ХВ в климатической системе Арктики, особенно в ее Атлантическом секторе, связанная с влиянием ХВ на модификацию водных и воздушных масс, а также на термодинамику морского льда в прикромочной зоне [17]. Также, с холодными вторжениями связаны неблагоприятные и опасные погодные условия: снегопады в прибрежных районах и возникновение интенсивных полярных мезоциклонов.

Во время ХВ происходит прогрев, рост и увлажнение конвективного атмосферного пограничного слоя (АПС) над открытой водой [18]. Поток явного тепла максимален вблизи кромки морского льда и убывает по мере трансформации воздушной массы над открытой водой. Поток скрытого тепла меньше потока явного тепла в 2-3 раза, и также убывает по мере удаления от кромки льда [19]. Абсолютные значения и пространственное распределение потоков тепла и характеристик АПС имеют важное значение для различных климатически значимых процессов, таких как, например, выхолаживание и перемешивание верхнего слоя океана, образование

конвективной облачности в АПС.

Абсолютные значения и пространственное распределение потоков тепла на поверхности океана и характеристик АПС определяются такими параметрами как разность температуры внутри холодной воздушной массы надо льдом и температуры поверхности океана, стратификация в холодной воздушной массе, а также положение кромки льда [17]. Эти параметры имеют существенную внутрисезонную и межгодовую изменчивость. Во многом эта изменчивость связана с изменениями положения кромки льда и сплоченности морского льда к северу от кромки. Изменение этих параметров ледового покрова при изменении климата приведет к изменению характеристик энергообмена атмосферы и океана во время холодных вторжений.

Воспроизведение холодных вторжений проводилось с помощью одномерной численной модели NH3D. В ее основе лежат прогностические уравнения для горизонтальных компонент скорости ветра, потенциальной температуры воздуха, удельной влажности и удельного влагосодержания облаков и осадков. Уравнения представлены конечно-разностными аналогами на вертикальной z-сетке.

Была рассмотрена область протяженностью 1100 км в направлении север-юг, что соответствует характерной протяженности в этом направлении Баренцева моря. Крупномасштабный геострофический ветер был направлен с севера на юг и задавался равным 10 м/с. В основном эксперименте положение кромки льда было задано таким образом, что над свободной ото льда поверхностью воздушный поток проходит 900 км. В дальнейших экспериментах положение кромки льда задавалось смещенным на 200 км к югу и на 200 км к северу от ее положения в основном эксперименте. Такое смещение соответствует характерной изменчивости положения кромки льда в Баренцевом море в зимнее время [20].

По результатам численных экспериментов с различным положением кромки льда смещение кромки льда в сторону увеличения или уменьшения общей площади ледяного покрова приводит к существенным различиям в характеристиках АПС над открытой водой. При смещении кромки льда на 350 км к полюсу потенциальная температура для АПС в целом увеличивается на 7°C , высота АПС удваивается - от 1 до 2 км, интегральное содержание водяного пара в АПС увеличивается более, чем вдвое, интегральное влагосодержание облаков возрастает примерно на 10%, поток явного тепла уменьшается на 150 Вт/м^2 , поток скрытого тепла — на 20 Вт/м^2 . При этом различия между экспериментами убывают с увеличением расстояния от кромки льда. Это приводит к тому, что при выходе потока на сушу (900 км от кромки льда в основном эксперименте) различия в потенциальной температуре, осредненной по высоте АПС, составляют 3 К, а высоты АПС - 450 м, что составляет порядка 20% от значений высоты АПС в момент выхода потока на сушу в основном эксперименте. При этом получено, что интегральное влагосодержание слабо зависит от положения кромки льда.

Существенное значение имеют количественные оценки интегральных потерь тепла океаном. Для области от 200 км от кромки льда с подветренной стороны до 900 км от кромки льда с наветренной стороны в основном численном эксперименте при увеличении площади открытой воды более, чем наполовину получено увеличение потерь явного тепла более, чем на четверть, а скрытого тепла - более, чем наполовину. При этом, чувствительность характеристик АПС к положению кромки льда убывает по мере удаления от кромки льда, и в прибрежных районах она не велика. В частности, температура воздуха в АПС в момент пересечения потоком побережья Баренцева моря меняется всего на 3 К при смещении кромки льда на 400 км к северу. Это относится и к чувствительности характеристик АПС к структуре АПС надо льдом. Более высокий и прогретый АПС надо льдом при уменьшении сплоченности и толщины морского льда

приводит к заметным изменениям характеристик АПС только в пределах первых 400 км от кромки льда. При этом потоки явного тепла вблизи кромки льда существенно уменьшаются. Это означает, что увеличение потерь тепла океаном при смещении к северу кромки льда частично оказывается скомпенсированным уменьшением потоков тепла при уменьшении сплоченности и толщины морского льда.

3. Оценки роли в углеродном цикле морских и наземных арктических экосистем

Модель углеродного цикла океана, учитывающая как его неорганическую часть, так и планктонные экосистемы (органическую часть), (версия модели [21]), была включена в глобальную модель земной системы ИФА им. А.М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) [22,23].

С КМ ИФА РАН были проведены численные расчеты для 1765-2100 гг. с учётом естественных и антропогенных воздействий в связи с изменением содержания в атмосфере парниковых газов, тропосферных и стратосферных вулканических сульфатных аэрозолей, вариаций солнечной постоянной и изменения сельскохозяйственных площадей в соответствии с условиями международного проекта сравнения климатических моделей CMIP5 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 5). В частности, для XXI века антропогенные воздействия учитывались согласно сценарию RCP8.5 (Representative Concentration Pathways). При этом задавались изменения содержания в атмосфере антропогенных парниковых газов, а не их эмиссии, с использованием блока углеродного цикла КМ ИФА РАН лишь для определения потоков CO₂ из атмосферы в океан (а также в наземные экосистемы) и запаса углерода в океанических резервуарах.

По расчетам получено увеличение глобальной температуры поверхности океана (ТПО) в XX веке на 0.2°C, а в XXI веке - ещё на 1.9°C. Это заметно меньше соответствующего увеличения глобальной температуры воздуха у поверхности, которое в XX веке было около 1°C, а в XXI веке – около 4°C. При этом существенно влияние естественной климатической изменчивости, приводящее к заметной пространственной неоднородности изменений ТПО в XX веке.

В доиндустриальный период пространственная структура поток CO₂ из атмосферы в океан на единицу площади f_0 в целом воспроизводится в модели реалистично, в том числе в Северном Ледовитом океане. Проявляется большая междекадная изменчивость f_0 на шельфе Арктики. Для XX века отмечено сильное увеличение поглощения углерода из атмосферы в океан на шельфе Северного Ледовитого океана (а также в Северной Атлантике) - до 0.01 ммольС/(с м²), а в Северном море - даже до 0.1 ммольС/(с м²). Это в целом согласуется с эмпирическими данными. При этом следует отметить, что увеличение поглощения углерода океаном в Южном океане для XX века в модели не проявляется.

К концу XXI века поглощение CO₂ океаном F_0 увеличивается до 15 ПгС/год. Это значение больше значений полученным по ансамблю моделей CMIP5 при том же сценарии внешнего воздействия на систему (для модели ИВМ РАН F_0 в конце XXI века около 9 ПгС/год, а для большинства анализированных моделей не более 6 ПгС/год). На Арктическом шельфе увеличение поглощения CO₂ океаном достигает 0.1 ммольС/(с м²).

По модельным расчетам полное содержание фитопланктона C_p в верхнем слое океана мало меняется вплоть до середины XX века, а в XXI веке увеличивается на 6%. Это увеличение связано с Северным Ледовитым и Южным океанами, где содержание фитопланктона в верхнем слое океана на единицу площади увеличивается на 5-20 ммольС/м³, а в регионе между Шпицбергом и Новой Землёй - даже на 30-40 ммольС/м³. Причиной этого является увеличение притока солнечной радиации к океану

из-за уменьшения его ледовитости и существенное потепление в этих регионах с улучшением условий для фотосинтеза планктона.

Глобальное содержание зоопланктона C_z в верхнем слое океана по расчетам мало меняется вплоть до первого десятилетия XXI века, а в XXI веке увеличивается на 4%. Как и для фитопланктона, это увеличение связано с Северным Ледовитым и Южным океанами, где содержание зоопланктона в верхнем слое океана на единицу площади увеличивается на 0.2-0.6 ммольС/м³.

В целом КМ ИФА РАН способна реалистично воспроизводить характеристики океанического углеродного цикла, в том числе планктонных пелагиальных экосистем в Арктике. При этом отмечены локальные особенности, связанные с морями, соединёнными с открытым океаном узкими проливами, пространственно не разрешаемыми использовавшейся версией модели.

4. Оценки влияния эмиссии метана при разложении газогидратов на арктическом шельфе на климатические изменения в регионе

Значительные запасы метана находятся в океанических залежах гидратов. Суммарные запасы углерода в гидратах оцениваются в 10^4 ГтС [24]. Рост температуры океанов способствует диссоциации скоплений океанических гидратов и выбросу потенциально большого количества метана в атмосферу. Подобные выбросы в атмосферу усиливают парниковый эффект, дополнительно способствуют ускорению диссоциации гидратов и могут иметь серьезные климатические последствия.

Метан – третий (после водяного пара и углекислого газа) по общему влиянию на радиационный баланс земной климатической системы парниковый газ. По модельным оценкам при более теплом на несколько градусов океане запасы метана в гидратах должны быть существенно меньше [25]. Выбросы метана при разложении метангидратов могли быть причиной быстрых климатических изменений в прошлом [26,27].

Оценить эмиссии метана из гидратов при изменении придонной температуры и/или при изменении уровня океана можно с применением метода, основанного на использовании соотношений для границы зоны термодинамической устойчивости гидратов. Термодинамическая стабильность гидратов в донных отложениях и, соответственно, зона их стабильности зависят от температуры, давления и солёности 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 растёт линейно, температура также растёт 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 ведёт к изменению профиля температуры в донных отложениях и соответствующему сдвигу границ зоны стабильности.

Для определения температуры в донных отложениях использовалась модель процессов тепло- и влагопереноса, разработанная в ИФА РАН [28], позволяющая рассчитывать характеристики термического и гидрологического режимов донных отложений при различных сценариях климатических изменений. В качестве граничных условий задавалась температура придонной воды по расчетам с климатическими моделями (на верхней границе расчетной области) и геотермический поток тепла (на

нижней границе). Толщина расчетной области составляла до 1 км.

В [28] эта расчётная схема была использована для анализа возможных выбросов метана из донных отложений океана с придонной температурой по расчётам с климатическими моделями ИБМ РАН и GFDL. Современные (соответствующие началу XXI века) запасы метана согласно полученным оценкам около $(10-15) \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ при стандартных условиях (600-870 ГтС). Это согласуется с современными оценками суммарных запасов метана $(10-50) \cdot 10^{14} \text{ м}^3$ [29] в гидратах. В связи с тем, что толщина зоны стабильности гидратов в отдельных регионах может превосходить 1500 м, а в данных расчетах толщина слоя донных осадков ограничивалась 830 м, при неучете глубоководных залежей гидратов, полученные оценки возможно несколько занижены. Характерные изменения толщины зоны стабильности океанических гидратов к концу XXI века по сравнению с его началом по модельным расчетам при сценарии антропогенных воздействий SRES-A2 составляют до 10 м. Они соответствуют разложению порядка $4 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$ и $6 \cdot 10^{11} \text{ м}^3$ гидратов при использовании расчетов с климатическими моделями ИБМ РАН и GFDL, соответственно. При этом соответствующие выбросы метана со дна океана в XXI веке порядка $6 \cdot 10^{13} \text{ м}^3$ (35 ГтС) и $10 \cdot 10^{13} \text{ м}^3$ (60 ГтС) метана (или в среднем 350 МтС/год и 600 МтС/год). Дестабилизация океанических гидратов происходит в основном в высоких широтах Северного полушария.

В [30] эта схема была использована для оценки эмиссий из слоя донных отложений озера Байкал. В настоящее время предложен также ряд других схем выделения метана из гидратов [25,31,32], в целом подобных используемой в данной работе. Основные различия касаются деталей аппроксимации границы зоны термодинамической устойчивости гидратов. В [25] дополнительно учитывается окисление метана, выделяющегося при диссоциации гидратов, в верхнем слое донных отложений, богатых сульфатами. Учёт этого окисления приводит к меньшим эмиссиям метана из донных отложений в воду и меньшей чувствительности этих эмиссий к изменениям граничных условий. Схемы выделения метана из донных отложений используются на масштабах от нескольких сотен метров [31] до континентального и глобального масштабов [25,28,32]. Для Арктического шельфа целесообразно использовать схемы, адаптированные к масштабам от десятков километров до континентального и глобального.

Следует отметить, что на основе этих схем вычисляются эмиссии метана не в атмосферу, а в толщу воды. В воде метан способен окисляться. По существующим оценкам лишь около 5% метана, выделяющегося из донных отложений, попадает в атмосферу. При зависимости этой доли от времени нахождения метана в воде необходимо учитывать ее изменение при климатических вариациях с изменением океанической циркуляции, в частности в Северном Ледовитом океане.

Климатический отклик на такие эмиссии следует оценивать с учётом радиационного возмущающего воздействия, возникающего при накоплении метана в атмосфере, и с учётом окисления атмосферного метана с образованием углекислого газа [33]. Соответствующие оценки возможны лишь с использованием глобальных климатических моделей [33-36].

5. Изменения основных характеристик криолитозоны суши Северного полушария при различных сценариях естественных и антропогенных воздействий

Нарушение ландшафтов криолитозоны под влиянием деструктивных геоморфологических процессов оказывает негативное влияние на инфраструктуру полярных регионов, приводит к разрушению зданий, дорожных покрытий, трубопроводов, линий передач. Увеличение глубины активного слоя может привести к

оттаиванию законсервированного в мерзлых грунтах органического вещества, включению его в глобальный биогеохимический цикл с увеличением эмиссии углерода в атмосферу.

Проведен анализ изменений характеристик вечной мерзлоты на основе результатов численных экспериментов с глобальными климатическими моделями для XXI века при двух сценариях антропогенных воздействий — умеренном RCP 4.5 и наиболее агрессивном RCP 8.5.

Расчеты проводились с динамической моделью процессов тепловлагопереноса в грунте с учетом подвижных границ фазовых переходов вода-лед на границе раздела талых и мерзлых слоев грунта, разработанной в ИФА РАН [37]. Численный алгоритм модели позволяет рассчитывать формирование таликов или мерзлых слоев при деградации/промерзании грунта. В качестве входных данных в проведенных расчетах использовались температура поверхности грунта/снега (при его наличии) — верхнее граничное условие по температуре, толщина снежного покрова, осадки, испарение. Толщина расчетной области составляла 13.5 м. На нижней границе расчетной области задавалось условие отсутствия потоков тепла и влаги. Входные данные атмосферного воздействия за период 2006-2100 гг. задавались на основе расчетов с глобальными климатическими моделями проекта CMIP5.

Изменения приповерхностной температуры по модельным расчетам для континентальных регионов в XXI веке максимальны в высоких широтах Евразии и Северной Америки. Для Евразии отмечается смещение области максимальных изменений к северу Западной Сибири и в центральную часть Восточной Сибири для зимнего сезона и к Дальнему Востоку для осеннего сезона. Для летнего сезона область максимального роста приповерхностной температуры (более 6°C) отмечена на северо-северо-западе Восточной Сибири. При этом максимальное увеличение количества осадков (осенью, зимой и весной) по модельным расчетам проявляется в Восточной Сибири и в высоких широтах Северной Америки.

Изменения приповерхностной температуры и осадков влияют на режим многолетнемерзлых пород. Согласно полученным модельным оценкам к концу XXI века снежный покров увеличивается, в частности, в Восточной Сибири и высокоширотных регионах Северной Америки. При этом максимальный рост приповерхностной температуры отмечается в центральных и северо-западных регионах Восточной Сибири, в Забайкалье, на южной границе криолитозоны в Монголии и на севере Китая. На севере Аляски увеличение мощности снежного покрова к концу XXI века менее значительно. Уменьшение толщины снежного покрова к концу XXI века получено на востоке Чукотки и на Скандинавском полуострове. Менее значительное уменьшение толщины снега получено для Аляски. Увеличение толщины снежного покрова в регионах распространения многолетнемерзлых грунтов влияет на термический режим мерзлых пород. Благодаря высоким теплоизолирующим свойствам, снег оказывает обогревающее воздействие. Совместное влияние на термический режим континентальной криолитозоны двух факторов - повышения летней приповерхностной температуры и увеличения толщины снежного покрова, способствует повышению температуры мерзлых грунтов, увеличению глубин сезонного протаивания с последующим формированием таликов и деградацией приповерхностной многолетней мерзлоты.

В среднем для ансамбля моделей международного проекта CMIP5 современное значение площади приповерхностной вечной мерзлоты 18.7 млн. км² к концу XXI века уменьшается до 12.5 млн. км². при умеренном сценарии антропогенных воздействий RCP 4.5 и до 7 млн. км² при наиболее агрессивном сценарии RCP 8.5.

Согласно результатам проведенных расчетов деградация многолетней мерзлоты

в первой половине XXI века может произойти в Западной Сибири на южной границе криолитозоны и на севере Китая. К концу XXI века увеличение активного слоя приводит к деградации приповерхностных многолетнемерзлых грунтов в Прибайкалье, на юге Восточной Сибири, на юге и в центральных областях Аляски, на Тибете. По модельным оценкам для Западной Сибири отмечено последовательное сокращение площади приповерхностной мерзлоты на южной границе на протяжении XXI века. На юге Восточной Сибири, на севере Китая и в высокоширотных регионах Северной Америки деградация приповерхностных многолетнемерзлых грунтов усиливается во второй половине XXI века.

Следует отметить, что полученные результаты не означают полного исчезновения региональной многолетней мерзлоты. Увеличение мощности талого слоя (слоя сезонного протаивания и мощности таликов) приводит к смене режима сезонного протаивания сезонным промерзанием с отрывом кровли многолетней мерзлоты от поверхности почвы. При этом мерзлота может сохраняться в толще на глубинах порядка 10 м и более, то есть это означает переход мерзлоты в реликтовую форму. При формировании сквозных таликов в случае, если мощность мерзлоты составляет от нескольких метров до 10-20 м, предполагается, что многолетняя мерзлота полностью исчезает, и в этих областях остается режим сезонного промерзания.

При общем увеличении в XXI веке глубины талого слоя в Северном полушарии наибольший ее рост получен на южной границе криолитозоны (до 8 м и более к концу XXI века). При наиболее агрессивном сценарии антропогенных воздействий RCP 8.5 область, где к концу XXI века увеличение глубин талого слоя превышает 8 м включает центральные регионы Западной Сибири, южные и центральные области Восточной Сибири, большую часть Аляски. Следует отметить, что по модельным расчетам при умеренном сценарии RCP 4.5 к концу XXI в центральных областях Сибири увеличение глубины талого слоя не превышало обычно 1 м, а значения 7-8 м и более достигаются только на южной границе криолитозоны в Евразии и Северной Америке.

6. Оценки изменений характеристик морских льдов в Арктике и продолжительности навигационного сезона на трассе Северного морского пути в XXI веке по расчетам с ансамблем климатических моделей

Для оценок возможных изменений характеристик морских льдов в Арктике анализировались результаты расчетов с ансамблем глобальных 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. Продолжительность навигационного сезона на трассе Северного морского пути (СМП) оценивалась аналогично [38,39], где использовались результаты расчетов с ансамблем предыдущего поколения глобальных климатических моделей CMIP3 при сценариях семейства SRES.

Для оценок продолжительности навигационного сезона использовались различные пороговые значения доли площади океанических модельных ячеек, покрытой морскими льдами. В частности, определялось количество суток в году с долей морских льдов не превышающей 15% (“открытая вода”) и 25% (или 75% площади с открытой водой), что может соответствовать условиям безопасного функционирования морских судов различного ледового класса.

Результаты модельных расчетов в сопоставлении со спутниковыми данными для характеристик морских льдов выявили существенный разброс значений средней продолжительности навигационного периода для современного климата для трасс

СМП. В связи с этим были отобраны модели с лучшим соответствием спутниковым данным.

Согласно расчетам с отобранными климатическими моделями при сценария RCP 4.5 продолжительность навигационного сезона на трассе СМП оценена в диапазоне от 3 до 5 мес. в 2016-2025 гг., от 3.6 до 5.7 мес. в 2046-2065 гг. и от 4 до 6.5 мес. к концу XXI века при пороговом значении концентрации морского льда 25%. При меньшем пороговом значении концентрации льда (15%) навигационный период на трассе СМП по модельным расчетам оценивается более коротким.

7. Влияние изменения площади арктических морских льдов на атмосферные характеристики в высоких широтах Северного полушария

В связи с отсутствием регулярных достоверных данных для морских льдов в первой половине XX века существенно занижается амплитуда колебаний зимней концентрации морских льдов (КМЛ) в современных массивах данных, в частности данных HadISST1.1. Оценки изменений площади морских льдов в восточной Арктике по данным ААНИИ свидетельствуют о ее значительной долгопериодной аномалии в первой половине XX века, в частности о сильном уменьшении площади в 1920е-1930е гг. Тем не менее, такие изменения считаются региональными и среднеарктическими изменения площади морских льдов оцениваются с использованием данных HadISST1.1, в которых отсутствуют заметные (по сравнению с современным отрицательным трендом) изменения в период до 1960-х гг. Это приводит к выводам об исключительной роли антропогенного воздействия на климат в современном уменьшении площади ледяного покрова в Арктике. Для исследования достоверности сеточных данных HadISST1.1 в данном разделе использовались численные эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы, в которых эти данные служат граничными условиями на поверхности океана.

Характер изменений приповерхностной температуры атмосферы (ПТА) в высоких широтах Северного полушария в зимний период [40,41] указывает на возможную связь между долгопериодной положительной аномалией ПТА в первой половине XX века и распространением морских льдов в Арктике. Связь между вариациями ПТА в Арктике и аномалиями площади морских льдов на временных масштабах от межгодового до десятилетнего была выявлена как по данным наблюдений за последние полвека [42], так и по результатам численных экспериментов с климатическими моделями [43]. С конца 1960-х гг. отмечено значительное сокращение площади морских льдов в Арктике, ускорившееся в последние годы [44] и которое может привести к полному отсутствию льда в сентябре уже через три десятилетия [44,46]. Климатические модели в экспериментах с антропогенным воздействием на климат воспроизводят наблюдаемое таяние льда, хотя, в целом, и с несколько меньшими темпами [47,48]. Следует отметить, что потепление первой половины XX века в Арктике в зимний период было превышено современным потеплением лишь в последнее десятилетие, а темпы потепления 1920-х-1930-х годов сопоставимы с современными [40,41]. Остается открытым вопрос, сопровождалось ли потепление в начале XX века значительным уменьшением площади ледяного покрова в целом в Арктике? При этом наибольшей неопределенностью характеризуются сведения об арктических морских льдах для зимнего периода. Проблема заключается в отсутствии систематических наблюдений до 1950-х годов. Обзор и сравнение данных для арктических морских льдов сделаны, например, в [47,49].

Для оценок изменений арктических морских льдов широко используются данные NSIDC, в том числе в архиве данных HadISST1.1 для КМЛ и температуры

поверхности океана (ТПО). При этом в первой половине XX века в этих данных значимая отрицательная аномалия площади морских льдов не проявляется, как можно было ожидать в соответствии с положительной температурной аномалией.

Независимым источником информации о состоянии арктических морских льдов до начала спутниковых наблюдений являются данные ААНИИ [47,50]. При этом использование различных данных приводит к различным оценкам долгопериодных трендов для морских льдов в период до 1960-х годов. Для летнего периода проявляется долгопериодное колебание распространения морских льдов для отдельных морей восточной Арктики [47,50,51].

Сравнение данных HadISST1.1 для площади морских льдов с данными CRUTEM3 для приповерхностной температуры над сушей в высоких широтах Северного полушария (севернее 60°с.ш.) выявляет отрицательную корреляцию аномалий ПТА и площади морских льдов в зимний период с 1960-х годов. При этом в предшествующий период резкий рост температуры в 1920-х-1930-х годах не сопровождался аномалиями площади морских льдов по данным HadISST1.1. Подобное расхождение можно было бы объяснить тем, что изменения приповерхностной температуры в зимний период не обязательно связаны с аномалиями морских льдов, а определяются аномалиями атмосферной циркуляции, температуры поверхности океана, комбинацией изменчивости атмосферы и радиационных факторов. Либо в данных HadISST1.1 до 1960-х годов отсутствует значимая отрицательная аномалия площади морских льдов в зимний период.

Оценить влияние граничных условий, в частности ледовых условий, на изменения приповерхностной температуры, а также вклад изменчивости атмосферной циркуляции можно при сравнительном анализе изменений приповерхностной температуры по данным наблюдений и по модельным расчетам. При этом можно использовать результаты ансамблевых модельных расчетов с одинаковыми граничными, но различными начальными условиями. Численные эксперименты проводились с моделью общей циркуляции атмосферы (МОЦА). Используемая версия МОЦА ECHAM5 имеет спектральное горизонтальное разрешение примерно 3.85°x3.85° по широте и долготе (T31) с 19 уровнями в атмосфере по вертикали. Граничными условиями являются температура поверхности океана и концентрация морского льда (данные HadISST1.1). Содержание парниковых газов в модельной атмосфере в проведенных численных расчетах не варьировалось и соответствовало современным значениям. С МОЦА были выполнены 6 ансамблевых численных экспериментов для XX века с использованием ТПО и КМЛ по данным HadISST1.1 для периода 1900-1998 гг. Во всех 6 экспериментах использовались идентичные граничные условия и различные начальные условия.

Сравнение модельных результатов с данными наблюдений над сушей высоких широт Северного полушария (севернее 60°с.ш.) в зимний период показывает, что в модели не воспроизводится сильное потепление с 1920-х до 1940-х годов, в то время как современное потепление с 1970-х годов воспроизводится хорошо. До 1970-х годов в модели воспроизводятся лишь десятилетние вариации ПТА с амплитудой менее 0.5°С без долгопериодных трендов. По данным же наблюдений ПТА выросла с начала XX века более чем на 1.5°С. Использование ансамбля из 6 численных экспериментов с одинаковыми граничными условиями и различающихся начальными условиями позволяет оценить вклад изменчивости атмосферной динамики в формирование температурных аномалий. Согласно полученным результатам долгопериодная положительная аномалия ПТА в первой половине XX века не может быть объяснена внутренней изменчивостью атмосферной циркуляции и может быть связана с отсутствием соответствующей аномалии площади морских льдов в этот период.

Потепление в Арктике в зимний период в последние десятилетия XX века связывают с влиянием Северо-Атлантического колебания (САК), индекс которого характеризовался сильным положительным трендом в последней трети XX века [52]. Но при этом усиление арктического потепления в последние годы сопровождается противоположной тенденцией САК с уменьшением его индекса и не может быть связано только с этим эффектом.

Среднее по ансамблю модельных экспериментов значение индекса САК представляет собой изменения, вызванные граничными условиями. Модель воспроизводит отрицательный тренд САК в период 1930-1960-е гг., сменяющийся положительным трендом, но значительно занижая величину трендов. Так, величина среднего тренда САК в модели около 3 гПа/30 лет, в то время как по данным наблюдений величина тренда более 10 гПа/30 лет. Полученные результаты согласуются с оценками, полученными в [53] в предположении стохастической природы колебаний САК в рамках численных экспериментов с предписанными значениями ТПО. Следует также отметить слабую зависимость трендов ПТА от величины тренда индекса САК.

Полученные результаты указывают на то, что приповерхностное потепление середины XX века должно было сопровождаться значительной аномалией морских льдов в Арктике, сравнимой с современными изменениями. В пользу такой гипотезы говорят дополнительные численные эксперименты для периода достоверных данных с 1960 г. с использованием фиксированных значений КМЛ при изменяющихся (эмпирических) значениях ТПО. Без изменений КМЛ современный температурный тренд в модели не воспроизводится. Климатический тренд, однако, воспроизводится при задании изменений КМЛ без изменений ТПО. Также показано, что Северо-Атлантическое колебание не является ведущим фактором, определяющим тренд приповерхностной температуры Арктики в целом в последние три десятилетия XX века.

Полученные результаты также подтверждают достоверность оценок изменений морских льдов в Арктике в XX веке, полученных в ААНИИ [47,50]. Согласно этим оценкам можно ожидать значительное уменьшение площади морских льдов в 1930-х годах, по темпам сравнимое с современными изменениями. При этом предполагается значительный вклад естественных долгопериодных колебаний климата как в потепление середины XX века, так и в современное потепление в Арктике.

Заключение

Проведен анализ изменений различных компонентов Арктической климатической системы с использованием данных наблюдений, в том числе спутниковых данных и данных специализированных полярных экспериментов, а также данных реанализа и результатов регионального и глобального климатического моделирования при различных сценариях естественных и антропогенных воздействий. Цель - повышение надежности прогностических оценок изменений арктического климата и их последствий в ближайшие десятилетия. Сделаны оценки способности современного поколения климатических моделей воспроизводить современный режим морских льдов в Арктике и его изменения в сопоставлении со спутниковыми данными. Проведен сравнительный анализ сезонных изменений слоистой и кучевой облачности в арктических регионах по данным наземных наблюдений в связи с изменениями температурного режима и режима морских льдов. При этом отмечены существенные различия со спутниковыми данными. Проведен анализ режима холодных вторжений в прикромочной зоне морских льдов, имеющего существенное значение для формирования климата полярных регионов. С использованием модельных расчетов проведен анализ связи состояния криолитозоны суши и дестабилизации газогидратов

Арктического шельфа с климатических изменениями в арктических широтах при учете сценариев естественных и антропогенных воздействий.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

Список литературы

1. 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, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (ed.)]. Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York: 2013, 1535 p.
2. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York: 2014, 688 p.
IPCC, 2014: 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 [Barros, V.R., C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge Univ. Press, Cambridge/New York: 2014, 688 p.
3. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere. AMAP, Oslo: 2011, 538 p.
4. И.И. Мохов. В: Научно-технические проблемы освоения Арктики, М.: Наука, 2014, 82-86.
5. Г.В. Алексеев, Н.Е. Иванов, А.В. Пнюшков, Н.Е. Харланенкова. В: Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011, 6-28.
6. И.И. Мохов, В.А. Семенов, В.Ч. Хон, Ф.А. Погарский. *Лед и снег*, 2013, **2**(122), 53-62.
7. J.A. Curry, W.B. Rossow, D. Randall, J.L. Schramm. *Journal of Climate*, 1996, **9**, 1731–1764.
8. R. Eastman, S.G. Warren. *Journal of Climate*, 2010, **23**, 4216–4232.
9. S.P. Palm, S.T. Strey, J. Spinhirne, T. Markus. *Journal of Geophysical Research*, 2010, **115**, D21209.
10. M.-L. Kapsch, R.G. Graversen, M. Tjernström. *Nature Clim. Change*, 2013, **3**, 1–5.
11. Y. Liu, J.R. Key, Z. Liu, X. Wang, S.J. Vavrus. *Geophysical Research Letters*, 2012, **39**, L05705.
12. A.V. Chernokulsky, I.I. Mokhov. *Advances in Meteorology*, 2012, Article ID 542093, 15 pages.
13. И.Н. Эзау, А.В. Чернокульский. *Исследование Земли из космоса*, 2015, **№2**, в печати.
14. E.W. Kolstad, T.J. Bracegirdle, I.A. Seierstad. *Climate Dynamics*, 2009, **33**, 187-197.
15. I.I. Mokhov, M.E. Schlesinger. *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**(D8), 17045-17065.
16. B. Brümmer. *Boundary Layer Meteorol.*, 1996, **80**(1), 109–125.
17. D.G. Chechin, C. Lüpkes, I.A. Repina, V.M. Gryanik. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2013, **118**, 8787–8813.
18. B. Brümmer. *Mon. Weather Rev.*, 1997, **125**, 1824–1837.
19. U. Wacker, K. Potty, C. Lüpkes, J. Hartmann, M. Raschendorfer. *Boundary Layer Meteorol.*, 2005, **117**, 301–336.
20. C. Strong. *Climate Dynamics*, 2013, **39**, 3091-3102.

21. T.R. Anderson, V.A. Ryabchenko, M.J.R. Fasham, V.A. Gorchakov. *Deep Sea Res. I*, 2007, **54**, P. 2082-2119.
22. К.Е. Мурышев, А.В. Елисеев, И.И. Мохов, Н.А. Дианский. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2009, **45**, 448-466.
23. А.В. Елисеев, И.И. Мохов, К.Е. Мурышев. *Метеорология и гидрология*, 2011, № **2**, 5-16.
24. K.A. Kvenvolden. *Org. Geochem.*, 1995, **23**, 997-1008.
25. B. Buffett, D.E. Archer. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, **227**, 185-199.
26. G.R. Dickens, J.R. O'Neill, D.K. Rea, R.M. Owens. *Paleoceanography*, 1995, **19**, 965-971.
27. И.И. Мохов, В.А. Безверхний, А.А. Карпенко. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2005, **41**, 579-592.
28. С.Н. Денисов, М.М. Аржанов, А.В. Елисеев, И.И. Мохов. *Доклады АН*, 2011, **441**, 685-688.
29. A.V. Milkov. *Earth Sci. Rev.*, 2004, **66**(3-4), 183-197.
30. С.Н. Денисов, М.М. Аржанов, А.В. Елисеев, И.И. Мохов. *Доклады АН*. 2013, **449**(2), 219-222.
31. M.T. Reagan, G.J. Moridis. *J. Geophys. Res.*, 2008, **113**, C12023.
32. I.A. Dmitrenko, S.A. Kirillov, L.B. Tremblay, H. Kassens, O.A. Anisimov, S.A. Lavrov, S.O. Razumov, M.N. Grigoriev. *J. Geophys. Res.*, 2011, **116**, C10027.
33. А.В. Елисеев, И.И. Мохов, М.М. Аржанов, П.Ф. Демченко, С.Н. Денисов. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2008, **44**, 147-162.
34. N. Gedney, P.M. Cox, C. Huntingford. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**(20), L20503.
35. Е.М. Володин. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2008, **44**, 163-170.
36. С.Н. Денисов, А.В. Елисеев, И.И. Мохов. *Метеорология и гидрология*, 2013, **11**, 30-41.
37. М.М. Аржанов, А.В. Елисеев, П.Ф. Демченко, И.И. Мохов, В.Ч. Хон. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2008, **44**, 86-93.
38. И.И. Мохов, В.Ч. Хон. 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, 20-27.
39. V.C. Khon, I.I. Mokhov, M. Latif, V.A. Semenov, W. Park. *Climatic Change*, 2010, **100**(3-4), 757-768.
40. В.А. Семенов. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2007, **43**, 744-753.
41. V.A. Semenov, L. Bengtsson. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**, L1781.
42. Г.В. Алексеев, В.Ф. Захаров, Н.Е. Иванов, С.И. Кузьмина. *Материалы гляциологических исследований*, 2005, **99**, 62.
43. В.А. Семенов. *Доклады АН*, 2008, **418**, 106-109.
44. M.C. Serreze, M.M. Holland, J. Stroeve. *Science*, 2007, **315**, 1533-1536.
45. M.Y. Wang, J.E. Overland. *Geophysical Research Letters*, 2009, **36**, L07502.
46. В.В. Иванов, В.А. Алексеев, Т.А. Алексеева, Н.В. Колдунов, И.А. Репина, А.В. Смирнов. *Исследования Земли из космоса*, 2013, **4**, 50-65.
47. Г.В. Алексеев, А.И. Данилов, В.М. Катцов, С.И. Кузьмина, Н.Е. Иванов. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2009, **45**, 723-735.
48. В.М. Катцов, Г.В. Алексеев, Т.В. Павлова, П.В. Спорышев, Р.В. Бекряев, В.А. Говоркова. *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*, 2007, **43**, 165-181.
49. A.R. Mahoney, R.G. Barry, V. Smolyanitsky, F. Fetterer. *J. Geoph. Res.-Oceans*, 2008, **113**, C11005.
50. В.Ф. Захаров. СПб: Гидрометеоиздат, 1996, 213 с.
51. I.V. Polyakov, G. V. Alekseev, R.V. Bekryaev, U.S. Bhatt, R. Colony, M.A. Johnson,

- V.P. Karklin, D. Walsh, A.V. Yulin. *Journal of Climate*, 2003, **16**, 2078-2085.
52. R.E. Moritz, C.M. Bitz, E.J. Steig. *Science*, 2002, **297**, 1497-1502.
53. C.S. Bretherton, D.S. Battisti. *Geophysical Research Letters*, 2000, **27**, 767-770.