

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467+551.581.1

doi:10.15356/2076-6734-2017-1-77-107

Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5

© 2017 г. В.А. Семенов^{1,2*}, Т. Мартин³, Л.К. Беренс⁴, М. Латиф^{3,5}, Е.С. Астафьева²¹Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия;³Центр океанических исследований Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия;⁴Бременский университет, Бремен, Германия; ⁵Кильский университет, Киль, Германия

*vasemenov@mail.ru

Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles

V.A. Semenov^{1,2*}, T. Martin³, L.K. Behrens⁴, M. Latif^{3,5}, E.S. Astafieva²¹Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; ³GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany;⁴University of Bremen, Bremen, Germany; ⁵Kiel University, Kiel, Germany

*vasemenov@mail.ru

Received September 21, 2016

Accepted December 23, 2016

Keywords: Arctic sea ice area, climate models, climate change scenarios, CMIP3 model, CMIP5 model.

Summary

The shrinking Arctic sea ice cover observed during the last decades is probably the clearest manifestation of ongoing climate change. While climate models in general reproduce the sea ice retreat in the Arctic during the 20th century and simulate further sea ice area loss during the 21st century in response to anthropogenic forcing, the models suffer from large biases and the results exhibit considerable spread. Here, we compare results from the two last generations of climate models, CMIP3 and CMIP5, with respect to total and regional Arctic sea ice change. Different characteristics of sea ice area (SIA) in March and September have been analysed for the Entire Arctic, Central Arctic and Barents Sea. Further, the sensitivity of SIA to changes in Northern Hemisphere (NH) temperature is investigated and dynamical links between SIA and some atmospheric variability modes are assessed.

CMIP3 (SRES A1B) and CMIP5 (RCP8.5) models not only simulate a coherent decline of the Arctic SIA but also depict consistent changes in the SIA seasonal cycle. The spatial patterns of SIC variability improve in CMIP5 ensemble, most noticeably in summer when compared to HadISST1 data. A better simulation of summer SIA in the Entire Arctic by CMIP5 models is accompanied by a slightly increased bias for winter season in comparison to CMIP3 ensemble. SIA in the Barents Sea is strongly overestimated by the majority of CMIP3 and CMIP5 models, and projected SIA changes are characterized by a high uncertainty. Both CMIP ensembles depict a significant link between the SIA and NH temperature changes indicating that a part of inter-ensemble SIA spread comes from different temperature sensitivity to anthropogenic forcing. The results suggest that, in general, a sensitivity of SIA to external forcing is enhanced in CMIP5 models. Arctic SIA interannual variability in the end of the 20th century is on average well simulated by both ensembles. To the end of the 21st century, September variability is strongly reduced in CMIP5 models under RCP8.5 scenario, whereas variability changes in CMIP3 and in both ensembles in March are relatively small. The majority of models in both CMIP ensembles demonstrate an ability to capture a negative correlation of interannual SIA variations in the Barents Sea with North Atlantic Oscillation and sea level pressure gradient in the western Barents Sea opening serving as an index of oceanic inflow to the Sea.

Поступила 21 сентября 2016 г.

Принята к печати 23 декабря 2016 г.

Ключевые слова: арктический морской лёд, модели климата, модели CMIP3, модели CMIP5, сценарии изменений климата.

Сокращение площади арктических морских льдов в течение последних десятилетий служит, пожалуй, самым ярким проявлением изменений климата. Хотя глобальные модели климата в целом воспроизводят уменьшение площади морских льдов в Арктике во второй половине XX в. и предсказывают сокращение этой площади в XXI в. при заданных сценариях антропогенного воздействия, результаты моделей характеризуются значительным разбросом и систематическими ошибками. В работе сравниваются результаты моделирования площади морских льдов в Арктике двумя последними поколениями глобальных климатических моделей CMIP3 и CMIP5 в XX и XXI вв. Рассматриваются различные характеристики площади льдов в марте и сентябре для всей Арктики, Центральной Арктики и Баренцева моря. Также анализируются чувствительность площади морских льдов к изменению приземной температуры в Северном полушарии и связь вариаций этой площади с некоторыми модами атмосферной циркуляции.

В статье используются следующие сокращения:

ДУМ — давление на уровне моря
КМЛ — концентрация морского льда
ПМЛ — площадь морского льда
ПРМЛ — площадь распространения морского льда
ПСДВ — потепление середины XX в.
ПТВ — приповерхностная температура воздуха
САК — Северо-Атлантическое колебание
СКО — среднеквадратичное отклонение

Введение

Сигнал климатических изменений в последние десятилетия лучше всего заметен в высоких широтах Северного полушария. В последние 30 лет приземная температура в Арктике повышалась как минимум вдвое быстрее, чем происходило глобальное потепление (см., например, [1]). Такая особенность получила название арктического усиления, механизмы которого однозначно не определены и интенсивно обсуждаются. В качестве наиболее вероятных причин рассматриваются: сокращение площади арктических морских льдов с увеличением потока тепла из океана в атмосферу; растущий перенос тепла в высокие широты океаном и атмосферой; положительные обратные связи радиационного воздействия, связанные с изменениями вертикального градиента температуры, «эффектом Планка», ростом концентрации водяного пара [2–8].

Потепление в Арктике сопровождается быстрым сокращением площади распространения морских льдов в летний период с темпами примерно 10% в десятилетие начиная с 1979 г. (эра спутниковых наблюдений). При этом в начале XXI в. сокращение ускорилось почти в 2 раза [9–11]. Далее часто будут использованы 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%-й сплочённости (концентрации) морских льдов. В целом это близкие по значениям и связанные характеристики. Особенности использования ПМЛ и ПРМЛ будут обсуждаться далее.

Реконструкции ледовых условий позволяют предположить, что современное сокращение площади арктических морских льдов — беспрецедентное в последнем тысячелетии [12, 13], хотя

данные наблюдений и реконструкций, а также результаты моделей климата свидетельствуют о сильной мультideкадной изменчивости [14–19]. Например, оценки региональных изменений площади морских льдов в Восточной Арктике указывают на значительное сокращение этой площади во время потепления середины XX в. (ПСДВ) [14, 20, 21, 22]. Зимой в период спутниковых наблюдений сокращение морских льдов значительно слабее, чем летом. Однако объём таких наблюдений в ранний период был меньше, а качество — хуже. Тем не менее, непрямые методы оценки с использованием моделей климата позволяют предположить, что сокращение площади морских льдов в Арктике зимой в период ПСДВ было сравнимо с современным [17]. 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 её межгодовыми и декадными вариациями, могут приводить к изменению крупномасштабной циркуляции атмосферы в высоких и средних широтах Северного полушария и к формированию аномальных погодных режимов (см. обзор [23]).

Достоверные данные по долгопериодным изменениям ПМЛ во всей Арктике, полученные с помощью регулярных наблюдений с самолётов и морских судов, доступны лишь со второй половины XX в. Анализ этих наблюдений позволил составить сеточный архив концентрации морских льдов [24]. С 1979 г. пассивное микроволновое зондирование со спутников позволяет для ПМЛ получать, пожалуй, самые точные и достоверные (по сравнению с другими климатическими характеристиками) оценки изменчивости и климатических трендов. Отметим, однако, зависимость таких оценок от используемого алгоритма обработки спутниковых данных, что может вызывать разброс между среднемесячными значениями ПМЛ до 10%, хотя климатические тренды согласуются хорошо [25–29].

Глобальные климатические модели при задании внешних антропогенных и естественных воздействий на климат воспроизводят тенденцию сокращения распространения и площади морских льдов в Арктике в современный исторический период (с середины XX в.). Вместе с тем ансамбль моделей, участвующий в третьей фазе проекта по сравнению

моделей (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) CMIP3 Всемирной программы по изучения климата (World Climate Research Programme, WCRP) [30], данные которого использовались в Четвёртом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изучению климата (МГЭИК) AR4 IPCC [31], заметно недооценивает наблюдаемое сокращение площади распространения морских льдов в сентябре. В моделях CMIP3 только от 47 до 57% сокращения ПРМЛ можно отнести на счёт внешних (преимущественно антропогенных) воздействий на климат, для остальной части предполагаются вклад естественной изменчивости, ошибки в моделях или в задаваемом внешнем воздействии [9]. Некоторые модели, результаты которых хорошо согласуются с эмпирическими данными, предсказывают сезонно свободную ото льда Арктику уже до 2040 г. при сценарии антропогенного воздействия «business as usual» SRES A1B [32]. Заметим, что результаты моделей характеризуются большим разбросом [9, 10, 21].

Важный вклад в сокращение ПРМЛ и увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере отмечен в ряде исследований, основанных исключительно на эмпирических данных [33, 34]. Правда, эти результаты основаны на предположении об отсутствии значительного вклада долгопериодных естественных колебаний ПРМЛ/ПМЛ, на которые, в частности во время ПСДВ, указывают результаты анализа изменений климата Арктики в XX в. [35, 36].

Новое поколение моделей климата CMIP5 [37], используемое в Пятом отчёте МГЭИК IPCC AR5 [38], показало лучшее соответствие результатов моделирования с наблюдаемыми трендами ПРМЛ в сентябре, что указывает на больший вклад (от 52 до 67%) антропогенного воздействия [10]. Режим сезонно свободной ото льда Арктики в ансамбле моделей CMIP5 наступает быстрее, чем в ансамбле CMIP3 [10]. Вместе с тем разброс результатов моделей CMIP5 и неопределённость проекций климатических изменений в XXI в. остались такими же высокими, как и в ансамбле CMIP3 [10]. Эти результаты относятся к трендам ПРМЛ для всей Арктики в сентябре.

Для лучшего понимания механизмов формирования исторических изменений ПРМЛ/ПМЛ и оценки неопределённости проекций сценариев изменений важно сравнить результаты моделей разного поколения друг с другом и с эмпири-

ческими данными. Необходимо учитывать, что новые, более современные данные наблюдений служат эталоном для моделей климата, к которому результаты моделей следует максимально приблизить, изменяя настраиваемые параметры моделей в диапазоне неопределённости их эмпирических оценок [39]. Такой подход ярко иллюстрируется моделированием сокращения ПРМЛ/ПМЛ, которое в начале XXI в. по данным наблюдений значительно ускорилось и обеспечило различные перспективы для модельеров, участвовавших в создании моделей CMIP3 и CMIP5. Площадь и объём морского льда в целом для Арктики весьма чувствительны к выбору параметров моделей климата, в частности, к значению альbedo льда, которое по разным эмпирическим оценкам может варьировать в относительно широких пределах, что позволяет легко настроить его на необходимые средние величины [40, 41].

В отличие от большинства предшествующих исследований на аналогичную тему мы анализируем ПМЛ, а не ПРМЛ. Последняя характеристика используется более часто, поскольку её проще, чем ПМЛ, с большой достоверностью определять по наблюдениям с морских и воздушных судов, а также со спутников [29]. При этом уменьшаются и ошибки, связанные с неопределённостью исходных данных. Однако цена этих достоинств — 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, влияют они и на альbedo поверхности.

Кроме того, в ранних работах, где анализируются результаты моделей CMIP3 и CMIP5, использованы данные одного из этих ансамблей моделей и/или исследовали изменения морских льдов в Арктике в сентябре и (в меньшей степени) в марте (например [9, 10, 21, 27, 42]). В настоящей работе сравниваются результаты по марту и сентябрю для обоих модельных ансамблей для всей Арктики и на региональном масштабе. Кроме этого, анализируется амплитуда годового хода ПМЛ.

Как прошлые изменения, так и проекции будущих изменений климата имеют значительную пространственную неоднородность [43–46]. Некоторые регионы выделяются ввиду своей важности

для формирования изменений климата в Арктике. К такому региону относится Баренцево море. Сильная изменчивость океанской и атмосферной циркуляции, интенсивные потери тепла с поверхности моря и положительные обратные связи в совместной системе атмосфера—морской лёд—океан приводят к усилению климатической изменчивости в Баренцевом море, что влияет на климат всего арктического региона [16, 35, 45, 47, 48]. На распространение морского льда в Баренцевом море оказывает прямое воздействие (ветровое и термодинамическое) Северо-Атлантическое колебание (САК) [49] — ведущая мода крупномасштабной внутренней динамики атмосферы в зимний период во внетропических широтах Северного полушария [50]. САК воздействует и на интенсивность океанического притока в Баренцево море через его западную границу [51], причём эта связь как в материалах наблюдений, так и в результатах климатических моделей не стационарна [52, 16, 48]. Отметим, что Баренцево море относится к региону, где наиболее сильны ошибки моделей климата при воспроизведении характеристик морского льда и приземной температуры [53, 38]. Кроме того, модели климата показывают для него сильное потепление к концу XXI в. в экспериментах с антропогенным воздействием на климат [54], поэтому Баренцево море выбрано в качестве примера региональных изменений для детального анализа.

Не считая Арктики и Баренцева моря, в работе анализируется Центральная Арктика (область севернее 80° с.ш.). Вплоть до конца XX в. этот регион был покрыт многолетним льдом практически весь год, поэтому в отличие от Баренцева моря изменения площади морских льдов в Центральной Арктике в XX в. были очень незначительными и эволюция концентрации морских льдов в климатических моделях в этом регионе в последние десятилетия и в будущем вызывает большой интерес, учитывая, что спутниковые данные вблизи Северного полюса отсутствуют, а в окружающих полюс регионах отличаются большой погрешностью.

Результаты климатических моделей ансамблей CMIP характеризуются не только различиями в параметрах 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 ди-

намики морского льда в различных моделях и региональными процессами — эти вопросы остаются открытыми. Мы будем анализировать зависимость изменения ПМЛ в Арктике от изменения средней температуры в Северном полушарии в обоих модельных ансамблях. Рассмотрим и амплитуду годового хода ПМЛ, который характеризует сезонные контрасты и представляет собой важный параметр при анализе различных последствий изменений климата. Так, рост продолжительности сезона открытой воды в арктических морях имеет большое значение для морской навигации вдоль Северного морского пути и северо-западного прохода [55].

В результате изменения площади и толщины арктических морских льдов меняется изменчивость ПМЛ на различных временных масштабах, в том числе межгодовые вариации [56]. Как изменится интенсивность межгодовых вариаций ПМЛ при глобальном потеплении, пока не ясно, поэтому в работе мы анализируем межгодовую изменчивость ПМЛ.

Анализ эмпирических данных и результатов климатических моделей указывает на связь между изменениями атмосферной циркуляции и площадью морского льда в Баренцевом море [16, 18, 19, 35, 48, 51]. Воспроизведение такой связи в моделях климата — непростая задача. Для этого необходимо реалистично воспроизводить как региональную динамику атмосферы, океана и морского льда, так и их взаимодействие. В настоящей работе анализируется способность моделей воспроизвести связь между ПМЛ в Баренцевом море и Северо-Атлантическим колебанием, а также градиентом давления между Шпицбергом и северной оконечностью Норвегии, который служит индексом океанического притока через западную границу моря.

Данные и методы исследования

Анализ основан на данных ансамбля климатических моделей, участвующих в проекте Всемирной программы исследования климата (WCRP) по сравнению совместных моделей климата третьего (CMIP3) и пятого (CMIP5) поколений [30, 37]. Анализируемые данные моделей охватывают период 1900—2100 гг. Они сравниваются с сеточными данными HadISST1 [57] Центра Гадлея (Великобритания) по концентрации морских льдов и температуре поверхности океана с 1870 г. по настоящее время.

Данные HadISST1 представляют собой анализ результатов наблюдений и с 1979 г. включают в себя материалы спутникового зондирования с использованием алгоритма NASA Team [58]. Эти сведения широко используют при анализе изменений климата. Спутниковая информация для широт севернее 84° и 87° с.ш. для различных инструментов зондирования отсутствует, поэтому данные по концентрации морского льда (КМЛ) в этой области рассчитывались с помощью интерполяции с условием 100%-й концентрации на Северном полюсе [57]. Данные HadISST1 по КМЛ в период с 1953 по 1979 г. основаны на регулярных судовых и самолётных наблюдениях. До 1953 г. источники данных по КМЛ неоднородны и характеризуются продолжительными пропусками [59]. В связи с этим в настоящей работе данные HadISST1 используются только для периода с 1960 по 2014 г.

Сравнивая характеристики морских льдов в климатических моделях с эмпирическими данными, следует учитывать, что сами эмпирические данные также характеризуются значительными неопределённостями даже в эпоху регулярных спутниковых наблюдений с 1979 г. Для расчёта КМЛ на основе данных пассивного микроволнового зондирования используются различные алгоритмы (см. обзоры в работах [28, 29]). 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 [28]. Величина этого разброса среди 11 применяемых алгоритмов составляет около $1,0 \cdot 10^6$ км² для среднегодовых значений ПМЛ и $0,5 \cdot 10^6$ км² для ПРМЛ. О неопределённости эмпирических оценок средних значений порядка 10% следует помнить при сравнении с данными моделей.

При анализе модельных данных использовались «исторические» эксперименты с ансамблями моделей CMIP3 и CMIP5, в которых внешнее воздействие на климат в XX в. задавалось согласно эмпирическим оценкам, а для XXI в. — согласно экспериментам, в которых внешнее радиационное воздействие на климат задавалось по сценарию SRES A1B для моделей ансамбля CMIP3 и сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5 для моделей ансамбля CMIP5 [60]. Для анализа использовался только один (первый) член ансамбля экспериментов каждой модели, поскольку различные модели представлены разным количеством членов ансамбля для соот-

ветствующих сценариев. Все модельные данные интерполировались на регулярную широтно-долготную сетку $1 \times 1^\circ$ (пространственное разрешение данных HadISST1) с использованием метода билинейной интерполяции. Такое пространственное разрешение имеет большинство океанических компонентов климатических моделей ансамбля CMIP5.

В настоящем исследовании анализируется площадь морских льдов как интегрированная по выбранному региону концентрация морских льдов, поэтому 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 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 [61]. Необходимо учитывать, что отличия результатов различных моделей могут быть связаны и с разным пространственным разрешением моделей, а соответственно, и с разными масками суши и океана.

Как правило, при анализе рассматривались 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 [62], при этом из исходных временных рядов вычитался полиномиальный тренд четвёртого порядка.

Результаты

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 1970–2000 гг. На рис. 1 представлена наблюденная (по данным HadISST1) и средняя по ансамблям климатических моделей межгодовая изменчивость КМЛ в марте и сентябре в период 1970–2000 гг. как среднеквадратическое отклонение соответствующих среднемесячных значений (после вычета климатического тренда, представленного полиномом 4-го порядка). Эмпирические данные (см. рис. 1 а, б) показывают, что регионы с высокой изменчивостью КМЛ распо-

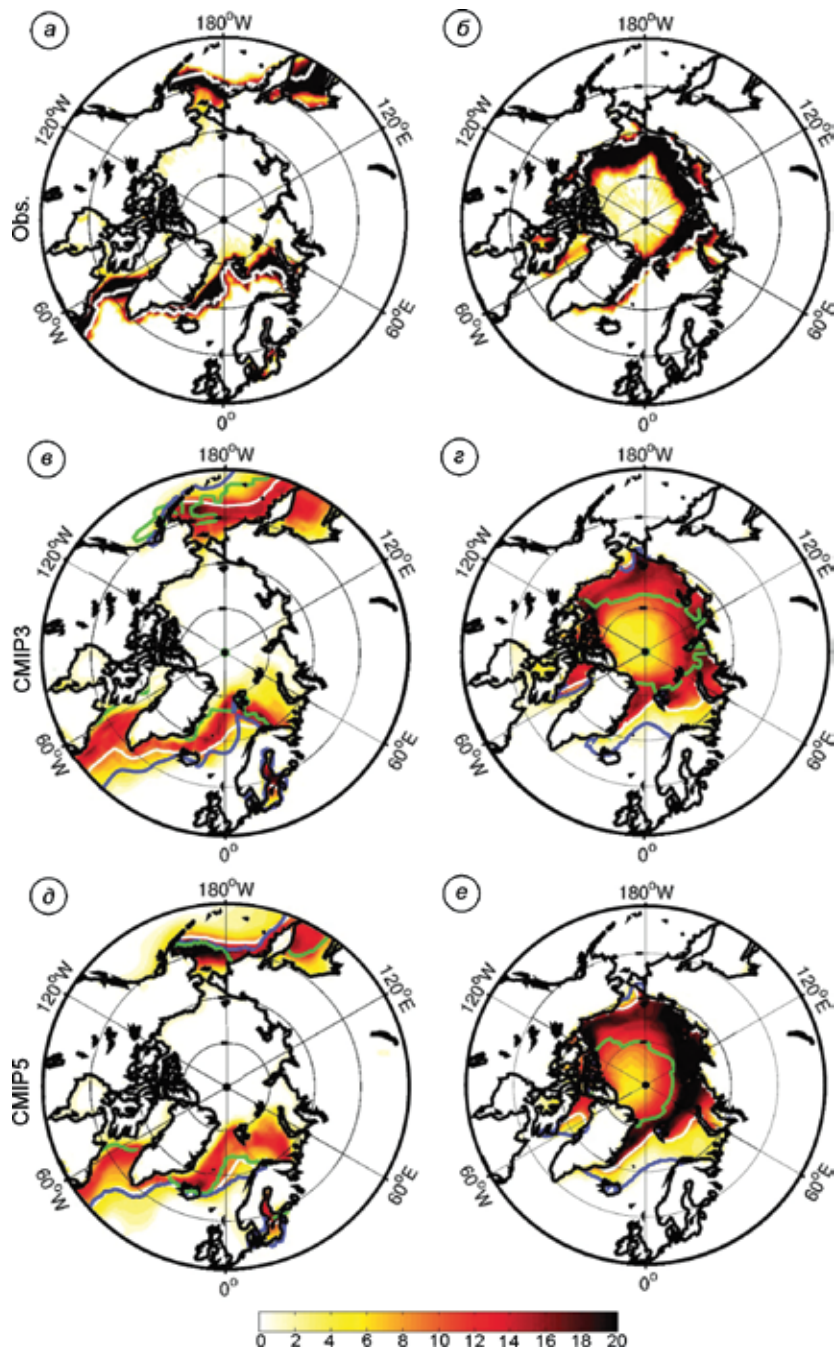


Рис. 1. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (слева) и в сентябре (справа) для периода 1970–2000 гг., оценённые по данным наблюдений (HadISST1) (а, б), средние для ансамблей CMIP3 (в, г) и CMIP5 (д, е).

Результаты моделей CMIP взяты из экспериментов с «историческим» внешним радиационным воздействием, включающим в себя антропогенные и естественные факторы. СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялись после удаления климатического тренда. *Белые контуры* показывают среднее для соответствующего ансамбля положение границы морских льдов (изолиния с 15% КМЛ); *синие линии* – границу льдов в моделях с наибольшей ПМЛ для соответствующего ансамбля: GFDL-CM2.0 (в), CSIRO-MK3.0 (г), CMCC-CM (д, е); *зелёные линии* – в моделях с наименьшей ПМЛ: INM-CM 3.0 (в, г), GISS-E-2H (д, е)

Fig. 1: Standard deviation (STD) of interannual sea ice concentration (SIC) variability (in %) in March (left) and September (right) during 1970–2000 as estimated from historical observational data (HadISST1) (а, б), CMIP3 (ensemble average; в, г), and CMIP5 (ensemble average; д, е). The CMIP results are from historical simulations. The long-term trend was removed from all datasets before estimating the STDs. *White contours* indicate corresponding ensemble average 15% ice concentration position; *blue lines* represent models with Arctic SIA close to high values of the corresponding intra-ensemble spread (GFDL-CM2.0 (в), CSIRO-MK3.0 (г), CMCC-CM (д, е), whereas the *green lines* represent models simulating low SIA (INM-CM 3.0 (в, г), GISS-E-2H (д, е)

ложены вдоль средней границы ледяного покрова, обозначенной на рисунках как контур с 15%-й КМЛ. Самая высокая межгодовая изменчивость КМЛ зимой (в марте) наблюдается в Атлантическом секторе в Баренцевом, Гренландском и Лабрадорском морях, т.е. в регионах, характеризующихся сильной изменчивостью атмосферной и океанской циркуляции в зимний период, а также в Тихоокеанском секторе Берингова и Охотского морей – ещё 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 СМIP3 и СМIP5 значениями, т.е. арифметическим средним полей межгодовой изменчивости КМЛ для индивидуальных моделей. Модели обоих ансамблей качественно воспроизводят наблюдаемую структуру изменчивости. 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 также характеризуется очевидным смещением на запад области с максимальной изменчивостью в Баренцевом море, что указывает на переоценку площади морских льдов в Баренцевом море большим числом моделей (см. рис. 1, в). Завышенная по сравнению с данными наблюдений ПМЛ в моделях отмечается и в сентябре в виде более южного расположения области максимальной изменчивости на рис. 1, г. В марте изменчивость КМЛ в моделях ансамбля СМIP5 (см. рис. 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, но в целом распространение морских льдов во всех регионах завышено.

В сентябре изменчивость КМЛ в арктических морях в моделях СМIP5 (см. рис. 1, е) значительно выше, чем в моделях СМIP3, и лучше согласуется с данными наблюдений. Улучшенное воспроизведение изменчивости вдоль границы морских льдов в моделях СМIP5 сопровождается увеличенной изменчивостью (по сравнению 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 более тонкого льда. Однако данные HadISST1 могут недооценивать изменчивость КМЛ вблизи Северного полюса из-за процедуры интерполяции, используемой для восстановления КМЛ в регионах, для которых нет спутниковых данных. Кроме того, спутниковые данные в летний период в регионах, в целом покрытых льдом, характеризуются значительной неопределённостью из-за наличия областей талой воды на поверхности льда, которые могут ошибочно интерпретироваться как поверхность океана. Таким образом, можно сделать вывод, что ансамбль СМIP5 характеризуется более высокой изменчивостью КМЛ, чем модели ансамбля СМIP3, и в большинстве регионов лучше согласуется с данными наблюдений, особенно в Атлантическом секторе. Отметим и явное улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости КМЛ в сентябре в моделях СМIP5 по сравнению с моделями СМIP3.

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. 1 показаны границы распространения льда (изолинии с 15% КМЛ) в моделях с максимальной и минимальной ПМЛ в современный период в обоих ансамблях. Это позволяет оценить, насколько сильно может различаться распространение морских льдов в моделях. Как следует из рис. 1, 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 в Центральной Арктике и недооценка вблизи современной границы льдов в Атлантическом секторе могут частично объясняться существенными различиями в воспроизведении границы морских льдов в моделях.

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг.

При задании сценариев будущего антропогенного воздействия на климат модели СМIP показывают значительные изменения пространственной структуры межгодовой изменчивости КМЛ к концу XXI в. (2070–2100 гг.) относительно современного (1970–2000 гг.) режима (см. рис. 1, в–е). Рис. 2 и 3 иллюстрируют измене-

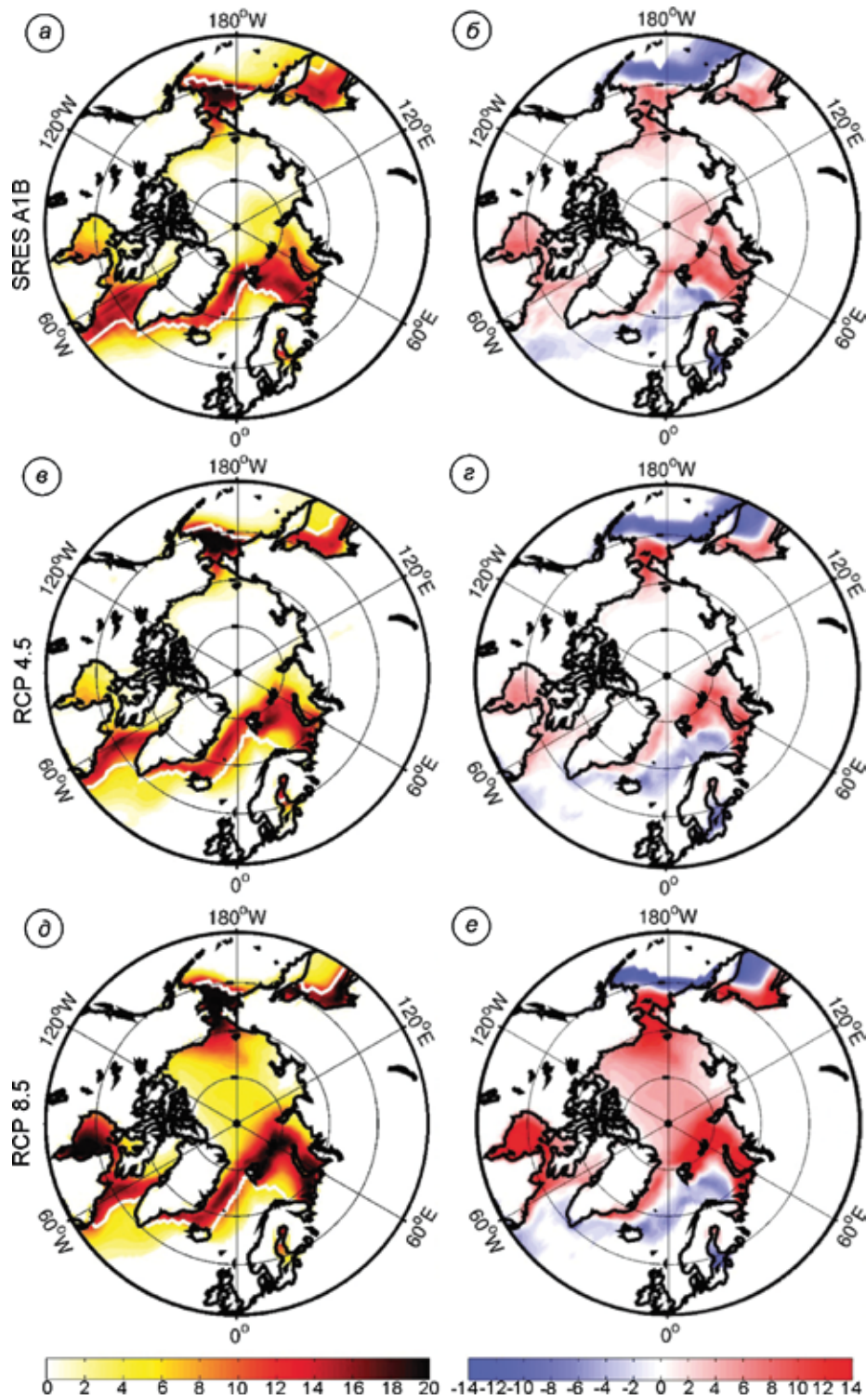


Рис. 2. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости концентрации морских льдов (КМЛ) (в %) в марте (для периода 2070–2100 гг. средние для ансамбля CMIP3 при сценарии антропогенного воздействия SRES A1B (a) и ансамбля CMIP5 при сценариях антропогенного воздействия RCP 4.5 (z) и RCP 8.5 (d)).

Изменения СКО между периодами 1970–2000 и 2030–2100 гг. для соответствующих (расположенных слева) ансамблей и сценариев показаны в правой колонке: CMIP3 SRES A1B (b), CMIP5 RCP 4.5 (z), CMIP5 RCP 8.5 (e). СКО межгодовых вариаций КМЛ вычислялось после удаления климатического тренда

Fig. 2. Standard deviation (STD) of interannual sea ice concentration (SIC) variability (in %) during 2070–2100 in March in CMIP3-A1B (a) and CMIP5 (RCP 4.5, z; and RCP 8.5, d). Difference between STD during 2070–2100 and 1970–2000 for CMIP3-A1B (b) and CMIP5 (RCP 4.5, z; and RCP 8.5, e). The STDs have been computed for detrended data

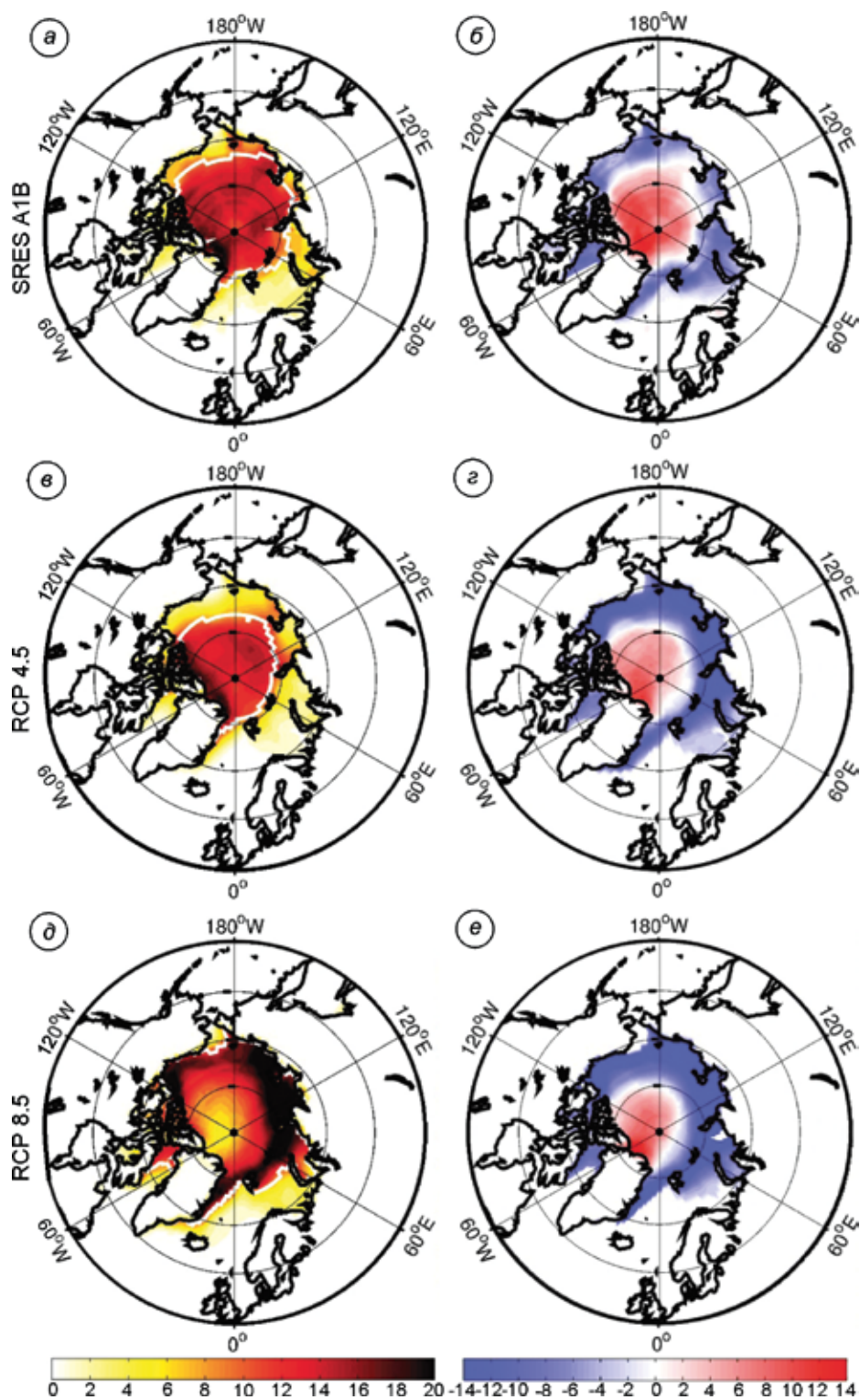


Рис. 3. Аналогично рис. 2, но для сентября
Fig. 3. Same as in Fig. 2 but for September

ния межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг. относительно современного периода (см. рис. 1) в моделях ансамбля СМIP3 при

сценарии антропогенного воздействия SRES A1B и в моделях СМIP5 при сценариях RCP 4.5 и RCP 8.5 в марте и сентябре соответственно.

Заметим, что сценарий RCP 8.5 соответствует наиболее сильному радиационному воздействию на климат при увеличении экстраполяции роста промышленности и населения без принятия мер по сокращению выбросов парниковых газов. Сценарий RCP 4.5 приводит примерно к вдвое более слабому радиационному воздействию и менее интенсивен, чем сценарий SRES A1B, использовавшийся в модели CMIP3. По значениям концентрации углекислого газа в атмосфере к концу XXI в. сценарий SRES A1B расположен между сценариями RCP 4.5 и RCP 8.5 (см. например [60]). Это показывает, что прямое сравнение результатов двух ансамблей климатических моделей невозможно. Кроме того, динамика изменений характеристик ледяного покрова существенно нелинейна и линейная интерполяция результатов может привести к ошибочным выводам.

К концу XXI в. в моделях ансамблей CMIP при сценариях антропогенного воздействия на климат происходят значительные изменения межгодовой изменчивости КМЛ в марте (см. рис. 2). Слева на рис. 2 представлены карты межгодовой изменчивости КМЛ в период 2070–2100 гг., справа – её изменения относительно периода 1970–2000 гг. Изменчивость КМЛ в марте сильно возрастает к концу XXI в. вблизи границы ледяного покрова и во внутренней части Северного Ледовитого океана (см. рис. 2). Это может быть связано с 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 (см. рис. 2, e). Интересно, что модели CMIP5 при сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5, который менее агрессивен по сравнению со сценарием SRES A1B, используемом в моделях CMIP3, показывают большее увеличение изменчивости КМЛ в некоторых регионах, чем модели CMIP3. Это также показывает 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 исчезно-

ванием морских льдов в этих регионах к концу XXI в. Эти же причины могут объяснять результаты для сентября (см. рис. 3). Полное исчезновение морских льдов в арктических морях приводит к нулевой изменчивости и уменьшению относительно значений 1970–2000 гг. Многолетний лёд в Центральной Арктике становится тоньше и более изменчивым.

Изменения площади морских льдов

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 приведены на рис. 4 и 5 соответственно. Для ансамбля CMIP5 показаны результаты сценария RCP 8.5 для иллюстрации последствий наиболее агрессивного антропогенного воздействия на климат.

Вся Арктика. Различия между модельной ПМЛ (средней по ансамблям) и данными наблюдений в марте (см. рис. 4, a, б) для периода 1970–2000 гг. больше для ансамбля CMIP5, чем для CMIP3, достигая почти $2,0 \cdot 10^6$ км² по сравнению с $1,5 \cdot 10^6$ км² для CMIP3. Сокращение средней по ансамблю ПМЛ к концу XXI в. составляет $3,5 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP3 (сценарий SRES A1B) и $6,0 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP5 (сценарий RCP 8.5). Средняя для ансамбля CMIP5 ПМЛ к концу XXI в. составляет примерно $10 \cdot 10^6$ км², что сравнимо с современными значениями вблизи $13 \cdot 10^6$ км². 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 других модели (GFDL-ESM2G, BCC-CSM1.1 и BCC-CSM1.1m) воспроизводят слишком большие значения ПМЛ, превышающие $20 \cdot 10^6$ км² в течение XX в. (см. рис. 4, б). Из-за таких разнонаправленных отклонений средний внутриансамблевый разброс результатов моделей становится больше в ансамбле CMIP5 по сравнению с CMIP3.

В отличие от результатов для марта, ПМЛ в сентябре в период наблюдений воспроизводится в моделях CMIP5 заметно лучше (см. рис. 5, a). Средняя по ансамблю ПМЛ в сентябре во всей Арктике уменьшается к концу XXI в. на $3,6 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP3 (см. рис. 5, a) и

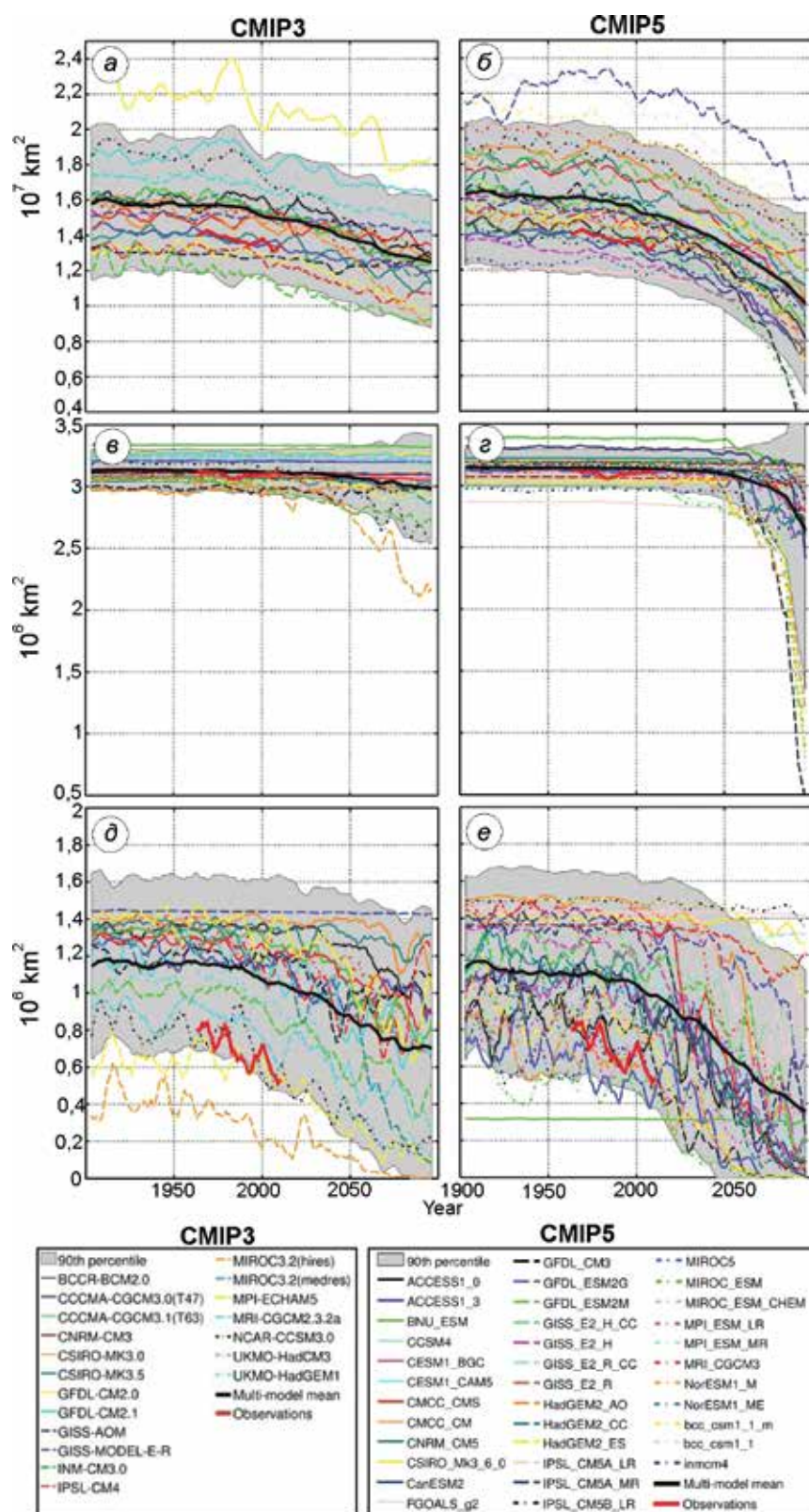


Рис. 4. Площадь морских льдов (в км²) в марте по данным наблюдений (жирная красная линия) и моделей ансамблей CMIP3 SRES A1B (слева) и CMIP5 RCP 8.5 (справа) для всей Арктики (а, б), Центральной Арктики (в, е) и Баренцева моря (д, е). Индивидуальные модели представлены тонкими цветными кривыми, средние по ансамблю значения обозначены жирными чёрными кривыми. Серая заливка показывает 90%-й доверительный интервал, оценённый по внутриансамблевому среднеквадратичному отклонению. Временные ряды сглажены пятилетним скользящим усреднением

Fig. 4. Time series of the sea ice area (SIA) for March (км²) as observed (thick red) and simulated by CMIP3-A1B (left) and CMIP5-RCP 8.5 (right) models (thin colored) for the Entire Arctic (a, b), Central Arctic (v, e), and Barents Sea (d, e).

Time series are smoothed with a five year running mean. The thick black lines represent the multi-model mean. Grey shading depicts the 90% confidence intervals estimated from the standard deviation of the intra-ensemble spread.

на $6,0 \cdot 10^6$ км² в ансамбле CMIP5 (см. рис. 5, б) относительно значений конца XX в. Практически все модели ансамбля CMIP5 (за исключени-

ем модели CSIRO Mk3.6.0) показывают полностью свободную ото льда Арктику в сентябре к концу XXI в. при сценарии антропогенного воз-

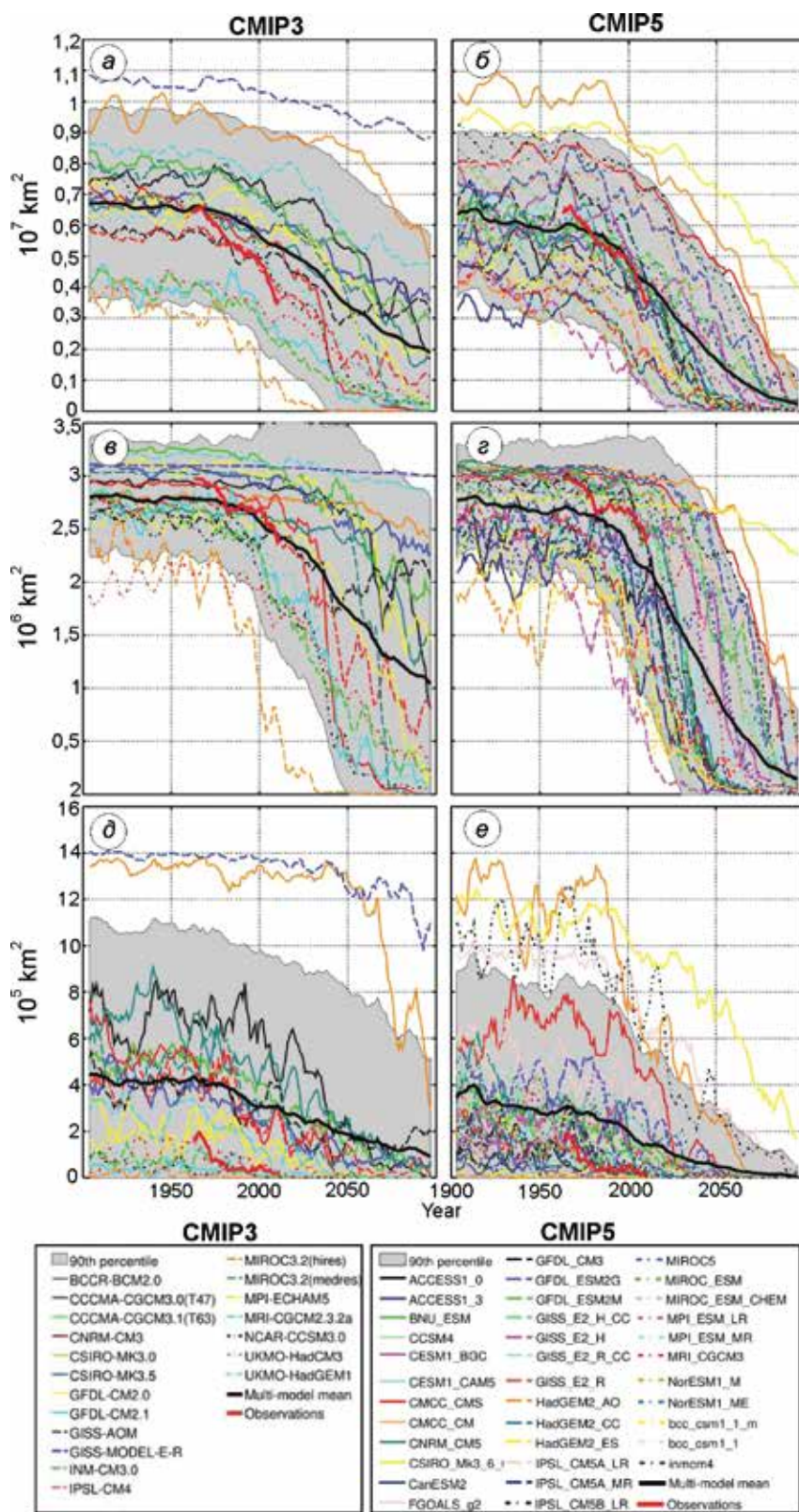


Рис. 5. Аналогично рис. 4, но для сентября

Fig. 5. Same as in Fig. 4 but for September

действия RCP 8.5. Изменения ПРМЛ для моделей CMIP5 при сценарии RCP 4.5 анализировались в работе [10] и показали, что, несмотря на

более слабое антропогенное воздействие, сокращение ПРМЛ сравнимо с изменениями в ансамбле CMIP3 при сценарии SRES A1B. Несколько-

ко моделей из ансамбля CMIP5 (см. рис. 5, б) показывают резкое сокращение ПМЛ в 2030-х годах, указывая на возможное существование порога неустойчивости, или «точку перелома» («tipping point», [63]). Ускорившееся сокращение ПМЛ в начале XXI в., отмеченное по данным наблюдений, тем не менее не воспроизводится в средней по ансамблю CMIP5 эволюции ПМЛ, что предполагает значительный вклад естественной изменчивости в наблюдаемые изменения ПМЛ [18] 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 в.) и сезонно свободной ото льда Арктики уже в 2020-х годах [21, 32]. Скорее всего, главная причина менее быстрых темпов сокращения средней по ансамблю моделей ПМЛ – 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 [17]. 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 [19]), с антропогенным трендом могло привести к ускоренному таянию льдов в начале XXI в. Таким образом, модели CMIP5 лучше воспроизводят долгопериодный тренд ПМЛ во всей Арктике в сентябре, чем модели CMIP3 в период достоверных наблюдений.

Отметим, что представленные результаты для ПМЛ во всей Арктике отличаются от результатов в работах [9, 10]. Причина расхождений связана с использованием различных методов анализа. В указанных работах анализировали ПРМЛ, суммирую площадь ячеек с КМЛ, превышающей 15%. Помимо этого, в исследовании [10] исключили из анализа некоторые модели, которые воспроизводили очень завышенные или заниженные значения ПРМЛ в XX в., в то время как в данной работе анализировались все модели.

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 (см. рис. 4, в, г), после чего ПМЛ начинает уменьшаться. Среднее по ансамблю сокращение ПМЛ в течение XXI в. весьма незначительно и составляет $0,15 \cdot 10^6$ 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 более. В сентябре ПМЛ в обоих ансамблях меньше, чем по данным HadISST1 (см. рис. 5, в, г), причём расхождения сильнее для ансамбля CMIP5. Это показывает, что большинство моделей недооценивают ПМЛ в сентябре в Центральной Арктике в период наблюдений. Как уже отмечалось, из-за отсутствия спутниковых данных вблизи Северного полюса и проблем с идентификацией водоёмов на поверхности льда эмпирические оценки ПМЛ в Центральной Арктике характеризуются значительной неопределённостью. Расхождения между спутниковыми данными и данными моделей можно также объяснить 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 внутриансамблевый разброс модельных результатов в обоих ансамблях связан с отличиями во времени начала быстрого сокращения ПМЛ в разных моделях. Можно выделить две группы моделей в ансамбле CMIP5, в которых резкое сокращение ПМЛ происходит достаточно согласованно примерно в 2030 и 2050 гг. (см. рис. 5, г).

Баренцево море. В среднем ПМЛ в Баренцевом море составляет лишь около 5% общей площади морских льдов в Арктике, и её вклад в средние значения, тренды и изменчивость для всей Арктики невелик. Поэтому ошибки воспроизведения ПМЛ в моделях существенно не сказываются на воспроизведении ПМЛ в Арктике в целом, но могут приводить к принципиально разным режимам атмосферной циркуляции зимой во внетропических широтах Северного полушария (см. например [64, 65]), а также играть главную роль в способности моделей воспроизводить важные обратные связи в системе атмосфера–морской лёд–океан, ответственные за формирование декадной и междекадной кли-

матической изменчивости, в частности в Атлантическом секторе Арктики [35, 52, 66].

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 $0,810^6$ км² до менее чем $0,610^6$ км² с 1960 по 2010 г.). Модели CMIP5 воспроизводят более сильное сокращение ПМЛ, что лучше согласуется с данными наблюдений (см. рис. 4, *д*, *е*). При этом систематическая ошибка моделей в среднем превышает наблюдаемое 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 в. (см. рис. 4, *е*). 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 в. до условий полного покрытия моря льдом (см. рис. 5 *д*, *е*). В настоящее время Баренцево море летом почти свободно ото льда, в то время как для моделей такие условия достигаются лишь к концу и к середине XXI в. в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно. В целом модели CMIP5 воспроизводят ПМЛ в Баренцевом море заметно лучше, чем модели CMIP3.

Чувствительность площади морского льда к изменению приземной температуры в Северном полушарии

Внутриансамблевый разброс модельных результатов обусловлен разными причинами: различиями в используемых моделях атмосферы, океана и морского льда; интенсивной изменчивостью атмосферной и океанской циркуляции в высоких широтах; сложной нелинейной динамикой атмосферы и океана; неопределённостями, связанными с выбором различных параметров, в частности альбедо льда и снега, значительным разбросом в воспроизведении облачного покрова в Арктике [40, 67, 68]. Вместе с тем значения

ПМЛ и её трендов могут быть связаны не только с процессами в высоких широтах Северного полушария, но и (даже при прочих равных условиях) зависеть от скорости глобального потепления в моделях. Поэтому вопрос о связи изменений ПМЛ с изменениями температуры важен для понимания причин неопределённости воспроизведения ПМЛ в моделях. Этот вопрос был рассмотрен для общей площади арктических льдов летом в ансамбле моделей CMIP3 в целях уменьшения неопределённости модельных проекций, в частности срока наступления режима сезонно безлёдной Арктики [42, 69, 70].

Чувствительность ПМЛ к изменениям приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Северном полушарии оценивалась как отношение между среднесезонными изменениями (для зимы и лета) ПМЛ и ПТВ, осреднёнными для периодов 1970–2000 и 2070–2100 гг. для моделей ансамблей CMIP3 и CMIP5. Корреляционные диаграммы на рис. 6 (для зимы: январь, февраль, март) и рис. 7 (для лета: июль, август, сентябрь) иллюстрируют чувствительность изменений КМЛ во всей Арктике, Центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям ПТВ Северного полушария для моделей ансамбля CMIP3 (сценарий SRES A1B) и CMIP5 (сценарий RCP 8.5).

Внутриансамблевые регрессии ПМЛ на ПТВ в Северном полушарии и соответствующие значения корреляций представлены в таблице, которая содержит также результаты для сценария RCP 4.5 для моделей CMIP5. Для ПМЛ во всей Арктике отмечается устойчивая линейная связь между зимней ПМЛ и соответствующими изменениями ПТВ в Северном полушарии (см. рис. 6, *а*, *б*) для обоих ансамблей с корреляцией, близкой к $-0,8$. Коэффициент линейной регрессии составляет $-1,9 \cdot 10^6$, $-1,9 \cdot 10^6$ и $-1,4 \cdot 10^6$ км² °С⁻¹ соответственно для моделей CMIP3 (сценарий SRES A1B) и для моделей CMIP5 (сценарии RCP8.5 и RCP4.5). Таким образом, зимняя ПМЛ в моделях CMIP5 менее чувствительна к увеличению ПТВ в Северном полушарии по сравнению с моделями CMIP3. Результаты также показывают, что более сильное антропогенное воздействие (сравнение сценариев RCP 4.5 и RCP 8.5) ускоряет уменьшение ПМЛ летом (см. рис. 7, *а*, *б*). Эти различия, однако, лежат в диапазоне неопределённости (см. таблицу). Отметим, что модели с очень

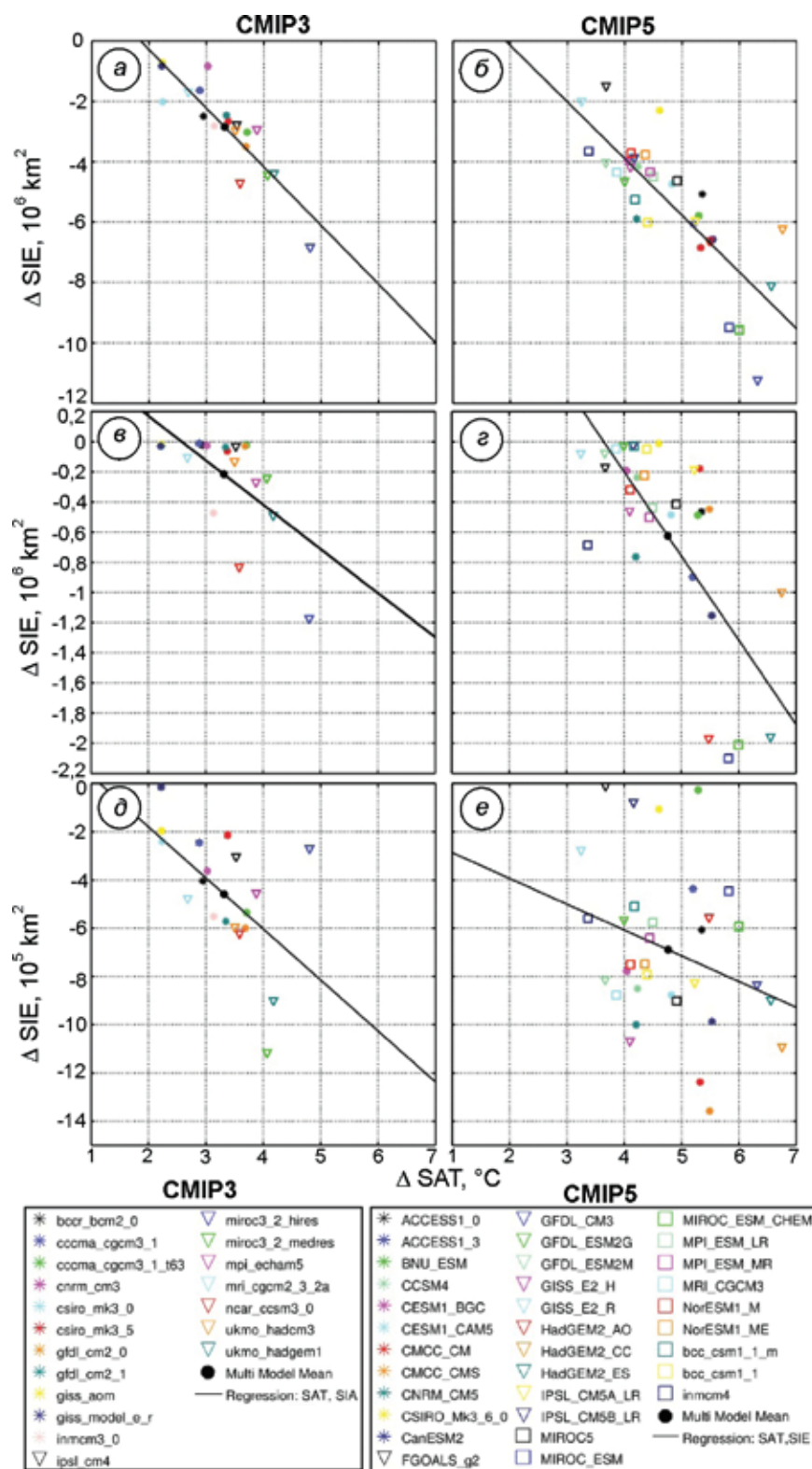


Рис. 6. Изменения площади морских льдов зимой (январь–март) от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. как функция соответствующих изменений приземной температуры в Северном полушарии для ансамблей моделей CMIP3 (сценарий 20c3m/SRES A1B, слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP 8.5, справа). Показаны результаты для всей Арктики (а, б), Центральной Арктики (в, г) и Баренцева моря (д, е). Значения соответствующих коэффициентов регрессии и корреляции представлены в таблице

Fig. 6. Changes of sea ice area in winter (January, February and March) between 1970–2000 and 2070–2100 periods as a function of corresponding changes of Northern Hemisphere surface air temperature for CMIP3 (20c3m/SRES A1B left) and CMIP5 (historical/RCP 8.5, right). Shown are results for the Entire Arctic (а, б), Central Arctic (в, г), and Barents Sea (д, е). Corresponding regression and correlation values are shown in Table

сильным потеплением в Северном полушарии к концу XXI в. (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

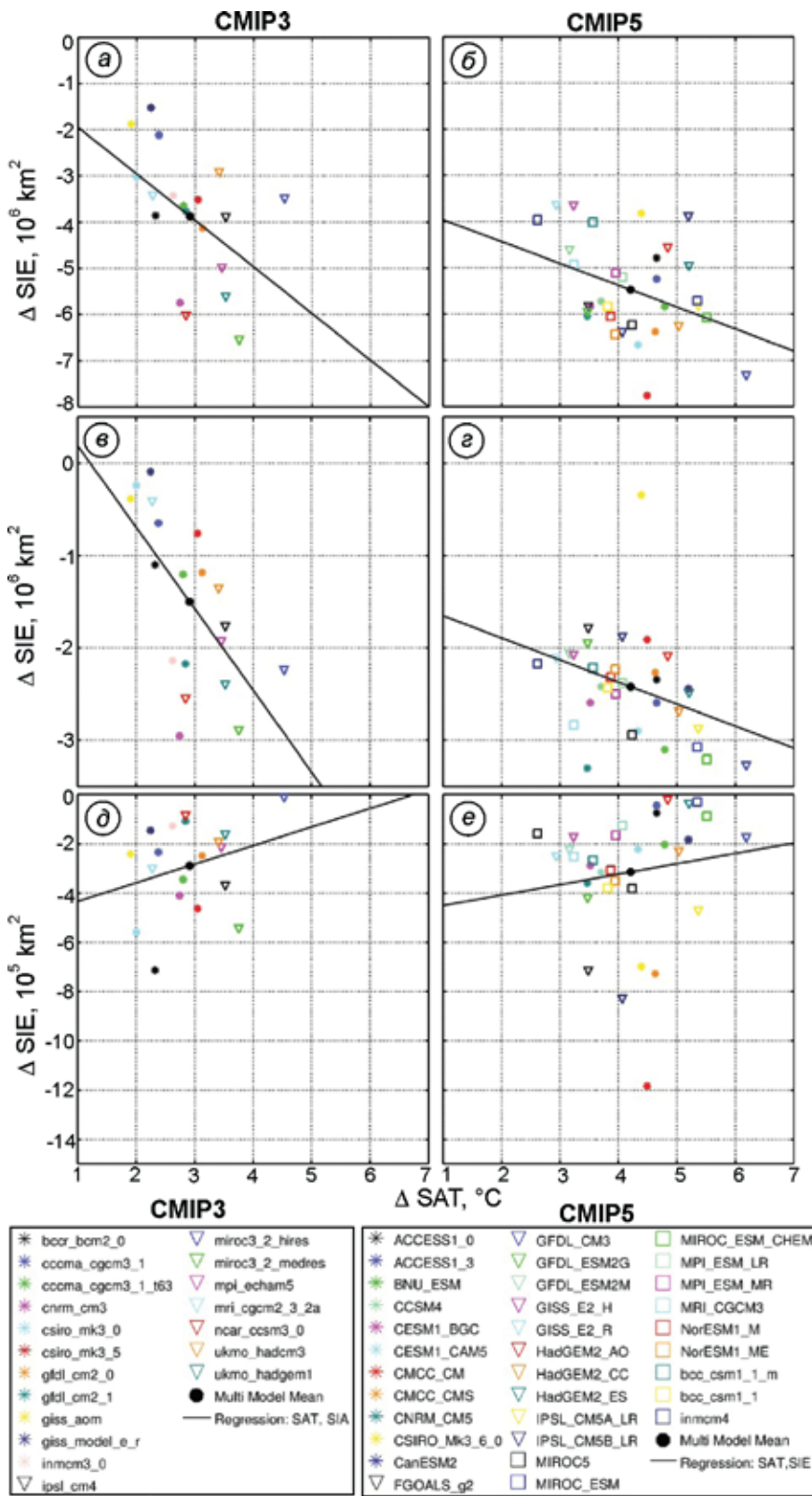


Рис. 7. Аналогично рис. 6, но для лета (июль–сентябрь)
Fig. 7. Same as in Fig. 6 but for summer (July, August and September)

Северном полушарии в моделях CMIP (см. рис. 6, в, г, а также таблицу), что объясняется небольшими изменениями ПМЛ в данном регио-

не в большинстве моделей даже к концу XXI в. Большие значения регрессии в моделях CMIP5 связаны с несколькими отмеченными ранее мо-

Внутриансамблевая чувствительность площади морских льдов во всей Арктике, в Центральной Арктике и в Баренцевом море к изменениям приземной температуры воздуха Северного полушария для зимы и лета в моделях ансамблей СМIP3 (при сценарии SRES A1B) и СМIP5 (при сценариях RCP 4.5 и RCP 8.5)*

Исследуемая территория	Ансамбль моделей и сценарий антропогенного воздействия		
	СМIP3	СМIP5	
	SRES A1B	RCP 4.5	RCP 8.5
Вся Арктика	-1,9 (-0,88)	-1,4 (-0,81)	-1,9 (-0,81)
	<i>-1,0 (-0,49)</i>	<i>-1,3 (-0,71)</i>	<i>-0,5 (-0,38)</i>
Центральная Арктика	-0,3 (-0,63)	-0,2 (-0,72)	-0,6 (-0,73)
	<i>-0,9 (-0,64)</i>	<i>-0,7 (-0,56)</i>	<i>-0,2 (-0,36)</i>
Баренцево море	-0,2 (-0,56)	-0,3 (-0,63)	-0,1 (-0,29)
	<i>0,1 (0,28)</i>	<i>0,02 (0,07)</i>	<i>0,04 (0,14)</i>

*Чувствительность представлена как коэффициент линейной регрессии (в $10^6 \text{ км}^2/^\circ\text{C}$) изменений ПМЛ от периода 1970–2000 гг. к периоду 2070–2100 гг. от соответствующих изменений ПТВ (в $^\circ\text{C}$) для каждого ансамбля (см. рис. 6 и 7). В скобках показан коэффициент корреляции для соответствующего ансамбля. Прямым шрифтом даны значения для зимнего периода, курсивом – для летнего.

делями, показывающими резкое сокращение ПМЛ в Центральной Арктике. Большинство же моделей СМIP5 не воспроизводит заметных изменений ПМЛ в этом регионе даже при агрессивном сценарии RCP 8.5.

Чувствительность ПМЛ в Баренцевом море (см. рис. 6, *д*, *е*) характеризуется сильным внутриансамблевым разбросом, особенно для моделей ансамбля СМIP5. Правда, большее число моделей СМIP5 реалистично воспроизводит наблюдаемые значения ПМЛ в Баренцевом море как в марте, так и в сентябре, в то время как большинство моделей ансамбля СМIP3 существенно завышает ПМЛ, что может быть связано с возросшим пространственным разрешением моделей в ансамбле СМIP5.

Чувствительность ПМЛ к ПТВ в Северном полушарии летом существенно отличается от зимней зависимости. Если модели ансамбля СМIP3 показывают достаточно хорошую связь между ПМЛ и температурой (см. рис. 7, *а*), то в ансамбле СМIP5 отмечается лишь слабая зависимость ПМЛ от изменений температуры (см. рис. 7, *б*). Это определяется более сильным радиационным форсингом, который приводит летом к свободной ото льда Арктике к концу XXI в. в большинстве моделей. В данном случае чувствительность главным образом зависит от ПМЛ в 1970–2000 гг., а эта величина в ансамбле моделей распределена случайно, поэтому при относительно слабом сценарии RCP 4.5 модели СМIP5 показывают более высокую чувствительность (см. таблицу). Приведённые здесь результаты относятся и ко всей Арктике, и к Централь-

ной Арктике (см. рис. 7, *а–г*). Для Баренцева моря ни один из ансамблей не показывает статистически значимых внутриансамблевых корреляций ПМЛ с ПТВ в Северном полушарии (см. рис. 7, *д*, *е*). Это также можно объяснить полным исчезновением морских льдов в Баренцевом море летом уже к середине XXI в., что приводит к зависимости чувствительности только от современных значений ПМЛ.

Изменения амплитуды сезонного хода площади морских льдов

Отмеченное по данным наблюдений и воспроизведённое климатическими моделями СМIP более сильное сокращение ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом (см. рис. 4, 5), подразумевает увеличение амплитуды сезонного хода ПМЛ (рис. 8). Такие тенденции очевидны в данных наблюдений HadISST1 для всей Арктики и Центральной Арктики (см. рис. 8, *а–г*). Модели СМIP недооценивают наблюдаемый тренд увеличения амплитуды сезонного хода в XX в. К концу XX в. амплитуда сезонного хода ПМЛ для всей Арктики составляет около $5,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в моделях СМIP5 (сценарий RCP 8.5) и $5,3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ в моделях СМIP3 (сценарий SRES A1B). Представленные значения амплитуды – половина размаха колебаний, оценённого с помощью гармонического анализа, и они не равны половине разницы между значениями ПМЛ в марте и сентябре. По данным моделей, в XXI в. амплитуда растёт. В моделях СМIP5 при сцена-

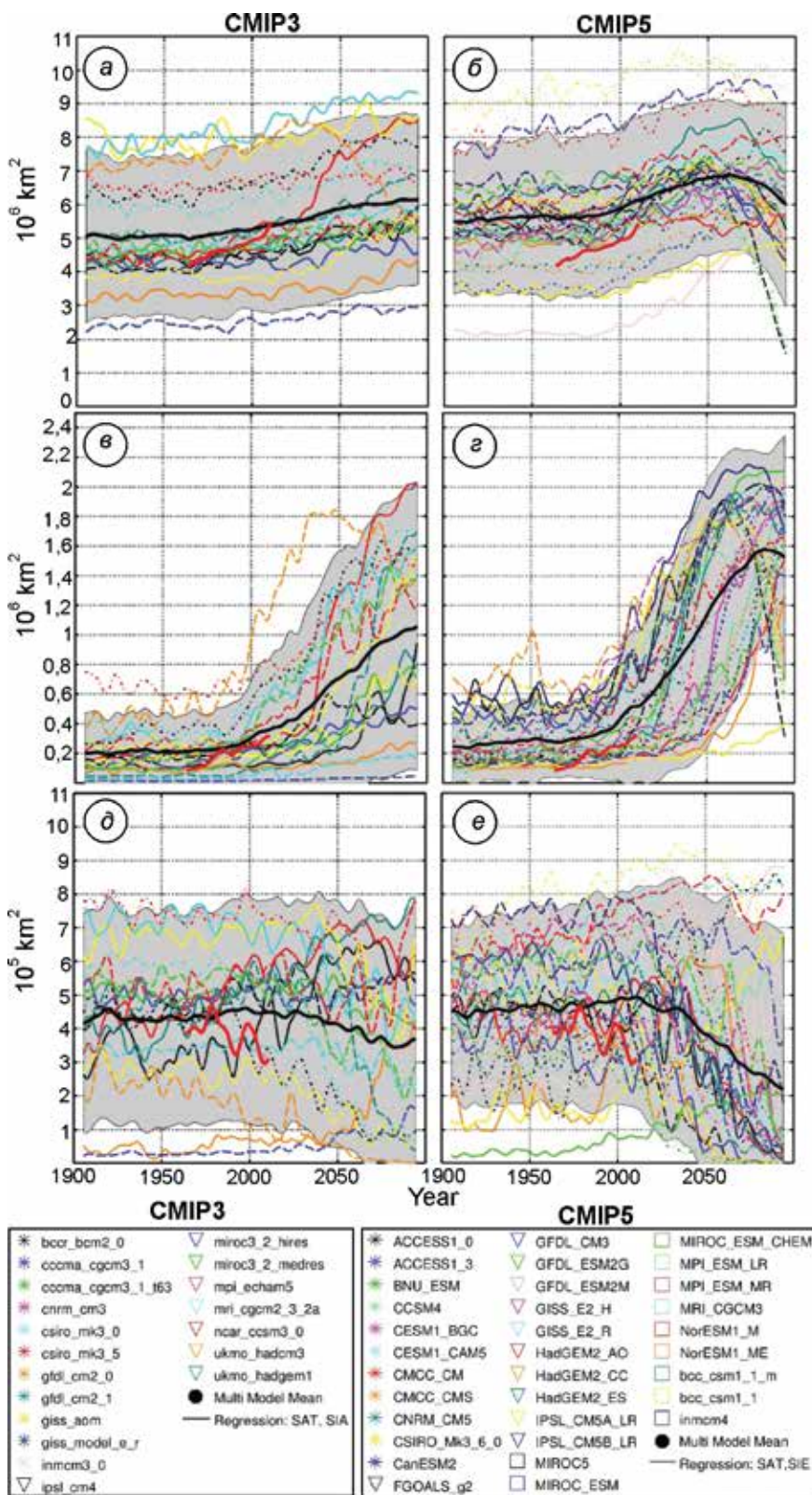


Рис. 8. Амплитуда сезонного хода площади морских льдов, оценённая по данным наблюдений (Had-ISST1) (жирная красная линия) и результатам климатических моделей ансамблей CMIP3 (сценарий 20c3m/SRES A1B) (слева) и CMIP5 (сценарий исторический/RCP8.5) (справа).

Индивидуальные модели представлены тонкими цветными кривыми, средние по ансамблю значения обозначены жирными чёрными кривыми. Показаны результаты для всей Арктики (а, б), Центральной Арктики (в, г) и Баренцева моря (д, е). Временные ряды сглажены пятилетним скользящим осреднением

Fig. 8. The peak amplitude of the sea ice area (SIA) seasonal cycle as estimated from observations (Had-ISST1) (thick red) and the CMIP3 (20c3m/SRES A1B) (left) and CMIP5 (historical/RCP8.5) (right) ensembles (thin colored).

The individual models are presented by different colors. Time series have been smoothed with a five year running mean. The thick black lines represent the multi-model mean. Shown are the results for the Entire Arctic (a, б), Central Arctic (в, г), and Barents Sea (д, е)

рии 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, соот-

ветствующих современному климату. Такая динамика связана с тем, что многие модели после 2050 г. становятся безлёдными и амплитуда се-

зонного хода ПМЛ меняется в результате более медленного сокращения зимней ПМЛ. Амплитуда сезонного хода ПМЛ в моделях СМIP3 (сценарий SRES A1B) монотонно увеличивается примерно до $6,2 \cdot 10^6$ км² к концу XXI в., так как в большинстве моделей морской лёд присутствует и летом до конца века.

Модели в среднем для ансамбля существенно переоценивают амплитуду в период 1960–2010 гг. Разница между результатами ансамбля СМIP5 и наблюдениями в 2 раза больше (около $1,0 \cdot 10^6$ км²), чем для ансамбля СМIP3. Основной вклад в уменьшение амплитуды сезонного хода ПМЛ для всей Арктики в моделях вносят изменения в Центральной Арктике (см. рис. 8, в, г). В этом регионе оба модельных ансамбля лучше воспроизводят наблюденный тренд амплитуды в последние два десятилетия, но также показывают и систематическое завышение амплитуды, особенно хорошо заметное (около $0,2 \cdot 10^6$ км²) для ансамбля СМIP5 (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.

В Баренцевом море данные наблюдений показывают небольшое уменьшение амплитуды ПМЛ со значительными декадными колебаниями (см. рис. 8, д, е). Результаты моделей обоих ансамблей характеризуются значительным разбросом. Средние по ансамблям тренды не соответствуют модам соответствующих внутриансамблевых распределений трендов, поскольку большинство воспроизведённых значений принадлежит хвостам распределений. Среднее по ансамблю уменьшение амплитуды сезонного хода после 2000 г. в моделях СМIP5 (сценарий RCP 8.5) – результат большинства моделей, которые предсказывают свободное ото льда море летом, в то время как пять моделей показывают слишком много льда даже по второй половине XXI в. (см. рис. 8, е). Средняя по ансамблю СМIP3 амплитуда не показывает значительных изменений в течение XXI в. Изменения фазы сезонного хода ПМЛ в течение XX и XXI вв. (не показаны) характеризуются значительной неопределённостью. Для ПМЛ во всей Арктике средние по обоим ансамблям изменения фазы составляют лишь около пяти дней в течение XXI в. В наблюдениях не присутствует климати-

ческий тренд, но отмечается сильная декадная изменчивость во всех регионах (не показано).

Межгодовая изменчивость

Изменения климата влияют не только на средние значения ПМЛ и её сезонный ход, но и на межгодовую изменчивость. Эта характеристика важна для предсказуемости изменений ПМЛ на различных временных масштабах, а также оценки риска возникновения экстремальных аномалий ПМЛ. В данном разделе мы проанализируем стандартное отклонение (несмещённая оценка дисперсии межгодовых вариаций) сентябрьской и мартовской ПМЛ для исследуемых регионов в периоды 1970–2000 и 2070–2100 гг. по данным моделей ансамбля СМIP3 (сценарий SRES A1B) и СМIP5 (сценарии RCP4.5 и RCP8.5). До расчёта стандартных отклонений из исходных данных был исключён полиномиальный тренд четвёртого порядка. На рис. 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. Показаны также СКО по данным наблюдений HadISST1 для периода 1970–2000 гг.

В течение 1970–2000 гг. оба ансамбля в среднем воспроизводят более сильную изменчивость в марте ($3,2 \cdot 10^5$ и $3,0 \cdot 10^5$ км² в ансамблях СМIP3 и СМIP5 соответственно) по сравнению с данными HadISST1 ($2,5 \cdot 10^5$ км²), что, в том числе, связано с переоценкой средней ПМЛ в моделях (см. рис. 4 а, б). В сентябре среднее по ансамблю СМIP3 СКО почти точно воспроизводит эмпирическую оценку по данным HadISST1 ($3,5 \cdot 10^5$ км²), в то время как для ансамбля СМIP5 СКО существенно выше – $4,3 \cdot 10^5$ км² (см. рис. 9, а). Такой результат получен на фоне меньшей ПМЛ в сентябре (и лучше согласующейся с наблюдениями) для всей Арктике в моделях СМIP5 по сравнению с моделями СМIP3 (см. рис. 5, а, б). Значения для большинства моделей обоих ансамблей на рис. 9 расположены выше диагональной прерывистой линии, что указывает на более высокую измен-

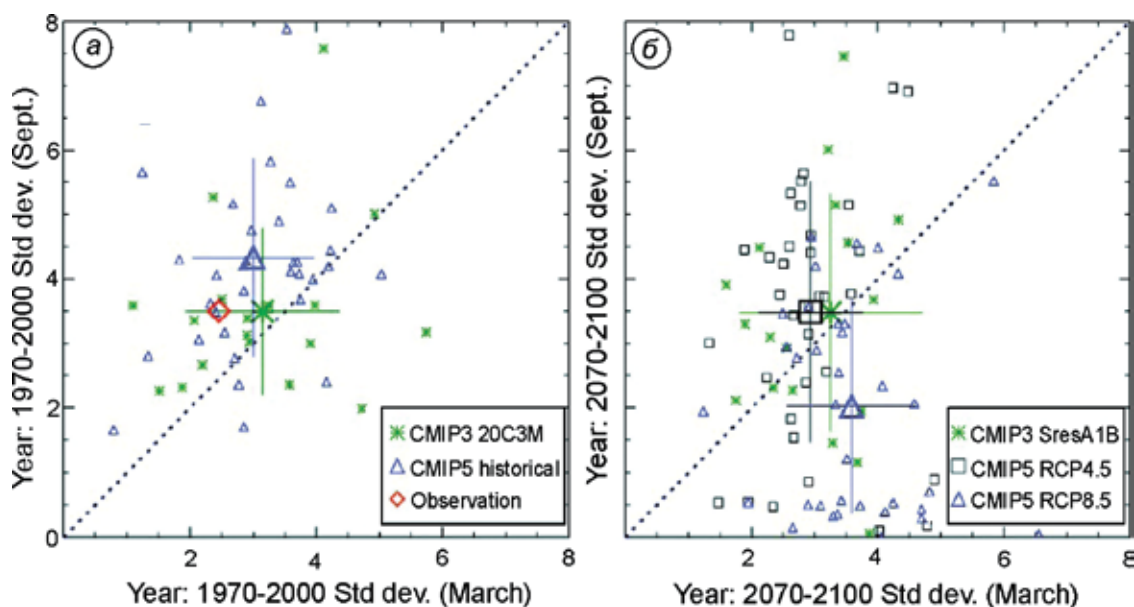


Рис. 9. Среднеквадратичные отклонения (СКО) межгодовой изменчивости площади морских льдов во всей Арктике в сентябре (в 10^5 км²) как функция СКО в марте для периодов 1970–2000 гг. (а) и 2070–2100 гг. (б). Индивидуальные модели представлены маленькими символами. Большие символы показывают средние по ансамблю значения. Вертикальные и горизонтальные линии обозначают соответствующие внутриансамблевые СКО

Fig. 9. Standard deviation (STD) of September SIA variability in the Entire Arctic (in 10^5 км²) as a function of March STD in (a) 1970–2000 and (б) 2070–2100.

Small symbols depict results for individual models; large symbols are for the ensemble means. The bars indicate intra-ensemble standard deviation

чивость ПМЛ в сентябре по сравнению с мартом. В среднем отношение между величиной 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 СКО по ансамблю моделей CMIP3 в марте практически не изменяется и отношение СКО в сентябре и марте остаётся близким к единице. СКО в моделях CMIP5 не изменяется при сценарии RCP4.5 и увеличивается до $3,5 \cdot 10^5$ км² при сценарии RCP8.5. Изменения СКО в сентябре гораздо заметнее со снижением ПМЛ с $4,3 \cdot 10^5$ до $3,5 \cdot 10^5$ при сценариях RCP4.5 и до $2,0 \cdot 10^5$ км² при RCP8.5. Уменьшение СКО в сентябре в моделях CMIP5 связано с тем, что большое число моделей становятся свободными ото льда при агрессивном сценарии RCP8.5. Как уже отмечалось, 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 показывают рост межгодовой

изменчивости ПМЛ [56]. Уменьшение межгодового СКО в сентябре к концу XXI в. в моделях CMIP5 не противоречит обнаруженным по данным наблюдений тенденциям и может быть объяснено нелинейной зависимостью изменчивости от средней ПМЛ [71].

Площадь морских льдов и изменчивость атмосферной циркуляции

Главная мода межгодовой изменчивости зимней крупномасштабной циркуляции атмосферы во внетропических широтах Северного полушария – Северо-Атлантическое колебание (САК) [50, 72]. Выдвигаются гипотезы о влиянии глобального потепления на САК (например [73]), а также о роли океанической циркуляции (в том числе Атлантической долгопериодной осцилляции) в формировании низкочастотной изменчивости САК [74]; наблюдаемые изменения индекса САК за последние 150 лет неотличимы (статистически значимо) от белого шума [75]. САК существенно влия-

ет на ПМЛ в Баренцевом море [51], которая напрямую связана с изменчивостью атмосферной циркуляции и океаническим притоком. Приток атлантических вод в Баренцево море также зависит от региональной атмосферной циркуляции [48]. Таким образом, Баренцево море — ключевой регион 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 стационарна [16, 35, 48, 51]. Приток главным образом формируется из-за ветрового воздействия и зависит от силы юго-западного ветра в западной части Баренцева моря. В свою очередь сила ветра связана с градиентом давления на уровне моря (ДУМ) между северной оконечностью Норвегии и Шпицбергенем [35]. Поэтому в настоящем разделе анализируется линейная связь между градиентом ДУМ, среднего 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 четвёртого порядка для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. Корреляции вычислялись для межгодовых и декадных (после сглаживания скользящими пятилетними средними) вариаций.

Площадь морского льда в Баренцевом море и Северо-Атлантическое колебание. Значения корреляций для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. на рис. 10 отложены по осям x и y соответственно, в результате каждой модели соответствует одна точка (символ). Такой способ презентации показывает, как в XXI в. изменились корреляции в моделях. Если точка для какой-либо модели расположена в нижнем левом или в верхнем правом квадранте, то это означает, что связь между индексом атмосферной циркуляции и ПМЛ в XX и XXI вв. качественно не меняется. Попадание в два других квадранта показывает, что в XXI в. знак корреляции поменялся. 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 CMIP3 и CMIP5 (сценарий RCP 8.5) показаны на рис. 10. В XX в. практически все модели показывают от-

рицательную корреляцию межгодовой изменчивости ПМЛ и индексом САК (см. рис. 10, *a, б*), при этом корреляции для 10 и 13 моделей из ансамблей CMIP3 и CMIP5 соответственно 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 значения [16, 52]. Отрицательная связь отмечается и в XXI в., но для меньшего числа моделей (восемь и семь для ансамблей CMIP3 и CMIP5 соответственно). На декадном временном масштабе связь, как правило, сильнее в обоих ансамблях, но внутриансамблевый разброс становится больше и число моделей со статистически значимой корреляцией уменьшается до одного и трёх (CMIP3 и CMIP5) (см. рис. 10, *в, г*).

Площадь морского льда в Баренцевом море и разность давления между Скандинавией и Шпицбергенем. На рис. 11 показаны корреляции между ПМЛ в марте в Баренцевом море и разницы ДУМ среднего 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 путём переноса тёплых воздушных масс. На межгодовом временном масштабе большинство моделей (за исключением двух и пяти в ансамблях CMIP3 и CMIP5 соответственно) показывают статистически значимые отрицательные корреляции (см. рис. 11, *a, б*). Эта связь остаётся устойчивой и в XXI в., хотя гораздо большее число моделей ансамбля CMIP5 (11) не проходят тест на значимость корреляций. Те модели, которые показывают сильные корреляции в XX в., имеют сильные корреляции и в XXI в. Для декадной изменчивости результаты качественно похожи (см. рис. 11, *в, г*), но, как и для межгодовой изменчивости, увеличивается внутриансамблевый разброс значений корреляции. Сильно уменьшается число моделей со статистически значимыми отрицательными корреляциями в XXI в. по сравнению с XX в., особенно в моделях CMIP5 (см. рис. 11, *г*). Это может быть связано с сильным радиационным форсингом при сценарии RCP 8.5, приводящим к значительному сокращению ПМЛ в марте уже к середине XXI в. (см. рис. 4, *е*). Вы-

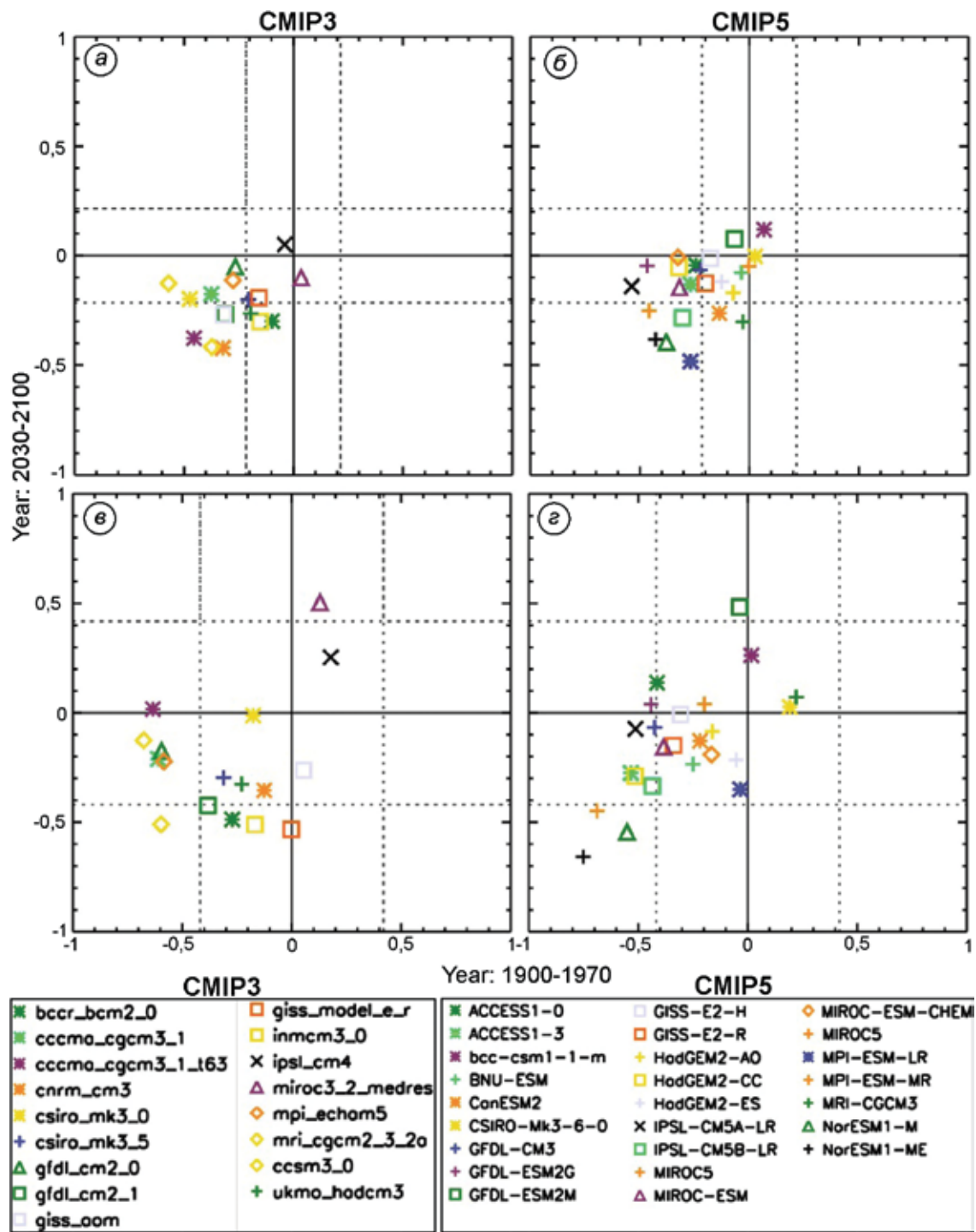


Рис. 10. Корреляции между индексом Северо-Атлантического колебания и площадью морских льдов в марте в Баренцевом море по данным моделей CMIP3 (а, в) и CMIP5 (б, г) для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. По осям x и y отложены значения корреляций для периодов 1900–1970 и 2030–2100 гг. соответственно. Корреляции рассчитывались для исходных данных (а, б) и данных, сглаженных пятилетним скользящим осреднением (в, г). Уровни 90%-й значимости показаны пунктирной линией

Fig. 10. The correlations between the NAO index and March SIA in the Barents Sea as simulated by the CMIP3 (a, b) and CMIP5 (c, d) models during 1900–1970 and 2030–2100 periods.

The correlation for 1900–1970 and 2030–2100 periods is shown on the x-axis and y-axis, respectively. Correlations have been computed using annual data (a, b) and after applying a 5-year running mean filter (c, d). Correlations significant at 90% confidence level are indicated by dotted lines

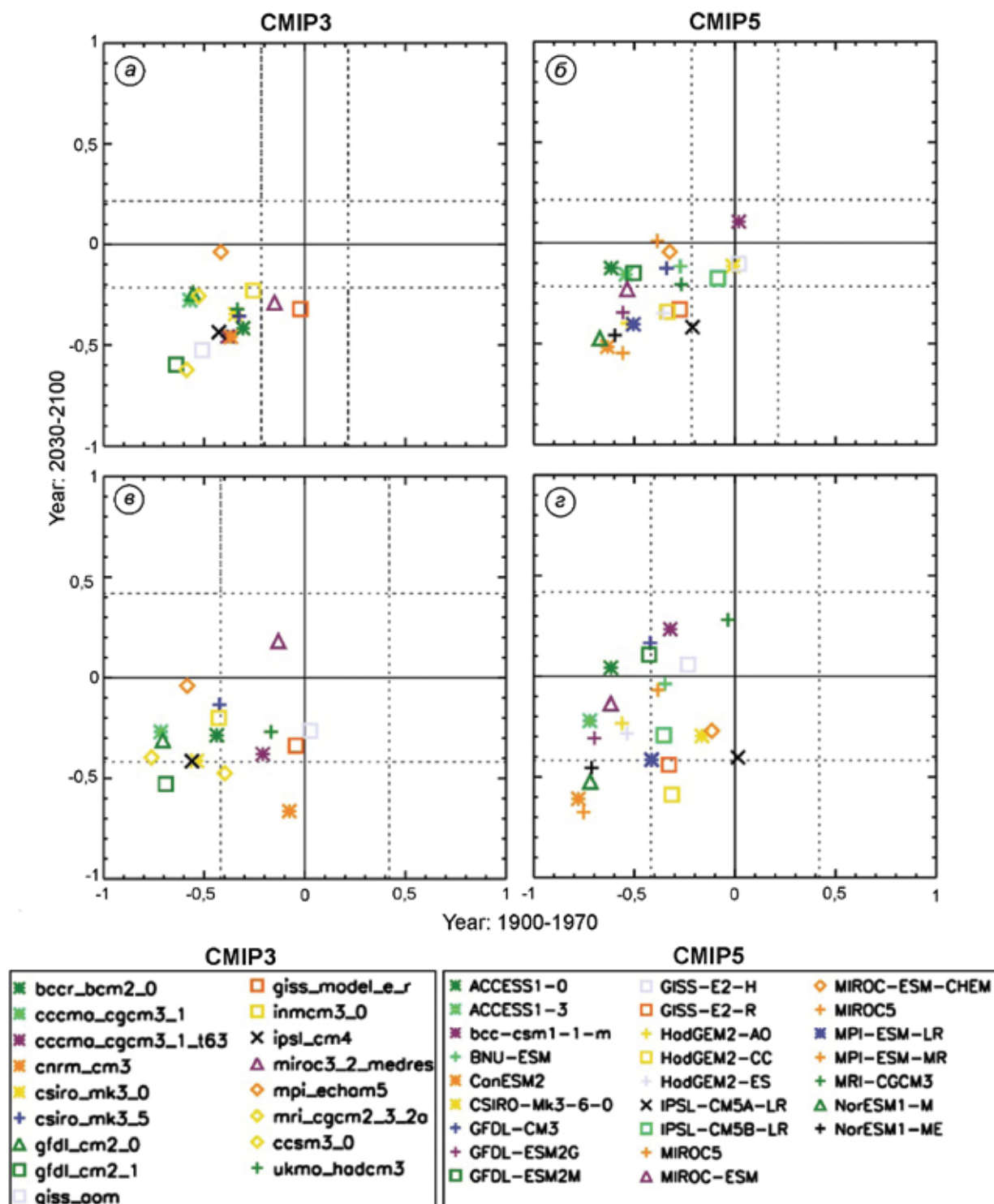


Рис. 11. Аналогично рис. 10, но для корреляций с разницей давления на уровне моря между Скандинавией и Шпицбергом

Fig. 11. Same as in Fig. 10 but for the correlation of with the sea level pressure difference Scandinavia-Svalbard

полненный анализ показывает, что, несмотря на значительную переоценку ПМЛ в Баренцевом море, большое число моделей способно воспро-

изводить связь между океаническим притоком и ПМЛ в Баренцевом море на межгодовом и меж-декадном временных масштабах.

Заключение и выводы

Проведённый анализ площади арктических морских льдов летом во всей Арктике согласуется с результатами, полученными ранее [9, 10, 32] для площади распространения морских льдов. Модели ансамблей CMIP3 и CMIP5 показывают сокращение ПМЛ при воздействии заданного исторического и сценариев будущих изменений радиационного воздействия, связанного с антропогенными выбросами парниковых газов и аэрозолей. Модели ансамбля CMIP5 гораздо лучше (в сравнении с данными HadISST1) воспроизводят средние значения и климатический тренд ПМЛ для всей Арктики в сентябре по сравнению с моделями предшествующего поколения CMIP3. Модели CMIP5 в среднем показывают более сильное сокращение ПМЛ в последние десятилетия, что лучше согласуется с наблюдаемым трендом. Тем не менее ускорившееся сокращение ПМЛ в последнее десятилетие не полностью воспроизводится (как отклик на внешнее воздействие). Причины этого — вклад естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемый тренд, недостаточная чувствительность моделей к заданному внешнему воздействию, заниженные оценки внешнего воздействия на климат.

Многие модели CMIP5 показывают резкое сокращение ПМЛ в первой половине XXI в. с достижением режима сезонно свободной ото льда Арктики к 2050 г., указывая на возможность существования порога неустойчивости, или «точки перелома», в арктической климатической системе [63]. Явное улучшение результатов моделей CMIP5 по сравнению с ансамблем CMIP3 по воспроизведению наблюдаемых в период 1960–2014 гг. изменений ПМЛ для всей Арктики сопровождается увеличенной систематической ошибкой для средней ПМЛ в марте по сравнению с данными HadISST1. В Баренцевом море ПМЛ и зимой, и летом характеризуется в моделях CMIP5 увеличенной систематической ошибкой и более высокой неопределённостью проекций будущих изменений. Модели обоих ансамблей значительно переоценивают ПМЛ в Баренцевом море в сентябре (более чем в 3 раза). Результаты большинства моделей обоих ансамблей для Баренцева моря не согласуются с данными наблюдений, однако большее число моделей ансамбля CMIP5 показывает реалистичные результаты и в марте, и

в сентябре. В индивидуальных экспериментах (во всех анализированных регионах) ПМЛ показывают сильную декадную изменчивость и в марте, и в сентябре, что согласуется с данным наблюдений и может объяснить ускорившееся уменьшение ПМЛ в начале XXI в.

Пространственная структура межгодовой изменчивости КМЛ в моделях CMIP5 в сентябре также стала более реалистичной, с более сильной изменчивостью по сравнению с ансамблем CMIP3. Несмотря на заметное улучшение, изменчивость в ансамбле CMIP5 в среднем всё ещё слабее, чем в данных HadISST1, особенно в Атлантическом секторе. Внутриансамблевый разброс межгодовой изменчивости КМЛ моделей CMIP5 также меньше, чем для моделей CMIP3. Улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости вдоль границы ледяного покрова сопровождается переоценкой изменчивости в Центральной Арктике, что указывает на общее увеличение чувствительности летней КЛМ к вариациям потоков тепла на границе океан–атмосфера. Различия 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 CMIP5 также показывают лучшее согласие с данными наблюдений, хотя и не в такой степени, как летом. При сценарии антропогенного воздействия RCP 4.5 для модели CMIP5 характерно более сильное увеличение изменчивости, чем для модели CMIP3 при сценарии SRES A1B, который слабее, что также указывает на более высокую чувствительность КМЛ в ансамбле CMIP5 к росту концентрации парниковых газов в атмосфере.

Связь между изменениями температуры Северного полушария и ПМЛ во всей Арктике наиболее сильна зимой и слабо отличается в обоих ансамблях. Летом модели CMIP5 при сценарии RCP 8.5 демонстрируют более слабую зависимость ПМЛ от температуры, чем модели CMIP3 при сценарии SRES A1B. Это может быть связано с 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 показывают сильную зависимость ПМЛ от среднеполушарных изменений ПТВ как отклика на антропогенное воздействие. В Центральной Арктике модели ансамбля CMIP5 (сценарий RCP 8.5) также показывают более слабую зависимость ПМЛ от ПТВ в Северном полушарии по сравнению с моделью CMIP3. 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 CMIP5 (при сценарии RCP 8.5). Однако модели в обоих ансамблях переоценивают амплитуду сезонного хода по сравнению с данными HadISST1, причём в моделях CMIP5 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 CMIP5. Изменения амплитуды сезонного хода ПМЛ могут служить индикатором количества сезонного льда, формирующегося осенью и зимой.

Результаты моделей обоих ансамблей характеризуются очень сильной неопределённостью 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 путём сравнения стандартных отклонений в моделях в конце XX и конце XXI вв. Модели CMIP3 в среднем лучше воспроизводят изменчивость ПМЛ (по сравнению с данными HadISST1) в сентябре, которая переоценена в моделях ансамбля CMIP5. В условиях современного климата модели обоих ансамблей воспроизводят более сильную изменчивость в сентябре, чем в марте. К концу XXI в. стандартное отклонение в сентябре уменьшается в моделях CMIP5, особенно при сценарии

RCP8.5, что связано с большим числом моделей, свободных ото льда к концу века. Изменения стандартного отклонения в марте значительно меньше. Изменчивость в моделях ансамбля CMIP3 в среднем практически не меняется.

Большинство моделей в обоих ансамблях способны воспроизводить важные динамические связи между Северо-Атлантическим 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 объяснённой долей дисперсии не более 20–25%. Связь, обнаруженная в XX в., как правило, остаётся устойчивой и в XXI в. Несмотря на сильно переоценённую ПМЛ в Баренцевом море, большинство моделей CMIP3 и примерно половина моделей CMIP5 также воспроизводят связь с разницей давления между северной оконечностью Скандинавии и Шпицбергом (являющейся индексом интенсивности океанического притока в Баренцево море) и межгодовыми вариациями ПМЛ. Это показывает, что большое число моделей способно воспроизводить процессы влияния естественной изменчивости океана и атмосферы на изменения ПМЛ и объясняет значительные различия с данными наблюдений на декадном масштабе.

Высокая неопределённость и большие систематические ошибки в моделях, характерные для Баренцева моря, служат важными факторами при оценке современных и будущих изменений атмосферной циркуляции в средних и высоких широтах, связанных с сокращением арктических морских льдов (см. обзор [23]). При анализе будущих изменений атмосферной циркуляции в моделях следует учитывать нелинейность отклика атмосферной циркуляции на изменения ПМЛ в Баренцевом море в последние десятилетия [65] и зависимость этого отклика от средних значений ПМЛ [64].

Благодарности. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00647) и Программ Президиума РАН.

Acknowledgments. This study was supported by Russian Science Foundation (grant no. 14-17-00647) and Programs of the Presidium of Russian Academy of Sciences.

Литература

1. Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 3888–3906.
2. Holland M.M., Bitz C.M. Polar amplification of climate change in coupled models // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. P. 221–232.
3. 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. P. 655–666.
4. Graverson R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. Vertical structure of recent Arctic warming // *Nature*. 2008. V. 451. P. 53–54.
5. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*. 2010. V. 464. P. 1334–1337.
6. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 77. P. 85–96.
7. Walsh J.E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes // *Global and Planetary Change*. 2014. V. 117. P. 52–63.
8. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 181–184.
9. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34 (9). P. 1–5. doi: 10.1029/2007GL029703.
10. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. doi:10.1029/2012GL052676.
11. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдуннов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исследования Земли из космоса*. 2013. № 4. С. 50–65.
12. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years // *Nature*. 2011. V. 479. P. 509–512.
13. Halfar J., Adey W.H., Kronz A., Hetzinger S., Edinger E., Fitzhugh W.W. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy // *Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2014. V. 110. P. 19737–19741. doi: 10.1073/pnas.1313775110.
14. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V. Long-term ice variability in Arctic marginal seas // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. P. 2078–2085.

References

1. Bekryaev R., Polyakov I., Alexeev V. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23: 3888–3906.
2. Holland M.M., Bitz C.M. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*. 2003, 21: 221–232.
3. 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, 24: 655–666.
4. Graverson R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*. 2008, 451: 53–54.
5. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010, 464: 1334–1337.
6. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global Planetary Change*. 2011, 77: 85–96.
7. Walsh J.E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Global and Planetary Change*. 2014, 117: 52–63.
8. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*. 2014, 7: 181–184.
9. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (9): 1–5. doi: 10.1029/2007GL029703.
10. Stroeve J.C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W.N. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39. doi: 10.1029/2012GL052676.
11. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does Arctic Ocean ice cover become seasonal? *Earth Observations and Remote Sensing*. 2013, 4: 50–65. [In Russian].
12. Kinnard C., Zdanowicz C.M., Fisher D.A., Isaksson E., de Vernal A., Thompson L.G. Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*. 2011, 479: 509–512.
13. Halfar J., Adey W.H., Kronz A., Hetzinger S., Edinger E., Fitzhugh W.W. Arctic sea-ice decline archived by multicentury annual-resolution record from crustose coralline algal proxy. *Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2014, 110: 19737–19741. doi: 10.1073/pnas.1313775110.
14. Polyakov I., Alekseev G., Bekryaev R., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V., Walsh D., Yulin A. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journ. of Climate*. 2003, 16: 2078–2085.

15. *Divine D.V., Dick C.* Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas // *Journ. of Geophys. Research – Oceans*. 2006. V. 111. C01001. doi: 10.1029/2004jc002851.
16. *Семенов В.А.* Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
17. *Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1231–1237.
18. *Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., Abe-Ouchi A.* Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent // *Environmental Research Letters*. 2012. V. 7. 034011. doi: 10.1088/1748-9326/7/3/034011.
19. *Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 463–469. doi: 10.1002/2013GL058084.
20. *Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Nagurny A.P., 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*. Series: Advances in Global Change Research. 2007. V. 33. P. 47–63.
21. *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 // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
22. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A Review // *Surv. Geophysics*. 2014. doi: 10.1007/s10712-014-9284-0.
23. *Walsh J.E., Johnson C.M.* Analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 // *Journ. of Physical Oceanography*. 1979. V. 9. P. 580–591.
24. *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 // *Journ. of Geophys. Research*. 2007. V. 112. 18 P. doi: 10.1029/2006JC003543.
25. *Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X.* Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science // *Journ. of Glaciology*. 2010. V. 56. P. 1115–1121.
26. *Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T.* Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice algorithms // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. doi: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
27. *Notz D.* Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance // *The Cryosphere*. 2014. V. 8 (1). P. 229–243. doi: 10.5194/tc-8-229-2014.
28. *Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Taylor K.E.* The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change
15. *Divine D., Dick C.* Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journ. of Geophys. Research – Oceans*. 2006, 111: C01001. doi: 10.1029/2004jc002851.
16. *Semenov V.A.* Influence of oceanic inflow to the Barents Sea on climate variability in the Arctic region. *Doklady Earth Sciences*. 2008, 418 (1): 106–109. doi: 10.1134/S1028334X08010200.
17. *Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere*. 2012, 6: 1231–1237.
18. *Day J.J., Hargreaves J.C., Annan J.D., Abe-Ouchi A.* Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. *Environmental Research Letters*. 2012, 7: 034011. doi: 10.1088/1748-9326/7/3/034011.
19. *Miles M.W., Divine D., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 463–469. doi: 10.1002/2013GL058084.
20. *Alekseev G., Kuzmina S.I., Nagurny A., 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*. Series: Advances in Global Change Research. 2007, 33: 47–63.
21. *Alekseev G., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuz'mina S.I., Ivanov N.E.* Changes in the climate and sea ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st centuries from data of observations and modelling. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2009, 45 (6): 723–735. doi: 10.1134/S0001433809060012. [In Russian].
22. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A Review. *Surv. Geophysics*. 2014. doi: 10.1007/s10712-014-9284-0.
23. *Walsh J.E., Johnson C.M.* Analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77. *Journ. of Physical Oceanography*. 1979, 9: 580–591.
24. *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. *Journ. of Geophys. Research*. 2007, 112: 18 P. doi: 10.1029/2006JC003543.
25. *Kattsov V.M., Ryabinin V.E., Overland J.E., Serreze M.C., Visbeck M., Walsh J.E., Meier W., Zhang X.* Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science. *Journ. of Glaciology*. 2010, 56: 1115–1121.
26. *Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T.* Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014, 52. doi: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
27. *Notz D.* Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance. *The Cryosphere*. 2014, 8 (1): 229–243. doi: 10.5194/tc-8-229-2014.

- research // *Bull. of the Amer. Meteorol. Society*. 2007. V. 88. P. 1383–1394. doi: 10.1175/bams-88-9-1383.
29. IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report, 15 IPCC Model Documentation: CMIP3 climate model documentation, references, and links, Intergovernmental Panel on Climate Change, available at: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php, Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
 30. Wang M., Overland J.E. A sea ice free summer Arctic within 30 years? // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. L07502. doi: 10.1029/2009GL0307820.
 31. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle A.P. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability // *Tellus A*. 2004. V. 56. P. 328–341.
 32. Notz D., Marotzke J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. L08502. doi: 10.1029/2012gl051094.
 33. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // *Journ. of Climate*. 2004. V. 17. P. 4045–4057.
 34. Wood K.R., Overland J.E., Jónsson T., Smoliak B.V. Air temperature variations on the Atlantic-Arctic boundary since 1802 // *Geophys. Research Letters*. 2010. V. 37. L17708. doi: 10.1029/2010GL044176.
 35. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // *Bull. of the Amer. Meteorol. Society*. 2012. V. 93. P. 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
 36. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 P. United Kingdom and New York, NY, USA. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
 37. Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E., Crueger T., Esch M., Giorgetta M., Haak H., Jungclaus J., Kloocke D., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Pincus R., Schmidt H., Tomassini L. Tuning the climate of a global model // *Journ. of Advances in Modeling of Earth System*. 2012. V. 4. M00A01. doi: 10.1029/2012MS000154.
 38. Eisenman I., Untersteiner N., Wettlaufer J.S. On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. L10501. doi: 10.1029/2007GL029914.
 28. Meehl G.A., Covey C., Delworth T., Latif M., McAvaney B., Mitchell J.F.B., Stouffer R.J., Taylor K.E. The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change research. *Bull. of the Amer. Meteorol. Society*. 2007, 88: 1383–1394. doi: 10.1175/bams-88-9-1383.
 29. IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report, 15 IPCC Model Documentation: CMIP3 climate model documentation, references, and links, Intergovernmental Panel on Climate Change, available at: http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php, Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
 30. Wang M., Overland J.E. A sea ice free summer Arctic within 30 years? *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L07502. doi: 10.1029/2009GL0307820.
 31. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev, Nagurnyi A., Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle A. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*. 2004, 56: 328–341.
 32. Notz D., Marotzke J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: L08502. doi: 10.1029/2012gl051094.
 33. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. *Journ. of Climate*. 2004, 17: 4045–4057.
 34. Wood K.R., Overland J.E., Jónsson T., Smoliak B. Air temperature variations on the Atlantic-Arctic boundary since 1802. *Geophys. Research Letters*. 2010, 37: L17708. doi: 10.1029/2010GL044176.
 35. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. of the Amer. Meteorol. Society*. 2012, 93: 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
 36. IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 P. United Kingdom and New York, NY, USA. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
 37. Mauritsen T., Stevens B., Roeckner E., Crueger T., Esch M., Giorgetta M., Haak H., Jungclaus J., Kloocke D., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Pincus R., Schmidt H., Tomassini L. Tuning the climate of a global model. *Journ. of Advances in Modeling of Earth System*. 2012, 4: M00A01. doi: 10.1029/2012MS000154.
 38. Eisenman I., Untersteiner N., Wettlaufer J.S. On the reliability of simulated Arctic sea ice in global climate models. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34: L10501. doi: 10.1029/2007GL029914.

40. Massonnet F., Fichefet T., Goosse H., Bitz C.M., Philippon-Berthier G., Holland M.M., Barriat P.Y. Constraining projections of summer Arctic sea ice // *Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 1383–1394. doi: 10.5194/tc-6-1383-2012.
41. Overland J.E., Adams J.M., Bond N.A. Regional variation of winter temperatures in the Arctic // *Journ. of Climate*. 1997. V. 10. P. 821–837.
42. Venegas S.A., Mysak L.A. Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 3412–3434.
43. Semenov V.A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability // *Geophys. Research Letters*. 2003. V. 30 (15). doi: 10.1029/2003GL017112.
44. Rogers T.S., Walsh J.E., Rupp T.S., Brigham L.W., Sfraga M. Future Arctic marine access: analysis and evaluation of observations, models, and projections of sea ice // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 321–332. doi: 10.5194/tc-7-321-2013.
45. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for climate changes // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. doi: 10.1029/2009GL038911.
46. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
47. Kwok R. Recent changes in Arctic Ocean Sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation // *Geophys. Research Letters*. 2000. V. 27. № 6. P. 775–778.
48. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Reviews*. 1978. V. 106. P. 296–310.
49. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation // *Journ. of Climate*. 2000. V. 13. P. 2671–2696.
50. Goosse H., Holland M.M. Mechanisms of decadal Arctic climate variability in the community climate system model, Version 2 (CCSM2) // *Journ. of Climate*. 2005. V. 18. P. 3552–3570.
51. Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. Evaluation of Climate Models // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
52. Collins M., Knutti J.R., Arblaster J.-L., Dufresne T., Fichefet P., Friedlingstein X., Gao W.J., Gutowski T.,
39. Hodson D.L.R., Keeley S.E., West A., Ridley J., Hawkins E., Hewitt H.T. Identifying uncertainties in Arctic climate change projections. *Climate Dynamics*. 2013, 40: 2849–2865. doi: 10.1007/s00382-012-1512-z.
40. Massonnet F., Fichefet T., Goosse H., Bitz C.M., Philippon-Berthier G., Holland M.M., Barriat P.Y. Constraining projections of summer Arctic sea ice. *Cryosphere*. 2012, 6: 1383–1394. doi: 10.5194/tc-6-1383-2012.
41. Overland J.E., Adams J.M., Bond N.A. Regional Variation of Winter Temperatures in the Arctic. *Journ. of Climate*. 1997, 10: 821–837.
42. Venegas S.A., Mysak L.A. Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *Journ. of Climate*. 2000, 13: 3412–3434.
43. Semenov V.A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability. *Geophys. Research Letters*. 2003, 30 (15). doi: 10.1029/2003GL017112.
44. Rogers T.S., Walsh J.E., Rupp T.S., Brigham L.W., Sfraga M. Future Arctic marine access: analysis and evaluation of observations, models, and projections of sea ice. *Cryosphere*. 2013, 7: 321–332. doi: 10.5194/tc-7-321-2013.
45. Semenov V.A., Park W., Latif M. Barents Sea inflow shutdown: A new mechanism for climate changes. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36. doi: 10.1029/2009GL038911.
46. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Ottera O.H., Risebrobakken B., Sando A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013, 51: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
47. Kwok R. Recent Changes in Arctic Ocean Sea Ice Motion Associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Research Letters*. 2000, 27 (6): 775–778.
48. van Loon H., Rogers J. The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Reviews*. 1978, 106: 296–310.
49. Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journ. of Climate*. 2000, 13: 2671–2696.
50. Goosse H., Holland M.M. Mechanisms of Decadal Arctic Climate Variability in the Community Climate System Model, Version 2 (CCSM2). *Journ. of Climate*. 2005, 18: 3552–3570.
51. Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S.C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Gleckler P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. 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* [T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and

- Johns G., Krinner M., Shongwe C., Tebaldi A.J., Weaver, Wehner M. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: T.F. Stocker, Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. and Midgley P.M. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
53. 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. V. 100. P. 757–768. doi: 10.1007/s10584-009-9683-2.
54. Holland M.M., Bitz C.M., Tremblay L., Bailey D.A. The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic ice loss, Arctic Sea Ice Decline: observations, projections, mechanisms, and implications // Geophys. Monograph Series. 2008. V. 180. P. 133–150.
55. Rayner N.A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108 (D14). doi: 10.1029/2002JD002670.
56. Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets // Journ. of Geophys. Research. 1999. V. 104. P. 15.803–15. 814.
57. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data / Eds: M.O. Jeffries, H. Eicken // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 444–448.
58. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J.F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300 // Climatic Change. 2011. V. 109. P. 213–241. doi: 10.1007/s10584-011-0156-z.
59. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.
60. Granger C.H.J., Hatanaka M. Spectral analysis of economic time series. NJ: University Press Princeton, 1964.
61. Lenton T.M., Held H., Kriegler E., Hall J.W., Lucht W., Rahmstorf S., Schellnhuber H.J. Tipping elements in the Earth's climate system // Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2008. V. 105. P. 1786–1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
62. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journ. of Geophys. Research. 2010. V. 115. D21111. P. 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.
63. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // P.M. Midgley (eds.]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
52. Collins M., Knutti R., Arblaster J., Dufresne J.-L., Fichefet T., Friedlingstein P., Gao X., Gutowski W.J., Johns T., Krinner G., Shongwe M., Tebaldi C., A.J. Weaver and M. Wehner. Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility. 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 [Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. United Kingdom and New York, NY, USA.
53. 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, 100: 757–768. doi: 10.1007/s10584-009-9683-2.
54. Holland M.M., Bitz C.M., Tremblay L., Bailey D.A. The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic Ice Loss, Arctic Sea Ice decline: observations, projections, mechanisms, and implications. Geophys. Monograph Series. 2008, 180: 133–150.
55. Rayner N.A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (D14). doi: 10.1029/2002JD002670.
56. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Gloersen P., Comiso J.C., Zwally H.J. Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. Journ. of Geophys. Research. 1999, 104: 15.803–15.814.
57. Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data. Eds: M.O. Jeffries, H. Eicken. Annals of Glaciology. 2001, 33: 444–448.
58. Meinshausen M., Smith S.J., Calvin K., Daniel J.S., Kainuma M.L.T., Lamarque J.F., Matsumoto K., Montzka S.A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A., Velders G.J.M., van Vuuren D.P. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. Climatic Change. 2011, 109: 213–241. doi: 10.1007/s10584-011-0156-z.
59. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // Cryosphere. 2012, 6: 881–889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012
60. Granger C.H.J., Hatanaka M. Spectral analysis of economic time series. NJ: University Press Princeton, 1964.
61. Lenton T.M., Held H., Kriegler E., Hall J.W., Lucht W., Rahmstorf S., Schellnhuber H.J. Tipping elements in the Earth's climate system. Proc. of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2008, 105: 1786–1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
62. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. Journ. of Geophys. Research. 2010, 115 (D21111): 1–11. doi: 10.1029/2009JD013568.

- Environ. Research Letters. 2015. V. 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
64. *Mysak L.A., Venegas S.A.* Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions // *Geophys. Research Letters*. 1998. V. 25. P. 3607–3610.
 65. *Karlsson J., Svensson G.* Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble // *Geophys. Research Letters*. 2013. V. 40. P. 4374–4379. doi: 10.1002/grl.50768.
 66. *Koenigk T., Devasthale A., Karlsson K.-G.* Summer Arctic sea ice albedo in CMIP5 models // *Atmospheric Chemical Physics*. 2014. V. 14. P. 1987–1998.
 67. *Zhang X.* Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections // *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2010. V. 62. P. 220–227. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00441.x.
 68. *Mahlstein I., Knutti R.* September Arctic sea ice predicted to disappear near 2 degrees C global warming above present // *Journ. of Geophys. Research – Atmospheres*. 2011. V. 117. D06104. doi: 10.1029/2011jd016709.
 69. *Goosse H., Arzel O., Bitz C. M., de Montety A., Vancoppenolle M.* Increased variability of the Arctic summer ice area in a warmer climate // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. L23702. doi: 10.1029/2009GL040546.
 70. *Hurrell J.W.* Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – Regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. V. 269. P. 676–679.
 71. *Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O.M., Drange H., Bobylev L.P., Miles M.W.* The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L04703. doi: 10.1029/2004gl021064.
 72. *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. 034018. doi: 10.1088/1748-9326/9/3/034018.
 73. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations // *Bull. of the American Meteorol. Society*. 1999. V. 80. P. 245–255. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0245:tioscr>2.0.co;2.
 74. *Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophys. Research Letters*. 2008. V. 35. L11701. doi: 10.1029/2008gl033273.
 75. *Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 5668–5677. doi: 10.1175/2010jcli3347.1.
 63. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. *Environ. Research Letters*. 2015, 10: 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
 64. *Mysak L.A., Venegas S.A.* Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. *Geophys. Research Letters*. 1998, 25: 3607–3610.
 65. *Karlsson J., Svensson G.* Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble. *Geophys. Research Letters*. 2013, 40: 4374–4379. doi: 10.1002/grl.50768.
 66. *Koenigk T., Devasthale A., Karlsson K.-G.* Summer Arctic sea ice albedo in CMIP5 models. *Atmosphere Chemical Physics*. 2014, 14: 1987–1998.
 67. *Zhang X.* Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2010, 62: 220–227. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00441.x.
 68. *Mahlstein I., Knutti R.* September Arctic sea ice predicted to disappear near 2 degrees C global warming above present. *Journ. of Geophys. Research – Atmospheres*. 2011, 117: D06104. doi: 10.1029/2011jd016709.
 69. *Goosse H., Arzel O., Bitz C.M., de Montety A., Vancoppenolle M.* Increased variability of the Arctic summer ice area in a warmer climate. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36: L23702. doi: 10.1029/2009GL040546.
 70. *Hurrell J.W.* Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – Regional temperatures and precipitation. *Science*. 1995, 269: 676–679.
 71. *Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O.M., Drange H., Bobylev L., Miles M.W.* The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophys. Research Letters*. 2005, 32: L04703. doi: 10.1029/2004gl021064.
 72. *Peings Y., Magnusdottir G.* Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean. *Environmental Research Letters*. 2014, 9: 034018. doi: 10.1088/1748-9326/9/3/034018.
 73. *Wunsch C.* The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. of the American Meteorol. Society*. 1999, 80: 245–255. doi: 10.1175/1520-0477(1999)080<0245:tioscr>2.0.co;2.
 74. *Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? // *Geophys. Research Letters*. 2008, 35: L11701. doi: 10.1029/2008gl033273.
 75. *Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature. *Journ. of Climate*. 2010, 23: 5668–5677. doi: 10.1175/2010jcli3347.1.