

УДК 551.465

ВЛИЯНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА В АРКТИКЕ НА ТУРБУЛЕНТНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ

© 2016 г. Ю. В. Селиванова^{1,2}, Н. Д. Тилинина¹, С. К. Гулев^{1,2}, С. А. Добролюбов²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет
e-mail: yulia-sel@mail.ru

Поступила в редакцию 08.06.2015 г.

В работе рассмотрено влияние пространственно-временной изменчивости площади ледового покрова в Арктике на величину и межгодовую динамику турбулентных потоков тепла на границе океан–атмосфера. Не обнаружено ожидаемой обратной зависимости интегральных по площади Арктики потоков тепла и площади льдов. Наибольшие межгодовые колебания потоков тепла из океана в атмосферу приурочены к изменяющемуся положению кромки льда и в меньшей степени связаны с общей площадью льда. Проанализирована роль прикромочной ледовой зоны в океанской теплоотдаче. В частности показано, что при продвижении вдоль прикромочной зоны от свободной ото льда поверхности до концентрации льда 0.8 потоки скрытого и явного тепла сокращаются в 2.5–3 раза.

DOI: 10.7868/S0030157416010184

В последние десятилетия в условиях меняющегося климата особое внимание уделяется изучению взаимодействия океана и атмосферы в высоких широтах. Более сильное по отношению ко всему земному шару потепление и резкое сокращение площади льда в Арктике [9, 13] существенно влияют на хозяйственную деятельность, судоходство, а также на условия жизни в полярных регионах. По оценкам [9], температурная аномалия воздуха в северо-восточной части Баренцева моря, в Карском, Восточно-Сибирском, Чукотском морях и на прилегающих территориях превысила 2°C с начала XXI века по отношению к периоду 1971–2000 гг. За весь период спутниковых наблюдений (с 1979 г.) площадь льда в летнее и осеннее время сократилась на 50% [12], при этом скорость уменьшения площади льда в сентябре оказалась в 2.6 раз больше, чем в среднем за год [4]. В условиях столь сильных изменений ледового покрова возникает вопрос о динамике потоков тепла и влаги на границе океана и атмосферы, обеспечивающих диабатические притоки к атмосфере и влияющих на атмосферную циркуляцию как на глобальном, так и на региональном масштабах. На первый взгляд, уменьшение площади льдов (и увеличение площади чистой воды) должно приводить к синхронному увеличению интегрально-го теплообмена Арктики с атмосферой за счет потоков явного и скрытого тепла, поскольку турбулентный теплообмен над льдом достаточно мал [1]. Однако теплообмен над чистой водой в значительной степени регулируется динамикой приводного слоя атмосферы и его термическими и влаж-

ностными характеристиками, которые не обязательно должны следовать сплоченности ледового покрова. В данной работе мы анализируем изменения площади льда в Северном Ледовитом океане и их связь с турбулентными потоками тепла из океана в атмосферу с целью понять, ведет ли увеличение свободной ото льда поверхности океана в Арктике к изменению интегрального по площади Арктического бассейна потока тепла и какова роль прикромочной ледовой зоны в формировании интегральных потоков тепла из океана в атмосферу.

В настоящей работе использованы среднесуточные и среднемесячные данные о потоках явного и скрытого тепла на поверхности океана и о концентрации льда из реанализа Era Interim с 1979 по 2014 гг. [6]. Пространственное разрешение реанализа составляет 0.75°, (примерно 28.5 км на 70° с.ш. вдоль параллели, 83.25 км вдоль меридиана), временное разрешение — 6 часов. В данной работе использованы среднесуточные данные с временным разрешением 12 часов. Величины турбулентных потоков в реанализе рассчитываются на основе аэродинамическим балк-формул, являющихся одним из блоков параметризаций модели реанализа. В целом, считается, что турбулентные потоки достаточно адекватно воспроизводятся современными реанализами [7], хотя детальные исследования для Арктического региона весьма ограничены. В то же время, реанализы в высокоширотных районах являются практически единственным источником массовых данных о потоках, поскольку коли-

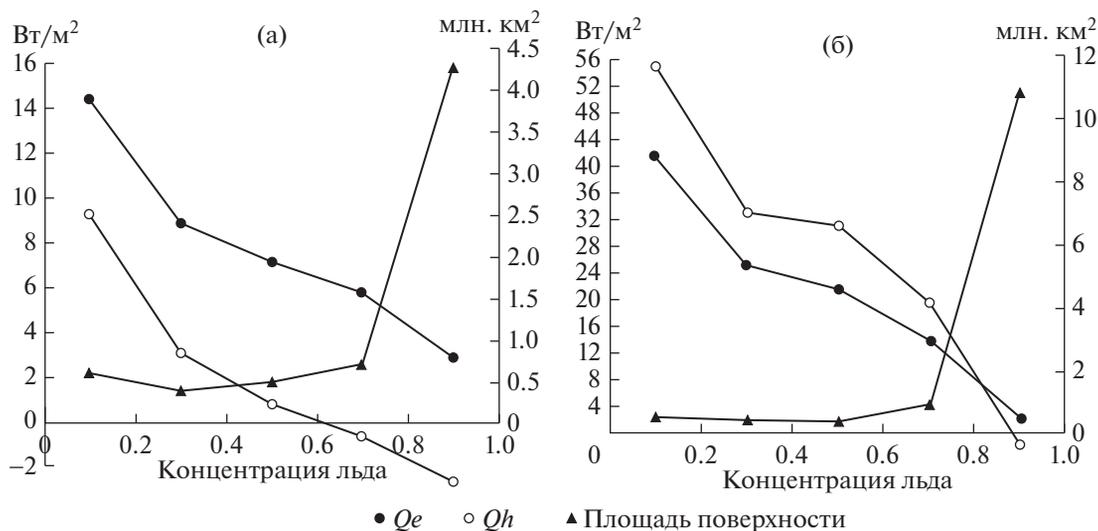


Рис. 1. Средний поток явного (Q_h) и скрытого (Q_e) тепла от океана к атмосфере в сентябре к северу от 70° с.ш. (а) и в марте к северу от 60° с.ш. (б) при различных концентрациях морского льда. Концентрациям 0–0.2 соответствует средний поток над свободной ото льда поверхностью океана.

чество попутных судовых наблюдений здесь крайне ограничено [8], равно как и возможности использования спутниковых наблюдений [5].

Основной проблемой анализа связи потоков тепла с общей концентрацией льда в Арктике и проверки гипотезы о связи интегрального теплообмена с общим количеством льдов является привязка потоков к той или иной сплоченности льдов. Расчетная ячейка реанализа (0.75×0.75) может характеризоваться различной сплоченностью льдов. Мы анализировали турбулентные потоки тепла из океана в атмосферу через поверхность, покрытую льдом различной концентрации (от 0 до 100%), (рис. 1а, 1б), для марта и сентября — месяцев наибольших и наименьших концентраций льда в Арктике. Рис. 1 показывает, что осредненные без учета площади потоки скрытого тепла при сплоченности льда 0.8 уменьшаются примерно в 2.5 раз в сентябре и в 3 раза в марте по сравнению с потоком со свободной ото льда поверхности (сплоченность 0–0.2). Площадь прикромочной зоны (сплоченность льда 0.2–0.8) составляет в сентябре 1.6 млн. км² (26.2% от площади акватории, занятой льдом к северу от 70° с.ш., 24.6% от площади акватории к северу от 70° с.ш.), в марте — 1.7 млн. км² (13.6% от площади акватории, занятой льдом к северу от 60° с.ш., 13.1% от площади акватории к северу от 60° с.ш.). В целом, основное уменьшение и потока явного тепла, и потока скрытого тепла при увеличении концентрации льда происходит в диапазоне концентраций 0–0.4 и составляет 67.7% и 39.2% в сентябре и марте соответственно для потока явного тепла и 38.2 и 40% для потока скрытого тепла. В диапазоне концентраций 0.4–

0.6 потоки слабо убывают и обнаруживают существенное уменьшение примерно на 50% и в 3.6 раза в сентябре для скрытого и явного тепла, и на 82.6% и 108% в марте для скрытого и явного тепла, при росте концентраций льда от 0.6 до 1.

Традиционно, в исследованиях динамики площади льда в Северном Ледовитом океане за границу ледового покрова принимается концентрация льда 15% [10, 11, 13]. Однако наши результаты доказывают, что области с концентрацией льда вплоть до 0.8 нельзя не учитывать при изучении динамики турбулентных потоков тепла, так как вклад значений потока тепла над ней существенен (до 44% от суммарной теплоотдачи по Арктике). В то же время следует отметить, что к оценкам, полученным при концентрациях льда 0.2–0.6, надо подходить с осторожностью, поскольку площадь, соответствующая таким концентрациям, достаточно мала и, следовательно, достоверность осредненных величин потоков снижается из-за ошибки репрезентативности [8].

Для дальнейшего анализа величин потоков явного и скрытого тепла были проинтегрированы по поверхности воды к северу от 60° с.ш. в сентябре и к северу от 70° с.ш. в марте с учетом площадей соответствующих расчетных ячеек реанализа. На рис. 2 показана межгодовая изменчивость осредненных по акватории Арктики потоков явного и скрытого тепла и площади ледового покрова для марта и сентября. За кромку льда было принято значение сплоченности 0.8, так как вплоть до концентраций льда 0.8 поток составляет значимую для суммарной по всей Арктике теплоотдачи величину (рис. 1). Выше отмечалось, что, поскольку лед в значительной степени бло-

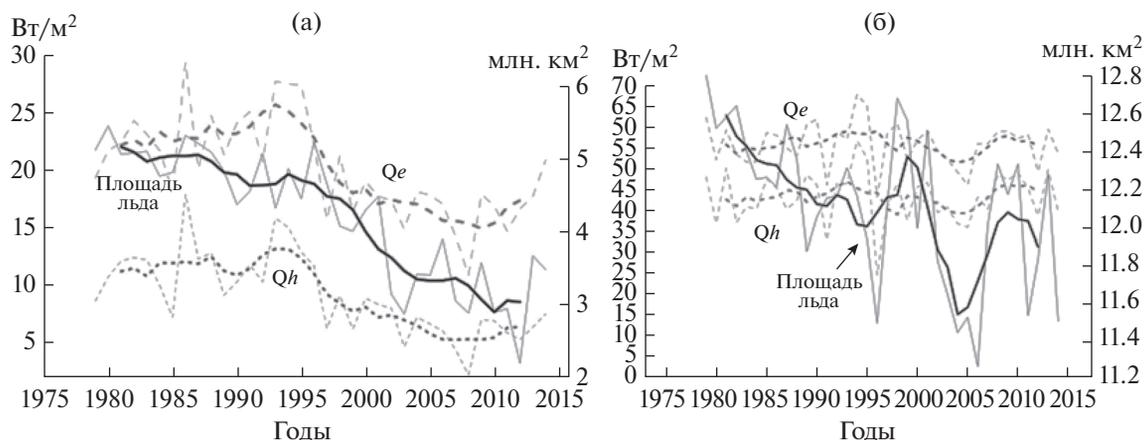


Рис. 2. Межгодовая изменчивость среднего потока явного (Q_h), скрытого (Q_e) тепла и площади льда в сентябре к северу от 70° с.ш. (а) и в марте к северу от 60° с.ш. (б). За кромку льда принята концентрация льда на поверхности океана 0.8.

кирует турбулентный поток тепла из океана в атмосферу, можно предположить, что при сокращении площади льда будет происходить рост интегрального по Арктике потока тепла. Однако проведенный нами анализ не показал однозначной ожидаемой зависимости интегральных потоков тепла от площади льда (рис. 2а, 2б).

Сокращение площади льда составило за период 1979–2014 1.65 млн. км² в сентябре и 1.02 млн. км² в марте. Некоторое несоответствие наших величин площадей ледового покрова и оценок его динамики с приводимыми в [14] обусловлено принятием сплоченности со значением 0.8 в качестве кромки льда. Особенно резкое сокращение площади льда наблюдается начиная с 1996 г. по настоящее время. Сопоставление интегрального по площади Арктики потока явного и скрытого тепла с динамикой ледового покрова показывает, что они практически не скоррелированы. На междекадном масштабе в марте потоки не обнаруживают значимых трендов, четко прослеживающихся в площади льда. Лишь в период с 1979 по 1995 гг., когда отмечалось достаточно сильное уменьшение площади льдов, потоки тепла обнаруживали рост примерно на 4 Вт/м² для явного тепла и на 8 Вт/м² для скрытого тепла. Несколько большая согласованность между потоками тепла и площадью льдов (в рамках нашей рабочей гипотезы: меньше льда – больше поток) на декадном масштабе отмечается в сентябре, однако и здесь надо отметить, что период резкого сокращения площади льдов в 2001–2003 гг. характеризовался отрицательным трендом в величинах потоков (уменьшение составило примерно 1 Вт/м² в год для потока скрытого тепла и 2 Вт/м² в год для потока явного тепла). На короткопериодном межгодовом масштабе отмечаются как периоды ожидаемых согласованных изменений площади льда и величин проинтегрированных потоков (обратная зависи-

мость), так и периоды, в которые они обнаруживают согласованное поведение, что не соответствует исследуемой рабочей гипотезе. Так, годы 1988 и 1993 в сентябре характеризуются ожидаемым эффектом увеличения среднего по Арктике скрытого и явного тепла при уменьшении площади льда, а годы 1984, 1989, 1997 и 2004 характеризуются согласованным поведением потоков тепла и площади льда (положительно скоррелированы). В марте площадь льда испытывает незначительные колебания в пределах 1.2 млн. км². Здесь, как и в сентябре, есть годы как с ожидаемой обратной зависимостью (1992, 2007), так и с прямой зависимостью потока (1990, 1996, 2004, 2011, 2013). Полученный результат ставит вопрос о механизмах изменений тепловых потоков в Арктике в эпоху резкого сокращения площади льдов, а также о региональных эффектах сокращения площади льда в Арктике и их влиянии на турбулентный теплообмен между океаном и атмосферой.

Мы рассмотрели пространственные линейные тренды потоков тепла в сентябре и марте за период 1979–2014 гг. (рис. 3а–3г). Линейные тренды пространственно неоднородны, именно поэтому интегральный поток не испытывает значительных колебаний за весь период исследования. Увеличение потока тепла в одной области компенсируется его уменьшением в другой (например, в сентябре в северной части Баренцева моря поток явного тепла уменьшился на 30 Вт/м²/10 лет, а в южной части – увеличился на 10 Вт/м²/10 лет; в марте в Баренцевом море поток скрытого тепла увеличился на 50 и более Вт/м²/10 лет, а в Атлантическом океане к югу от Исландии – уменьшился на 30–40 Вт/м²/10 лет). Кроме того, при продвижении кромки льда на север в регионе, из которого кромка льда отступила (например, южная часть моря Лаптевых в сентябре), наблюдаются

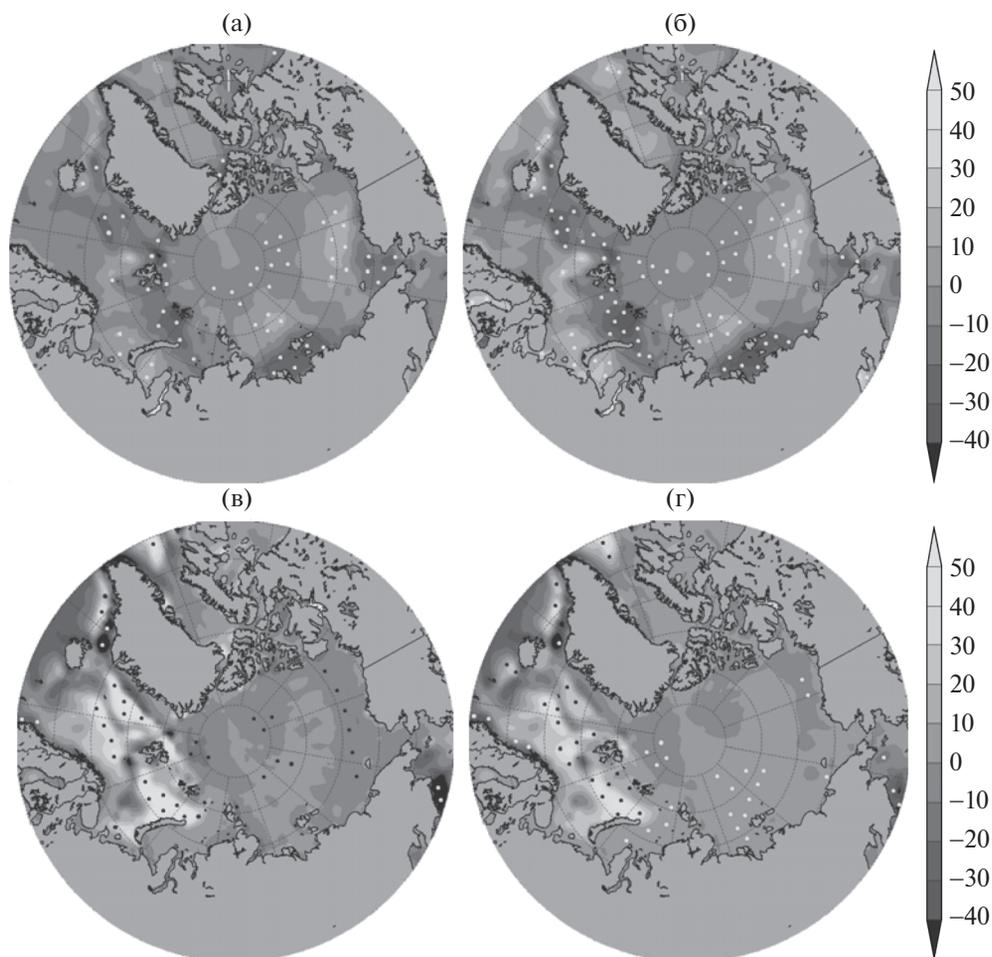


Рис. 3. Линейный тренд потоков явного (Qh) и скрытого (Qe) тепла, $Вт/м^2/10$ лет: (а) — Qh , сентябрь; (б) — Qe , сентябрь; (в) — Qh , март; (г) — Qe , март. Точками показаны значимые на 95% уровне тренды (критерий Стьюдента).

отрицательные тренды в потоке тепла (до $40 \text{ Вт/м}^2/10$ лет), а при освобождении части водной поверхности ото льда (северная часть моря Лаптевых в сентябре) над этой областью возникают положительные тренды (до $20 \text{ Вт/м}^2/10$ лет). На значительной части акватории изменения потоков тепла составляют менее $\pm 10 \text{ Вт/м}^2/10$ лет, не обнаруживая сколько-нибудь значимых трендов. Наиболее сильные отрицательные тренды в потоках явного и скрытого тепла в сентябре отмечаются в Западно-Шпицбергенском течении (от -20 до и -40 и ниже $\text{Вт/м}^2/10$ лет). Умеренно отрицательные тренды наблюдаются в Гренландском море (до $-30 \text{ Вт/м}^2/10$ лет), в Баренцевом море к северу от Новой Земли (от -20 до $-40 \text{ Вт/м}^2/10$ лет), в море Лаптевых в приустьевой зоне р. Лены (от -20 до $-40 \text{ Вт/м}^2/10$ лет), в Чукотском море (до $-30 \text{ Вт/м}^2/10$ лет) — то есть в прикромочных областях в годы наибольшей ледовитости. В марте значительные положительные изменения наблюдаются в Баренцевом, Грен-

ландском морях (более $50 \text{ Вт/м}^2/10$ лет), Норвежском море ($20\text{--}50 \text{ Вт/м}^2/10$ лет). Наибольшие отрицательные потоки наблюдаются в области Исландии и в Беринговом море (более $40 \text{ Вт/м}^2/10$ лет). Все это позволяет заключить, что изменения интегральных потоков происходят преимущественно за счет сильно локализованных региональных вариаций, что нарушает ожидаемую связь между площадью льдов и теплоотдачей в Арктике. Следует также отметить, что адвекция тепла из Атлантического океана в Северный Ледовитый океан и интенсивность меридиональной циркуляции на повторяемых меридианах не показывает значимых положительных трендов за последние десятилетия [2, 3], а значит, для увеличения отдачи тепла от Северного Ледовитого океана в атмосферу нет дополнительных адвективных источников.

Итак, мы показали, что однозначной зависимости между средними потоками тепла из океана в атмосферу в Арктике (к северу от 70° с.ш. в сентябре и к северу от 60° с.ш. в марте) и площадью

льда нет, как в сентябре (лето), так и в марте (зима), поскольку тренды потоков регионально сильно неоднородны и области с положительными трендами компенсируются областями с отрицательными трендами. Кроме того, наиболее сильные изменения потоков скрытого и явного приурочены к изменяющемуся положению кромки льда, что также влияет на величины интегральных оценок. В будущем необходимо описать влияние межгодовой изменчивости площади льда на потоки тепла океан—атмосфера в течение всего сезонного цикла, а также выполнить исследование для реанализов высокого разрешения, поскольку для описания локальных эффектов требуется анализировать минимально возможные размеры ячеек. В этом смысле Арктический реанализ [13] предоставляет хорошую возможность, поскольку имеет разрешение 12 км. Отметим, что, например, характеристики циклонической активности в этом реанализе [11] существенно отличаются от глобальных реанализов. Чтобы обнаружить и описать механизм формирования межгодовой изменчивости среднего потока тепла в Арктике и его связи с динамикой ледового покрова, мы планируем выполнить анализ атмосферной циркуляции, преобладающих направлений ветра, температурных и влажностных градиентов над меняющейся кромкой льда и связать эти характеристики с локальной динамикой потоков тепла.

Исследование выполнено за счет РНФ (проект № 14-37-00038).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.В., Макитас А.П.* Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 1999. Вып. 71. С. 48–60.
2. *Добролюбов С.А., Соков А.В.* Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы // Вестн. МГУ. 2002. Сер. географическая. № 6. С. 42–48.
3. *Сарафанов А.А., Фалина А.С., Соков А.В.* Многолетние изменения характеристик и циркуляции глубинных вод на севере Атлантического океана: роль региональных и внешних факторов // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 470–473.
4. *Шалина Е.В.* Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Современные проблемы изучения Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.
5. *Bentamy Abderrahim, Katsaros Kb, Mestas-Nunez Am et al.* Satellite Estimates of Wind Speed and Latent Heat Flux over the Global Oceans // J. Climate. 2003. V. 16. № 4. P. 637–656.
6. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2011. № 137. P. 553–597.
7. *Gulev S.K., Belyaev K.P.* Probability distribution characteristics for surface air-sea turbulent heat fluxes over the global ocean // J. Climate. 2012. № 25. P. 184–206, doi: 10.1175/2011JCLI4211.1
8. *Gulev S.K., Jung T., Ruprecht E.* Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part I. Uncertainties in climate means // J. Climate. 2007. № 20. P. 279–301.
9. *Overland James E., Wood Kevin R., Wang Muyin.* Warm Arctic—cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea // Polar Research. 2011. V. 30. P. 1–14, doi: 10.3402/polar.v30i0.15787
10. *Schweitzer P.N.* Monthly averaged polar sea-ice concentration // Geological Survey Digital Data Series. 1995. Ed. 1. № 27.
11. *Tilinina N., Gulev S.K., Bromwich D.* New view of Arctic cyclone activity from the Arctic System reanalysis // Geophys. Res. Lett. 2014. № 43. P. 1766–1772, doi: doi 10.1002/2013GL058924
12. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // Surv Geophys. 2014. V. 35. P. 1175–1214, doi: 10.1007/s10712-014-9284-0
13. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/arctic-system-reanalysis-asr>
14. <https://nsidc.org>

An Impact of Sea-Ice Cover on the Ocean—Atmosphere Turbulent Heat Fluxes in the Arctic

Yu. V. Selivanova, N. D. Tilinina, S. K. Gulev, S. A. Dobrolubov

The paper focuses on an impact of spatiotemporal variations of sea-ice cover on the ocean turbulent heat fluxes in the Arctic. We show that interannual variability of the surface turbulent fluxes is rather depends on the position of the ice edge than on the total area covered by ice. We also demonstrate that turbulent fluxes over the marginal ice zone are important for the total heat budget and they reduce by factor of 2.5–3 when moving from 0 to 0.8 of ice concentration.