

ЭНЕРГОМАССООБМЕН МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ В РАЙОНЕ ЗИМНЕЙ ПОЛЫНИИ К СЕВЕРУ ОТ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ^{1,2}, ст. науч. сотр. В.Ф.ТИМАЧЕВ¹,
канд. геогр. наук П.Н.СВЯЩЕННИКОВ^{2,1}, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС¹,
мл. науч. сотр. В.М.БЕДНЕНКО^{2,1}, канд. геогр. наук А.К.ПАВЛОВ^{1,3}

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: boris.ivanov@aari.ru

² – Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ – Association early carrier scientists, Norway, Tromsø, e-mail: alexey.pavlov@apecs.is

Анализируются результаты морской зимней экспедиции в незамерзающий район Арктического бассейна к северу от архипелага Шпицберген (полынья «Китовая бухта») на норвежском научно-исследовательском судне «Helmer Hanssen» в январе 2012 г. Оцениваются характеристики турбулентного энергообмена, рассчитанные с помощью алгоритма, в основе которого лежит полуэмпирическая теория Монина–Обухова, адаптированного к условиям судовых метеорологических наблюдений. Результаты сравниваются с данными, полученными в этом районе в 1986 г. на российском научно-исследовательском ледоколе «Отто Шмидт». Особенности энергообмена объясняются конкретными синоптическими и ледовыми условиями в районе работ. Рассматриваются взаимосвязи с процессами конвективного перемешивания и биологической продуктивностью.

Ключевые слова: Шпицберген, полынья, турбулентный энергообмен, перемешивание, биопродуктивность.

Изменения арктического ледяного покрова находятся в тесной взаимосвязи с физическими процессами, происходящими в атмосфере и океане. В свою очередь, изменения видового состава и площади распространения дрейфующих льдов приводят к серьезным изменениям в полярных морских экосистемах на всех трофических уровнях. Синхронизация процессов передачи энергии по трофической цепи полярных морских экосистем сформировалась в Арктике на протяжении длительного промежутка времени. Поэтому так называемые «быстрые» климатические изменения в Арктике могут приводить к нарушению сформировавшегося устойчивого функционирования полярных экосистем. Например, из-за более раннего начала сезонного таяния снега и льда увеличивается поступление солнечной радиации в поверхностные слои океана. Движение по трофической цепи питательных веществ, необходимых для развития первичной продукции в весенний период, во многом определяется интенсивностью процессов осенне-зимней конвекции и энергообменом на границе океан–атмосфера. Таким образом, адекватное описание и количественная оценка этих процессов в зимний период являются основой для понимания и предсказания биологических процессов в последующий весенне-летний сезон года. Недостаточное развитие параметризаций турбулентного энергообмена между океаном, покрытым льдом,

и прилегающими слоями атмосферы, по-видимому, является одной из причин и значительных межмодельных различий в расчетах современного и будущего климата Арктики с помощью глобальных климатических моделей.

Механизмы образования стационарных полыней связаны либо с устойчивыми береговыми ветрами (так называемые «динамические» полыни), либо с внутренними океаническими процессами («термодинамические» полыни). Существование полыни «Китовая бухта» к северу от архипелага Шпицберген, по-видимому, обусловлено совокупным влиянием обоих вышеуказанных факторов. Как правило, потоки тепла или теплоотдача с поверхности полыней определяются с помощью спутниковых данных, информации с ближайших прибрежных метеостанций или реанализа. Прямых измерений, под которыми мы понимаем проведение специальных метеорологических измерений с борта судна, находящегося в акватории полыни, единицы. Подобные измерения являются чрезвычайно ценными как с точки зрения верификации данных спутниковых наблюдений, так и модельных расчетов [Репина, Чечин, 2012]. К одному из таких экспериментов можно отнести измерения, выполненные с борта норвежского научно-исследовательского судна «Helmer Hanssen» в рамках экспедиции по изучению зимних морских экосистем в районе полыни, организованной Норвежским Полярным институтом в январе 2012 г.

Для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла с акватории полыни мы использовали алгоритм, разработанный в отделе взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ [Макштас, Иванов, 1991]. В его основе лежит полуэмпирическая теория Мониной–Обухова [Монин, Обухов, 1954], обеспечивающая достаточно корректное описание процессов турбулентного обмена в условиях неустойчивого приземного слоя атмосферы. Алгоритм был усовершенствован на основании результатов специальных натуральных экспериментов, выполненных на дрейфующей станции SHEVA [Макштас и др., 2012; Grachev et al., 2007]. Для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла используются так называемые интегральные (балковые) формулы, связывающие указанные потоки с наиболее легко измеряемыми метеорологическими параметрами приводного слоя воздуха. Коэффициенты обмена в таких формулах часто задаются как фиксированные величины. В этом случае, как показало сравнение проведенных по ним расчетов с данными прямых (пульсационных) измерений [Persson et al., 2002], можно получить существенное завышение или занижение величин турбулентных потоков при устойчивой и неустойчивой стратификации в приземном слое атмосферы. В используемом нами алгоритме коэффициенты обмена выражаются через так называемые универсальные функции устойчивости [Макштас и др., 2012], при этом коэффициенты обмена являются, строго говоря, величинами переменными. Как правило, в районе арктических полыней преобладают условия сильной неустойчивой стратификации в приводном слое воздуха, обусловленные взаимодействием относительно теплой поверхности (открытая вода, начальные или молодые виды льдов) с холодными воздушными массами, приносимыми из районов, покрытых многолетними льдами. Для такой ситуации мы использовали функции устойчивости, предложенные в работах [Businger et al., 1971; Dyer, Hicks, 1970].

Определенная проблема возникает с выбором величины параметра шероховатости поверхности для условий полыни. Как известно [Зилитинкевич, 1970] точность измерения разностей температуры и влажности над морем невелика. Это обстоятельство позволяет принять равенство коэффициентов переноса для скорости,

температуры и влажности. Таким образом, параметр шероховатости для скорости ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха может иметь одну и ту же величину для условий чистой воды. Он определялся в соответствии с рекомендациями, предложенными в работах [Зилитинкевич, 1970; Китайгородский, Волков, 1965; Smith, 1988]. При наличии дрейфующего ледяного покрова различной сплоченности использовалась экспериментальная зависимость, полученная по натурным данным для условий прикромочной зоны моря Уэдделла [Andreas et al., 1984; Andreas et al., 2005].

Данные о температуре, относительной влажности воздуха, скорости ветра и атмосферном давлении, необходимые для расчетов, были получены с помощью судовой автоматической метеорологической станции (Vaisala MAWS410, Финляндия). Датчики, регистрирующие температуру и относительную влажность воздуха в составе этой станции, располагались на высоте 14 м, а датчик скорости ветра на высоте 21 м над уровнем моря. Информация о температуре подстилающей поверхности (чистая вода, дрейфующий лед) была получена с помощью инфракрасного термометра (Raytek MX4, Германия), установленного на борту судна на высоте 4 м. Сплоченность и видовой состав льда определялись визуально. Все вышеперечисленные данные осреднялись за часовой интервал и служили входными параметрами для оценки турбулентных потоков явного и скрытого тепла.

Суммарная теплоотдача с поверхности полярной льда в атмосферу обусловлена не только турбулентным обменом, но и длинноволновым радиационным балансом поверхности.

Длинноволновый радиационный баланс, или эффективное излучение земной поверхности, есть разность между собственным излучением земной поверхности и поглощенной ею частью встречного излучения атмосферы. Важно отметить, что в уравнении теплового баланса эффективное излучение представляет собой, как правило, постоянный источник потери тепла подстилающей поверхности. Если летом влияние эффективного излучения маскируется за счет мощного притока тепла от коротковолновой радиации, то зимой (при отсутствии солнечной радиации) его влияние становится основным. Именно такие условия и наблюдались в период наших исследований в полярной бухте «Китовая бухта» в январе 2012 г.

Излучательная способность чистой воды принималась равной 0,90. При наличии морского льда излучательная способность подстилающей поверхности варьировалась в пределах 0,96–0,98 в зависимости от возраста льда [Богородский, Гаврило, 1980]. Для определения излучательной способности атмосферы существуют несколько подходов, основанных на различных исходных данных. Например, в работе [Makshtas et al., 1999] выполнено сравнение ряда методов, наиболее обеспеченных натурными данными, применительно к полярным районам. Исследования показали, что наилучшим является метод, предложенный в работе [Konig-Langlo, Augstein, 1994] и верифицированный по данным, полученным как раз для условий архипелага Шпицберген.

Направления воздушных переносов в приледном слое воздуха определяют две основные ситуации, которые могут возникать в прикромочной зоне [Макштас, Иванов, 1991]: натекание холодного воздуха, сформировавшегося над поверхностью льда, на акваторию полярной льда и перенос в противоположном направлении с воды на лед. Для описания и оценки возможных ситуаций мы проанализировали синоптические условия в интересующем нас районе, воспользовавшись информацией, имеющейся на сайте www.aari.ru.

Как уже указывалось выше, анализ синоптической ситуации в районе исследований производился с помощью информации, содержащейся на сайте ГНЦ РФ ААНИИ для соответствующего интервала времени. В период наблюдений на акватории полыньи погода определялась воздействием двух мощных циклонов, образовавшихся в Северной Атлантике. В первой декаде января погодные условия определялись северной периферией циклона с давлением в центре 963 гПа. Это обусловило поступление в район работ воздушных масс из северной части Баренцева моря и с ледникового купола острова Северо-Восточная Земля. 12–13 января этот циклон, постепенно заполняясь (давление в центре повысилось до 1000 гПа), сместился в сторону Скандинавии. В этот период преобладали ветра восточного направления. 14 января в район к северу от архипелага Шпицберген сместился новый циклон (давление в центре 973–983 гПа). Это привело к смене направления ветра на южное. Центр этого циклона 15 января располагался между Гренландией и Шпицбергенем, а 16 января циклон сместился в приполюсный район. Погодные условия в этот период определялись его тыловой частью. Направление ветра сменилось на западное. В конце срока произошло заполнение циклона, ветер сохранил юго-западное направление. Таким образом, в период с 12 по 16 января наблюдались приземные ветра как с ледовых массивов (с Баренцева моря, с архипелага Шпицберген и центральной части Арктического бассейна), так и из районов открытой воды (северной части Норвежского моря, открытых участков полыньи). В совокупности это и обусловило характерные условия теплоотдачи в атмосферу, к описанию которых мы переходим в этой части статьи.

Все расчеты осуществлялись с помощью специальных программ, разработанных в отделе взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ [Макштас и др., 2011, 2013].

Маршрут движения судна, положение кромки льда и его характеристики (сплощность, возраст) представлены на рис. 1.

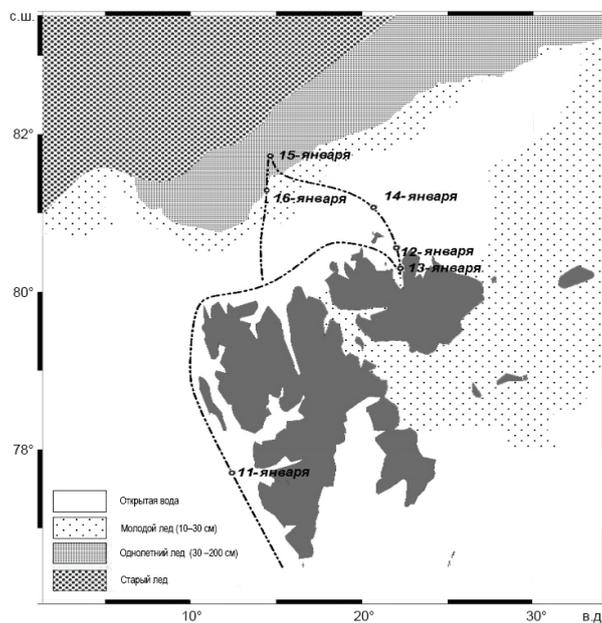


Рис. 1. Маршрут движения судна и ледовые условия в районе полыньи «Китовая бухта».

Следует сразу оговориться, что основные приоритеты экспедиции были связаны с гидробиологическими и криобиологическими исследованиями, поэтому значительную часть времени судно находилось во фьордах у северного побережья Шпицбергена (11–13 января 2012 г.) или в центральной части полярной льды и в районе кромки льда на ее северо-западной периферии (14–16 января 2012 г.). С учетом представленной выше синоптической ситуации в указанные интервалы времени в приземном слое воздуха над полярной льдой наблюдались различные по интенсивности потоки тепла от океана в атмосферу. Осредненные за указанные интервалы, они представлены в табл. 1, где H – вертикальный турбулентный поток явного тепла, LE – вертикальный турбулентный поток скрытого тепла, B_g – эффективное излучение подстилающей поверхности, $Q\uparrow$ – суммарный поток тепла с поверхности полярной льды в атмосферу.

Таблица 1

**Оценки потоков тепла из океана в атмосферу (Вт/м²)
в районе полярной льды «Китовая бухта» в январе 2012 г.**

Характеристики	Составляющие							
	H		LE		B_g		$Q\uparrow$	
	Γ^*	Π^*	I	II	I	II	I	II
Среднее	145	71	126	84	67	16	338	171
Максимум	274	104	261	118	90	19	625	241
Минимум	0	4	13	59	26	11	84	135

Примечание: * – I этап – 11–13 января 2012 г., II этап – 14–16 января 2012 г.

Как следует из оценок, приведенных в таблице, турбулентные потоки тепла, наблюдавшиеся на первом этапе работ, практически вдвое превосходили аналогичные величины, зафиксированные на втором этапе. Главная причина, как уже указывалось выше, это направление переноса в приземном слое воздуха, а именно ситуация, формирующаяся при натекании холодного и сухого воздуха на открытую поверхность полярной льды. Эффективное излучение поверхности, как правило, направлено в атмосферу, однако на первом этапе работ отсутствие облачности способствовало увеличению вклада этой составляющей теплового баланса в суммарные теплопотери с поверхности полярной льды. Максимальные значения достигали 383 Вт/м².

Оценки теплопотерь с поверхности арктических полярной льды делались и ранее, например, в работе [Попов и др., 2007]. Однако эти и подобные расчеты проводились либо по данным ближайших к полярной льде прибрежных метеорологических станций, либо с использованием данных реанализа. И в том, и в другом случае подобные расчеты не отличаются высокой точностью и репрезентативностью по ряду объективных причин. Преимущество нашего подхода заключается в использовании данных стандартных и специальных метеорологических наблюдений, выполненных непосредственно на акватории полярной льды.

Результаты, полученные в январе 2012 г., не являются пионерскими. Впервые специальные измерения условий энергообмена в приземном слое воздуха на акватории полярной льды «Китовая бухта» были выполнены с борта отечественного научно-исследовательского ледокола «Отто Шмидт» 3–6 февраля 1986 г. Представляется интересным сравнить не только собственно метеорологические условия, наблюдавшиеся в разные годы, но и величины теплопотерь с поверхности полярной льды, рассчитанные по одной и той же методике.

В табл. 2 представлены некоторые статистические оценки метеорологических условий для указанных периодов времени.

Таблица 2

Метеорологические условия на акватории полыньи в 1986 и 2012 гг.
(T – температура воздуха, °С; ΔT – разность температур воздух/вода, °С;
 W – скорость ветра, м/с)

Характеристики	T_{1986}	ΔT_{1986}	W_{1986}	T_{2012}	ΔT_{2012}	W_{2012}
Среднее	-11,4	-6,5	12,5	-4,7	-4,1	9,2
СКО	±5,2	±5,4	±5,0	±3,8	±3,2	±4,1
Максимум	0,1	2,0	22,0	2,5	1,8	20,0
Минимум	-18,5	-17,3	1,0	-14,6	-11,7	1,9

Как видно из этой таблицы, условия 1986 г. в значительной степени отличались от наблюдавшихся в 2012 г. В первую очередь это касается температуры приземного слоя воздуха, которая в 1986 г. в среднем была на 7 градусов ниже, и перепада температур воздух/подстилающая поверхность. Также наблюдались и более интенсивные ветра, в среднем на 3 м/с выше. Ледовый класс ледокола «Отто Шмидт» позволил проникнуть во внутренние прикромочные районы полыньи. Как показали данные визуальных наблюдений, в 1986 г. акватория полыньи в большей степени, по сравнению с 2012 г., была занята дрейфующими льдами, включая многолетние, однолетние и молодые льды, сплоченностью до 10 баллов. В совокупности это привело к более сложной картине теплоотдачи с поверхности полыньи. В табл. 3 сравниваются осредненные оценки теплопотерь с поверхности полыньи в 1986 и 2012 гг.

Таблица 3

Осредненные оценки потоков тепла из океана в атмосферу (Вт/м²) в районе полыньи «Китовая бухта» в феврале 1986 и 2012 гг.

Характеристика	H	LE	B_g	$Q\uparrow$	
Среднее	1986 г.	191	96	43	328
	2012 г.	111	106	45	263
СКО	1986 г.	±184	±75	±23	±269
	2012 г.	±86	±63	±31	±163
Максимум	1986 г.	563	241	94	869
	2012 г.	274	261	90	625
Минимум	1986 г.	0	1	18	21
	2012 г.	-30		0	-4

Примечание: обозначения те же, что и в табл. 1.

Видно, что максимальные величины турбулентных потоков явного тепла, а также суммарной теплоотдачи в 1986 г. были значительно выше по сравнению с условиями, наблюдаемыми в 2012 г. В то время как потоки скрытого тепла и эффективное излучение поверхности оказались очень близки (как средние, так и максимальные оценки). Термическая и динамическая неоднородности подстилающей поверхности (открытая вода, льды различной сплоченности, толщины и заснеженности) привели к заметному разбросу расчетных величин (оценки СКО) в 1986 г. относительно средних значений. При этом сами средние оценки для обоих периодов оказались в значительной степени близки между собой.

Таким образом, можно сделать заключение, что экстремальные величины теплоотдачи с поверхности полярной льдины определяются температурными контрастами на границе раздела «воздух–подстилающая поверхность» и скоростью ветра, а наличие дрейфующих льдов, включая льды местного происхождения (молодой лед), уменьшает суммарные тепловые потери и приводит к значительной пространственной неоднородности потоков тепла.

Работа выполнена при поддержке государственного контракта № 16.420.12.0002, ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.4.3) и гранта РФФИ № 05-12-00780а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богородский В.В., Гаврило В.П.* Лед: Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 383 с.
- Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. Л.: Гидрометеиздат. 1991. 176 с.
- Зилитинкевич С.С.* Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 287 с.
- Китайгородский С.А., Волков Ю.А.* О параметре шероховатости морской поверхности и расчете турбулентных потоков количества движения в приводном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1. № 9. С. 973–988.
- Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф.* Сравнение параметризаций турбулентного энергообмена в устойчиво-стратифицированном приземном слое атмосферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 5–16.
- Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф.* Расчет турбулентных потоков тепла в полярных районах (FLUX). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ, № 2011619504. 16.12.2011.
- Макитас А.П., Иванов Б.В., Тимачев В.Ф.* Расчет составляющих длинноволнового радиационного баланса (BEFF). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ, № 203612822. 13.03.2013
- Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163–187.
- Попов А.В., Карелин И.Д., Рубчя А.В.* Роль зимних заприпайных полярных льдин в формировании ледовых условий в морях Сибирского шельфа в летний период // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 65–73.
- Репина И.А., Чечин Д.Г.* Влияние полярных льдин и разводов в Арктике на структуру атмосферного пограничного слоя и региональный климат // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 4. С. 162–170.
- Andreas E.L., Tucker W.B., Ackley S.F.* Variation of the drag coefficient across the Antarctic marginal ice zone // MIZEX Bulletin. 1984. Vol. III. P. 63–71.
- Andreas E.L., Jordan R.E., Makhtas A.P.* Parameterizing turbulent exchange over sea ice: The Ice Station Weddell results // Boundary-Layer Meteorology. 2005. Vol. 114. P. 439–460.
- Businger J.A., Wyngaard J.C., Izama I., Bradley E.F.* Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // J. Atmospheric Sci. 1971. Vol. 28. P. 181–189.
- Dyer A.J., Hicks B.B.* Flux-gradient relationships in the constant flux layer // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1970. Vol. 96. P. 715–721.
- Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.* SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. 2007. Vol. 124. P. 315–333.

Koning-Langlo G., Augstein E. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in Polar Regions // *Meteorol. Z.* 1994. Vol. 3. P. 343–347.

Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for clouds in sea ice models // *Atmospheric research.* 1999. Vol. 52. P. 77–113.

Persson P.O.G., Fairall C.W., Andreas E.L., Guest P.S., Perovich D.K. Measurements near the atmospheric surface flux group tower at SHEBA: near-surface conditions and surface energy budget // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107(C10):8045, doi: 10.1029/2000JC000705.

Smith S.D. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 467–472.

ENERGY MASS EXCHANGE BETWEEN OCEAN AND ATMOSPHERE IN THE AREA OF WINTER POLYNIA TO THE NORTH OF SVALBARD

*B.V.IVANOV, V.F.TIMACHEV, P.N.SVIASHCHENNIKOV, A.P.MAKSHTAS,
V.M.BEDNENKO, A.K.PAVLOV*

The results of the winter sea ice-free area of the expedition in the Arctic Basin to the north of Svalbard (polynya «Whale Bay») on the Norwegian research vessel «Helmer Hanssen» in January 2012 are analysis. The characteristics of the turbulent energy-mass calculated using an algorithm, which is based on semi-empirical theory of «Monin–Obukhov», adapted to the conditions of marine meteorological observations are estimates. The results are compared with the data obtained in this area in 1986 by the Russian research icebreaker «Otto Schmidt». The features of energy-mass exchange explain by synoptic and ice conditions in the study area. We consider the relationship with the processes of convective mixing and biological productivity.

Keywords: Svalbard, polynya, turbulent energy-mass, mixing, biological productivity.