

Роль угольного загрязнения в интенсификации таяния припайного льда в бухте Свеабукта (залив Ван-Майен-фьорд, о. Западный Шпицберген)

© 2014 г. П.В. Богородский¹, А.П. Макштас¹, А.В. Марченко^{2,3}, В.Ю. Кустов¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;

²Университетский центр на Свальбарде, Лонгйербюен, Норвегия;

³Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва

bogorodski@aari.ru

Статья принята к печати 2 декабря 2013 г.

Загрязнение, припайный лёд, таяние, частицы угля, энерго- и массоперенос.

Coal particles, contamination, heat- and mass transfer, land fast-ice, melting.

Анализируются результаты исследований таяния загрязнённого углём припая бухты Свеабукта залива Ван-Майен-фьорд (о. Западный Шпицберген), выполненных весной 2010 г. Приведены радиационные и термодинамические характеристики припайного льда, обусловленные осаждением частиц угля на его поверхность. Установлено, что интегральная величина поглощённой солнечной радиации (коротковолновый радиационный баланс) практически не зависит от особенностей спектра приходящей солнечной радиации. С помощью концептуальной термодинамической модели рассчитаны характеристики эволюции чистого и загрязнённого ледяного покрова. Показано, что при наблюдавшихся атмосферных условиях в зависимости от степени загрязнения льда сроки начала таяния верхних слоёв ледяного покрова могут отличаться между собой почти на три недели.

Введение

Площадь развития, толщина и время существования морского ледяного покрова в значительной степени зависят от состояния его снежного покрова, который имеет существенно более значительные, чем у бесснежного льда, теплоизолирующие и отражательные характеристики [11, 18]. Как показали численные эксперименты с термодинамической моделью морского ледяного покрова [3], время начала таяния модельного льда в летний период при стандартных для Центральной Арктики метеорологических условиях весьма чувствительно даже к небольшим (0,03–0,04) вариациям интегрального альбеда снежного покрова. Неоднородности снежного покрова и обусловленная ими изменчивость альбеда во многом определяют развитие снежниц, существенно влияющих на баланс массы морских и особенно припайных льдов [6, 8]. Поглощая основную долю приходящей солнечной радиации, эти небольшие водоёмы быстро углубляются и даже превращаются в сквозные проталины, способствуя ускоренному разрушению припая за счёт бокового таяния [8, 17, 18].

Своеобразие гидрологического режима вод Западного Шпицбергена, обусловленное взаимодействием ледникового стока с тёплыми атлантическими водами [8], делает его фьорды уникальными природными полигонами для изучения процессов эволюции припайных льдов. К одному из них, бесспорно,

относится зал. Ван-Майен-фьорд (рис. 1), ледовые условия которого, благодаря о. Акселея в устье фьорда, в отличие от других фьордов архипелага достаточно стабильны уже продолжительный период [9, 12, 18]. Остров не только закрывает вход во фьорд, чем защищает припай от волн зыби и препятствует его выносу при взломе, но и ограничивает адвекцию тёплых атлантических вод, в значительной степени определяющих толщину припайных льдов архипелага.

Гидрофизические исследования [3, 14, 15] позволили достаточно детально изучить гидрологический режим зал. Ван-Майен-фьорда, особенно его мелководную кутовую часть – бухту Свеабукта. Опубликован ряд работ [9, 12], посвящённых исследованию льдообразования и структуры морского льда этой бухты. Однако особенности его таяния изучены недостаточно, хотя это очень важно, так как на северном берегу бухты находится крупнейшая в Европе угольная шахта со среднегодовой добычей около 4 млн т. Уголь, круглогодично добываемый в этой шахте, перевозится по территории открытыми самосвалами и складировается в открытых хранилищах на мысе Капп Амстердам, вблизи причальной стенки, на расстоянии 9 км от места добычи. Вывозится уголь морем в летний период. Отметим, что значительная часть угольной пыли, образованной при погрузке, транспортировке и перевалке угля, а также её производной – сажи оседа-

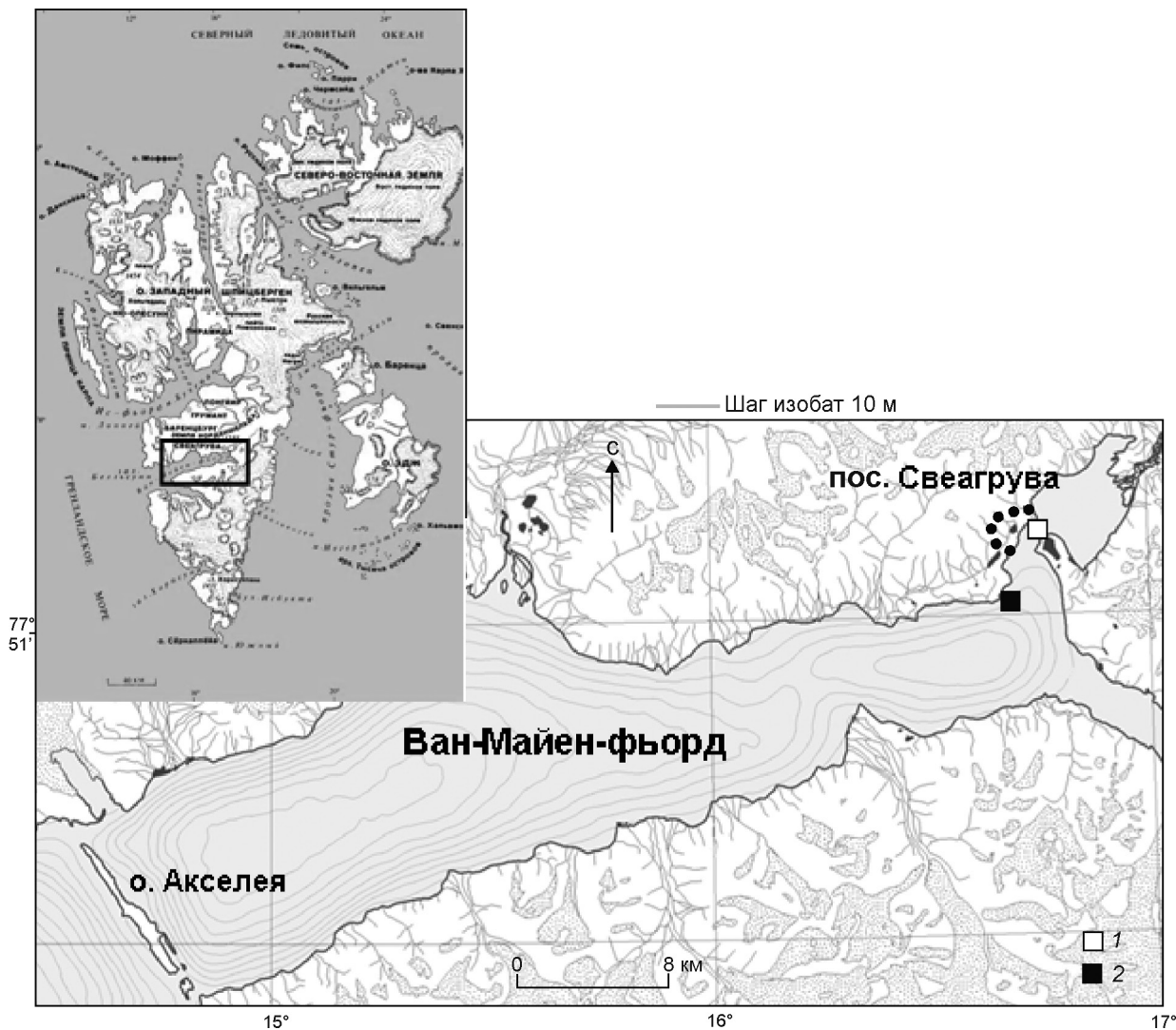


Рис. 1. Карта Ван-Майен-фьорда с районами исследований чистого (1) и загрязнённого льда (2)
 Fig. 1. Maps of Van Mijenfjorden with study areas of clean (1) and contaminated ice (2)

ет на поверхность снежно-ледяного покрова. Как ни странно, но их влияние на эволюцию ледяного покрова фьордов Западного Шпицбергена до сих пор не изучалось, хотя исследованию антропогенного загрязнения снежного покрова на островах, в том числе за счёт осадения сажевого аэрозоля, и его влиянию на альбедо подстилающей поверхности посвящён ряд работ [5, 7, 13, 16].

Для изучения особенностей теплопереноса через лёд с угольным загрязнением весной 2010 г. в рамках проектов по исследованию физико-механических свойств морского ледяного покрова сотрудники Арктического и Антарктического научно-исследовательского института и Университетского центра на Свальбарде (UNIS) провели измерения радиационных и термодинамических свойств

припая бухты Свеабукта. Эти результаты и представлены в настоящей статье.

Аппаратура и методы исследований

Полевые работы вели в два этапа: 10–11 марта и 13–17 мая. На первом этапе отбирался керн льда для измерения профилей температуры и солёности. На втором этапе аналогичные измерения были дополнены маршрутными съёмками интегрального и спектрального альбедо поверхности ледяного покрова, которые выполнялись с дискретностью 5 м на маршрутах, протяжённостью 100 м на чистом льду бухты Свеабукта (на удалении 1 км от угольного терминала) и протяжённостью 120 м на загрязнённом льду, перпендикулярно причалу угольного терминала на мысе

Капп Амстердам. Спектральная плотность потока приходящей и отражённой солнечной радиации измерялась мультиспектральным радиометром «RAMSES TriOS GMBH» (Германия), который обеспечивал измерения в спектральном диапазоне 319–951 нм с разрешением 4 нм. Суммарная солнечная радиация регистрировалась стандартным пиранометром M80 (Россия). Он позволяет измерить интегральный радиационный поток в спектральном диапазоне 350–4500 нм.

На втором этапе подо льдом измерялись пульсации скоростей течения и температуры, а также вертикальное распределение температуры и солёности воды. Для измерений использовались температурный зонд SBE-39 (США) и доплеровский измеритель течений SonTek ADV Ocean Probe (США), которые закреплялись на вертикальной штанге на глубине около 1 м от ледяной поверхности. С помощью зонда SBE-39 можно измерить температуру с разрешением 0,0001 °С и давление с разрешением 0,002% от шкалы давления 20 дбар, что соответствует разрешению по давлению 0,0004 дбар с частотой 1 Гц. Применение прибора ADV позволяет измерить три компоненты скорости течения с разрешением 0,01 см/с. Измерения скоростей течений, продолжительностью 2 мин, проводились с частотой 10 Гц каждые 20 мин. Турбулентные потоки тепла рассчитывали по пульсациям скорости и температуры с использованием стандартных формул.

Керн льда на обоих этапах отбирали буром фирмы Kovacs (США). Толщину льда h_i определяли путём измерения длины выбуренного керна металлической рулеткой. Погрешность определения толщины, с учётом неоднородности нижней поверхности льда, оценена в 3–5 мм. На первом этапе полевых работ сразу после извлечения керна контактным термометром Conrad Electronics (Германия) через каждые 10 см измеряли температуру льда, после чего керны делили на сегменты для последующего расплавления и анализа на солёность. На втором этапе исследований было отобрано три керна – на расстоянии 10 (кern № 1), 40 (кern № 2) и 70 м (кern № 3) от стенки причала. Эти керна также делили на сегменты по 15–20 см. Полученные образцы льда упаковывали в пластиковые контейнеры, а затем расплавляли при комнатной температуре для последующего анализа в химической лаборатории UNIS, проведённого в октябре 2011 г. Солёность определяли измерителем SevenMulti производства фирмы Mettler Toledo (Швейцария). Взвешенный на аналитических весах расплав фильтровали через поликарбонатные

фильтры Nuclepore, диаметром 47 мм, с диаметром пор 0,4 мкм. После прохождения расплава фильтры промывали дистиллированной водой для исключения кристаллизации солей, искажающих концентрацию примесей. Далее фильтры высушивали в течение часа при температуре 40 °С, после чего массу нерастворимых частиц определяли взвешиванием.

Для расчёта интенсивности таяния припайного льда использована модель, подробно описанная в работе [1]. Основу её составляют уравнения теплового баланса фазовых границ, движение которых определяется из условия Стефана. При этом поток тепла через снежно-ледяную толщу предполагается постоянным [2]. Методика решения задачи состоит в последовательном расчёте характеристик ледяного покрова на различных этапах его таяния (таяние без образования расплавленной зоны; сход снега; расплавление верхних слоёв льда). Общие для них – граничные условия на внешних границах:

верхней ($z = 0$) –

$$FDI = FSW + FLW + FSH + FLH \quad (1)$$

и нижней ($z = h_i(t)$) –

$$\rho_i L \frac{dh_i}{dt} = k_i \frac{\partial T}{\partial z} - FON, T = \Theta, \quad (2)$$

где FDI – диффузионный поток тепла через снежно-ледяной покров; FSW , FLW , FSH и FLH – соответственно турбулентные потоки явного и скрытого тепла, длинно- и коротковолновый баланс поверхности; FON – поток тепла к нижней поверхности льда; ρ – плотность; L – скрытая теплота фазового перехода; h – положение границы раздела; t – время; k – коэффициент теплопроводности, индексы i при параметрах обозначают лёд; T – температура; z – направленная вниз вертикальная координата; Θ – температура замерзания морской воды.

Таяние льда без образования расплавленной зоны происходит в течение времени $t_0 < t < t_1$ при $\Theta < T_b < 0$ °С, где T_b – температура верхней поверхности. В этом случае на поверхности «снег–лёд» величина $z = 0$ и выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^- = T^+ = T_0; k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} - k_s \frac{\partial T^-}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

где знаки «–» и «+» обозначают соответственно верхнюю и нижнюю стороны границы раздела; индекс s – снег.

Начальная толщина слоёв льда и снега считается заданной, т.е.

$$h_{s,0} = h_s(t_0), h_{i,0} = h_i(t_0). \quad (4)$$

Таяние снега начинается при выполнении условия $T_b = 0 \text{ }^\circ\text{C}$, занимает время $t_1 < t < t_2$ и определяется из следующего балансового соотношения:

$$\rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} + (FSH + FLH + FSW + FLW - FDI) = 0. \quad (5)$$

Расплавление верхних слоёв льда начинается сразу после схода снега и протекает при выполнении условия $T_b \geq \theta$, где θ – температура замерзания расплава. Считается, что весь поток коротковолновой радиации усваивается модельной поверхностью, граничащей с атмосферой, и полностью расходуется на расплавление верхних слоёв льда. Температура воды в снежнице и движение фронта плавления определяются из системы уравнений

$$\begin{cases} (\rho C)_w \left(h_w \frac{dT_w}{dt} + (T_w - \theta) \left(\frac{dh_w}{dt} + w \right) \right) = FDI - FCM, \\ \rho_i L \left(\frac{dh_w}{dt} + w \right) = k_i \frac{\partial T^+}{\partial z} + FCM, \end{cases} \quad (6)$$

где FCM – поток тепла ко дну снежницы в результате конвективного перемешивания; w – скорость фильтрации (дренажа) талой воды; $T_w \equiv T_b$.

Для параметризации компонент теплового баланса поверхности (1) используются зависимости, разработанные и валидированные по данным многочисленных измерений [2]. Поток тепла ко дну снежницы FCM описывается законом «четырёх третьих» для турбулентной конвекции [17]:

$$FCM = \text{sign}(T_w - \theta)(\rho C)_w J |T_w - \theta|^{4/3};$$

$$J = \gamma(g\beta\kappa_w^2/\nu_w)^{1/3},$$

где β , κ_w и ν_w – соответственно коэффициенты температуропроводности, теплового расширения и кинематической вязкости; γ – коэффициент.

Результаты измерений

Зимой 2009/10 гг. метеоусловия сильно изменились, что типично для Западного Шпицбергена. Так, среднесуточные температуры воздуха, измеренные в аэропорту Свальбарда (пос. Лонгийербюен), в 50 км от пос. Свеагрува [19], колебались от $+3$ до $-25 \text{ }^\circ\text{C}$, приземное давление – от 970 до 1035 гПа, скорость ветра – от 0 до 16 м/с, общая облачность – от 0 до 10 баллов и относительная влажность – от 47 до 100%. Воздействие атмосферных процессов на акваторию бухты привело к установлению в конце декабря снежно-ледяного покрова,

Таблица 1. Толщина снега и льда на акватории бухты Свеабукта по данным измерений

Дата	Толщина снега h_s , м	Толщина льда h_i , м
15 декабря	0	0,001
10–11 марта	0,03–0,09	0,78–0,80
12–13 мая	0,02–0,25	0,87–0,91

представление об эволюции которого в бухте Свеабукта и у мыса Капп Амстердам даёт табл. 1. Её данные достаточно хорошо совпадают с материалами работы [12], полученными на основании измерений 1999–2005 гг., что подтверждает стабильность ледовых условий исследуемой акватории.

Процессы начавшегося таяния льда и распреснения поверхностного слоя воды отчётливо проявляются в возмущениях потока тепла к нижней поверхности льда, рассчитанных по данным прямых измерений пульсаций температуры и скорости течения в подлёдном слое (рис. 2). При

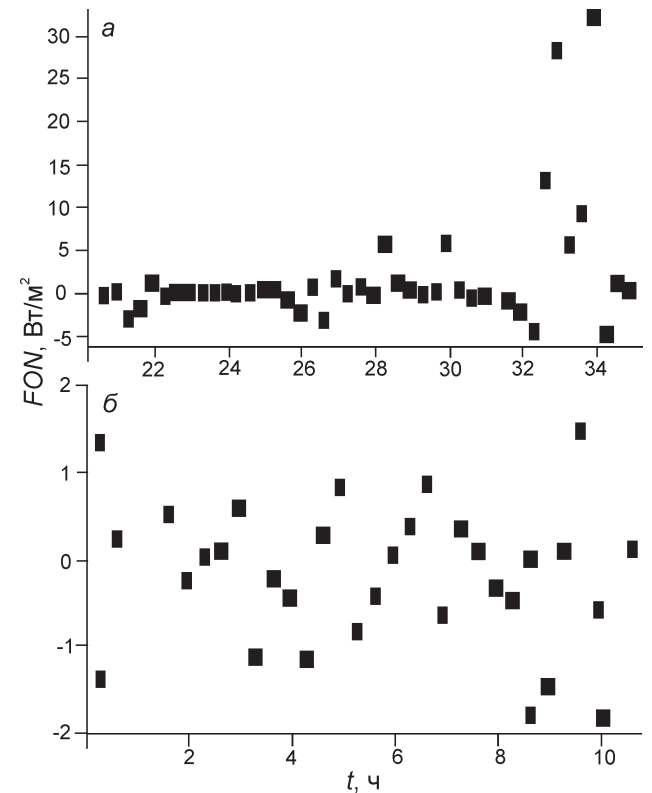


Рис. 2. Полуторасуточные вариации потоков тепла к нижней поверхности льда в бухте Свеабукта (а) и у причала мыса Капп Амстердам (б), рассчитанные по измерениям температуры воды и компонент скорости течения

Fig. 2. Variations of the heat flux calculated over water temperature and current velocity components in Sveabukta Bay (a) and Kapp Amsterbam Peninsula coal quay (b)

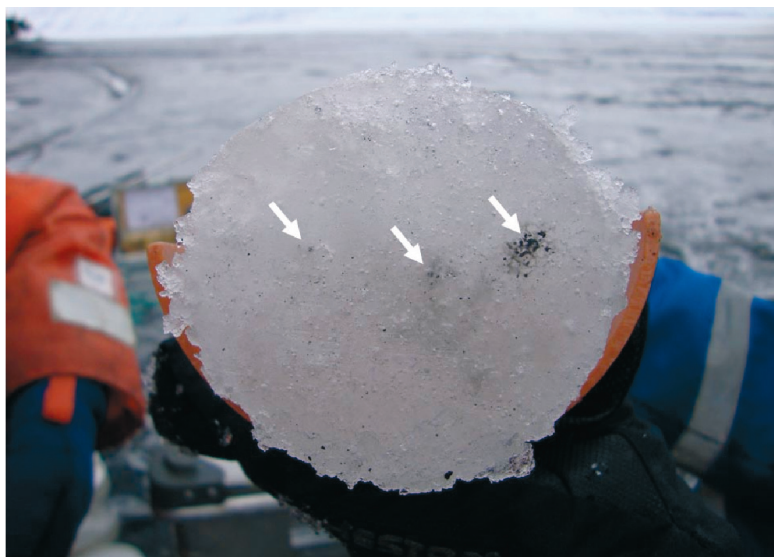


Рис. 3. Распределение частиц угля на срезе ледяного керна

Стрелки указывают на дренажные каналы с частицами угля

Fig. 3. The distribution of coal particles at the ice core cut thickness

Arrows indicate drainage channels with coal particles

средних значениях, близких к нулю в ледовый период [14], величина FON в бухте Свеабукта резко возрастает до 20–30 Вт/м² (см. рис. 2, а). Независимость изменений потока от фазы приливного колебания позволяет объяснить этот рост стеканием под лёд более тёплой талой воды, которое обусловлено пресноводным стоком в кутовой части фьорда и её перемешиванием с морской водой. Отметим, что у мыса Капп Амстердам, расположенного мористее, таких высоких значений не наблюдается (см. рис. 2, б).

В отличие от характеристик ледяного покрова, полученных на достаточно большом удалении от источника угольного загрязнения в марте, анализ поверхности припая вблизи терминала, как и общего вида керна, отобранного в мае, показывает наличие в верхних слоях льда значительной концентрации угля, сосредоточенного в его рассольных каналах. На срезах керна видно (рис. 3), что твёрдые частицы по системе этих дренажных каналов распространяются по всей толще льда, где становятся очагами внутреннего таяния за счёт увеличения рассеивания и поглощения радиации [4, 10].

Результаты лабораторного анализа показали, что для вертикального распределения концентрации угля C (рис. 4, а), в отличие от распределения солёности S (см. рис. 4, б), характерен максимум концентрации в верхних слоях льда и резкое её уменьшение в верхнем 20-сантиметровом слое по мере удаления от терминала — от 16 мг/г на расстоянии 10 м от причальной стенки терминала до 1,3 мг/г на расстоянии 70 м. Таким образом, участок припая, граничащий с терминалом, подвер-

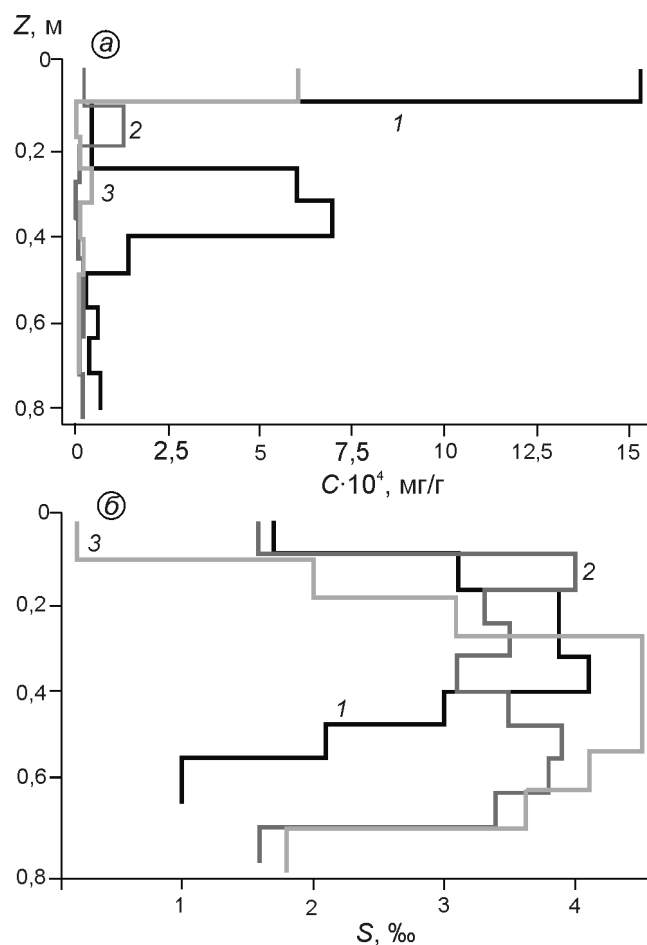


Рис. 4. Профили концентрации угля (а) и солёности льда (б) по данным лабораторного анализа кернов № 1 (1), № 2 (2) и № 3 (3), выбуренных 12–13 мая

Fig. 4. Profiles of coal (а) and salinity (б) concentration of the ice according to laboratory analysis of the ice cores samples № 1 (1), № 2 (2) and № 3 (3) drilled 12–13 May

жен значительно более интенсивному таянию по сравнению с удалённой частью ледяного покрова, что отражается и в наличии на участке припая большого числа снежниц, ориентированных преимущественно вдоль причальной стенки. Концентрация угля C в толще льда ниже 0,4 м во всех кернах примерно одинакова. Её промежуточный максимум на глубине 0,3 м, отмечающийся в керне № 1, может быть обусловлен более интенсивной миграцией жидкой фазы в толще льда за счёт большего загрязнения и, как следствие, усиленного таяния. Это косвенно подтверждают и несколько меньшая солёность керна № 1 и большая изрезанность её профиля, которую можно объяснить разной скоростью вертикальной миграции в различных слоях льда. Максимум солёности, наблюдающийся на глубинах 0,3–0,5 м, достигающий 4,5 ‰ и типичный для тающего ледяного покрова, по-видимому, обусловлен вымыванием рассола из поверхностных слоёв талой водой вследствие гидростатического напора [4, 10].

Наблюдения показали, что в наиболее загрязнённых снежницах основная масса угольной пыли концентрируется на поверхности, образуя плёнку густого чёрно-коричневого цвета, толщиной в несколько миллиметров, и на дне. В водоёмах с меньшим уровнем загрязнения частицы угля скапливаются во впадинах дна. По-видимому, со временем большая часть угля с поверхности снежниц опускается на их дно, где под влиянием ветрового перемешивания заполняет локальные углубления и поры льда. Этим можно объяснить наличие менее загрязнённых снежниц. Если учесть, что в период формирования снежниц частицы угля смыываются талой водой в низины ледяного покрова и оседают на их дне, а эоловый перенос и осаждение частиц на поверхности происходят непрерывно, то можно предположить, что для большинства снежниц характерны оба типа распределения загрязнения.

Результаты измерений толщины снега на припаяе, интегрального и спектрального альbedo показаны на рис. 5 (номера точек увеличиваются по мере приближения к причалу). Видно, что снежный покров припая бухты Свеабукта неоднороден. Это связано с особенностями снегопереноса на акватории, окружённой невысокими горами (300–400 м), и наличием искусственных препятствий (сооружения угольного терминала). Следует также иметь в виду, что измерения выполнялись при температурах воздуха $-2 \div +5$ °С, что обусловило развитие снежниц как на относительно чистом льду вдали от терминала (точки 10–16 на рис. 5 а, б),

так и непосредственно у причала (точки 19–26 на рис. 5 г, д). Тем не менее, сопоставление рисунков отчётливо показывает роль угольного загрязнения в интенсификации процессов таяния при уменьшении альbedo ледяного покрова до 0,2–0,3 непосредственно вблизи причала, что привело к полному исчезновению снежного покрова. В то же время, несмотря на наличие снежниц и изначально существенно меньшую толщину снежного покрова, вдали от терминала он сохранился на протяжении всего маршрута и альbedo было больше 0,4.

Сопоставление величин коротковолнового радиационного баланса, рассчитанных по спектральному и интегральному альbedo (см. рис. 5 в, е), показало, что на удалённом от терминала разрезе величина поглощённой коротковолновой радиации в спектральном интервале 450–600 нм, рассчитанная с использованием данных о спектральном альbedo, на 10% меньше, а в интервале 700–900 нм – на 10% больше, чем рассчитанная с использованием интегрального альbedo. Вместе с тем вблизи терминала такая зависимость отсутствует. Характер изменения отражающей способности подстилающей поверхности для длин волн 450, 600 и 750 нм на обоих маршрутах (см. рис. 5, б, д) подтверждает выявленную особенность и позволяет предположить, что данные дистанционных измерений спектрального альbedo можно использовать в качестве дополнительного параметра для идентификации загрязнения снежно-ледяного покрова с ИСЗ. Отметим, что интегральная величина поглощённой солнечной радиации (коротковолновый радиационный баланс) практически не зависит от особенностей спектра входящей солнечной радиации и спектральной зависимости отражательной способности снежно-ледяного покрова различной загрязнённости. Однако спектральная зависимость альbedo может иметь существенное значение для оценки величины коротковолновой радиации, проходящей через ледяной покров, и обусловленного ей радиационного прогрева верхнего слоя океана.

Модельные оценки

Численные расчёты по модели – формулы (1)–(6) – проводились при типичных значениях теплофизических параметров, констант всех сред [2, 4] и солёности морской воды, равной 34,2 ‰, для трёх типов поверхности льда – чистой, загрязнённой и сильно загрязнённой. Термодинамические параметры талой и морской воды принимались постоянными и одинаковыми. Альbedo подстилаю-

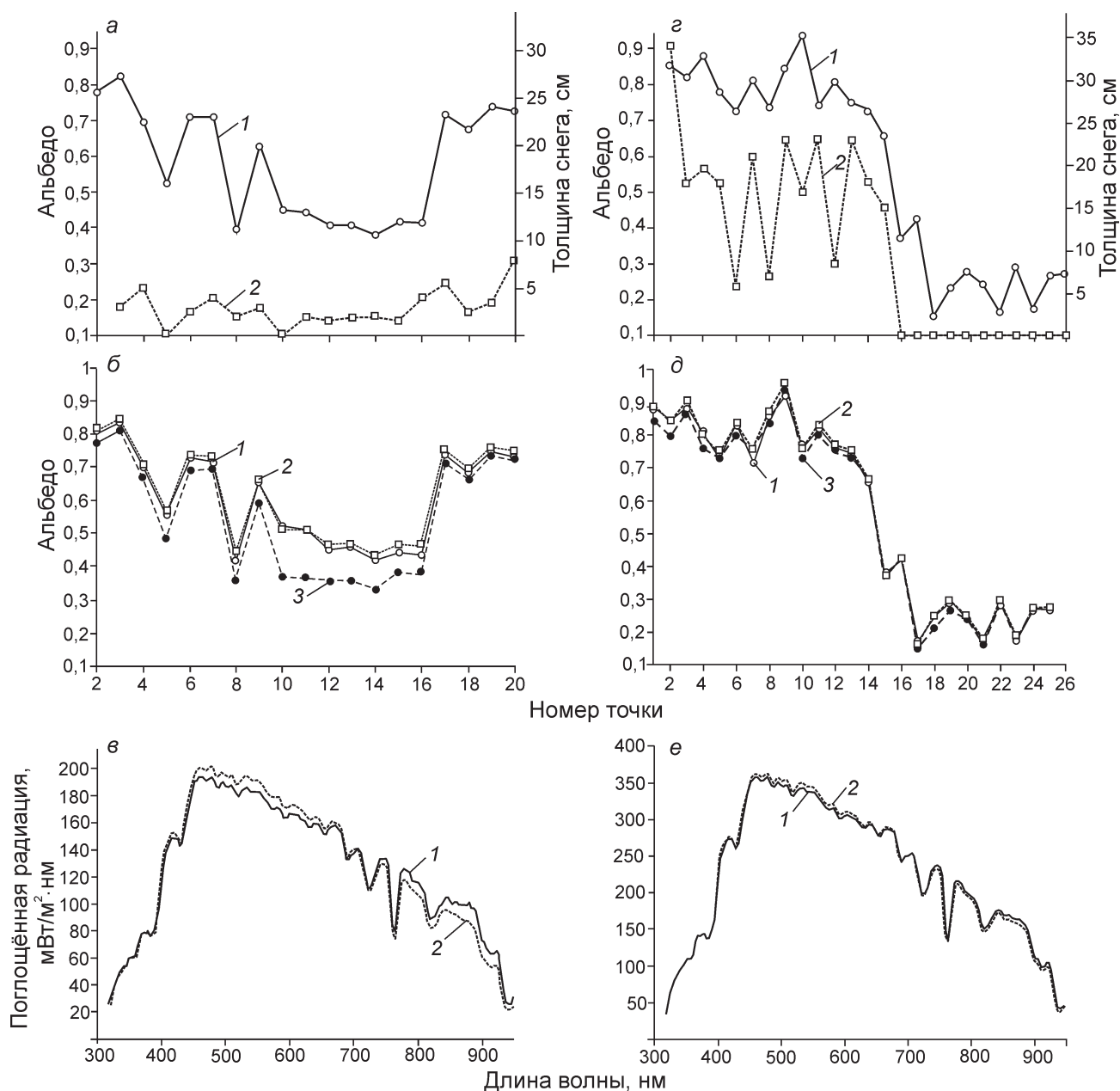


Рис. 5. Интегральное (а, г), спектральное (б, д) альbedo припайных льдов и рассчитанный по ним коротковолновый радиационный баланс (в, е) вдали (а, б, в) и вблизи от угольного терминала (г, д, е).

На рис. а, г: линии 1 – интегральное альbedo, линии 2 – толщина снега; на рис. б, д: линии 1 – альbedo на длине волны 450 нм, 2 – то же, на 600 нм, 3 – то же, на 750 нм; на рис. в, е: линии 1 – коротковолновый радиационный баланс, рассчитанный по спектральному альbedo, линии 2 – то же, по интегральному

Fig. 5. Integral (a, g) and spectral (б, d) fast ice albedo and derived shortwave radiation balance (в, e) at the distance (а, б, в) and in the vicinity of the coal quay (г, д, е).

Fig. a, g: line 1 – integral albedo, line 2 – snow thickness; Fig. б, d: line 1 – the albedo for the wavelength of 450 nm, 2 – 600 nm, 3 – 750 nm; Fig. в, e: line 1 – shortwave radiation balance, calculated by the spectral albedo, line 2 – by a combined

щей поверхности для первого типа поверхности льда задавалось равным 0,8, 0,6 и 0,4 соответственно для этапов роста льда, таяния снега и плавления льда. Для второго и третьего типов поверхности альbedo было постоянным для всех трёх этапов:

0,4 – для загрязнённой и 0,2 – для сильно загрязнённой. При этом предполагалось, что стадии внутреннего таяния льда, схода снега и образования снежицы следуют друг за другом и рекристаллизация талой воды отсутствует. Теплофизические

Таблица 2. Продолжительность стадий эволюции припая бухты Свеабукта для различных участков поверхности

Стадия эволюции	Тип поверхности		
	чистый	загрязнённый	сильно загрязнённый
Рост льда	15 декабря–11 мая	15 декабря–3 мая	15 декабря–29 апреля
Сход снега	11–22 мая	3–7 мая	29 апреля–1 мая
Таяние льда	22 мая–11 июня	7–25 мая	1–17 мая

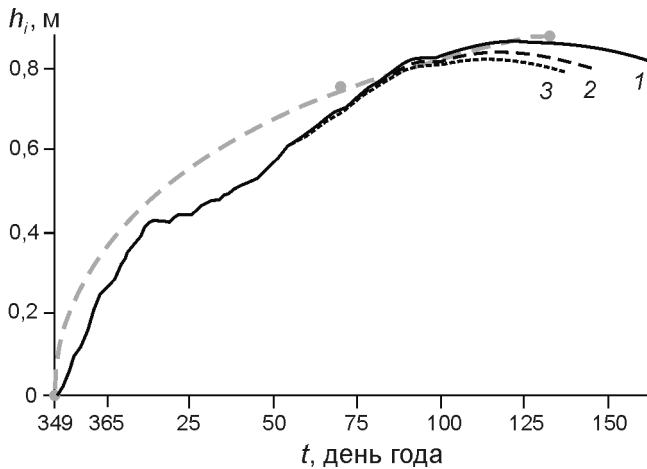


Рис. 6. Изменение осадки припая с 15 декабря 2009 г. по 11 июня 2010 г. для чистой (1), загрязнённой (2) и сильно загрязнённой поверхности (3), рассчитанное по модели. Серым пунктиром изображено изменение толщины льда по данным измерений (серые кружки), проинтерполированное корневой зависимостью

Fig. 6. Changing of fast ice draft from 15 December 2009 to 11 June 2010 for the clean (1), contaminated (2) and highly contaminated surfaces (3) calculated from the model.

The grey dotted line shows the change of the ice thickness measurement data (grey circles), interpolate the square root relation

характеристики расплава и морской воды принимались одинаковыми. Снегонакопление аппроксимировалось линейной зависимостью, обеспечивающей измеренную толщину снега (0,22 м) к началу интенсивного таяния ледяного покрова (13 мая). В качестве атмосферного форсинга в модели использовались уже упомянутые данные метеостанции аэропорта Свальбарда. Поток тепла к нижней поверхности льда принимался, согласно данным наблюдений, равным 0,1 Вт/м² для всех вариантов расчёта. Момент начала льдообразования – 15 декабря 2009 г. или 349-й день года – был определён по ледовым картам Шпицбергена [20]. Модель интегрировалась по времени для трёх типов поверхности от начала льдообразования до достижения слоем талой воды толщины 0,5 м.

Изменения положения нижней поверхности припая, рассчитанные для различных значе-

ний альбедо в отсутствие потока тепла из океана (рис. 6), показывает, что при данных метеоусловиях загрязнение на толщину ледяного покрова начинает влиять после 87-го дня года, т.е. 28 марта. При этом, как следует из рис. 6, рассматриваемые модели вполне удовлетворительно соответствуют данным измерений, выполненным *in situ* 11 марта и 13 мая 2010 г. Имеющиеся расхождения, скорее всего, можно объяснить естественной неравномерностью ледяного покрова из-за подвижек и деформаций льда в период становления, а также упомянутой ранее пространственной неоднородностью снежного покрова, что связано со сложной орографией прибрежных районов фьорда.

Расчётная продолжительность трёх этапов для всех типов поверхности приведена в табл. 2. Видно, что рост загрязнённости существенно ускоряет таяние снежно-ледяного покрова. Разница в сроках начала образования снежиц на чистом и грязном льду, как и достижения ими глубины 0,5 м, составляет величину, близкую к 23 дням (рис. 7). При этом наиболее загрязнённому льду соответствует наибольшая температура расплава, несмотря на то, что, благодаря его значительно более раннему таянию по сравнению с чистым, последний тает при более высоких температурах воздуха. Очевидно, что при углублении снежиц до 0,5 м толщина слоя морского льда $h_i - h_w$ становится близкой к критической (0,3 м), т.е. достигает величины, при которой обычно нарушается сплошность припая и он превращается в дрейфующий лёд.

Заключение

Полевые исследования, выполненные на акватории Ван-Майен-фьорда, позволили получить новые данные о радиационных и термодинамических характеристиках припая, загрязнённого угольной пылью, и сделать вывод о необходимости продолжения работ в этом направлении. Среди полученных результатов, прежде всего, отметим оценки распределения частиц угольной пыли в толще льда, которые могут служить трассерами тепло- и массообменных процессов в толще снеж-

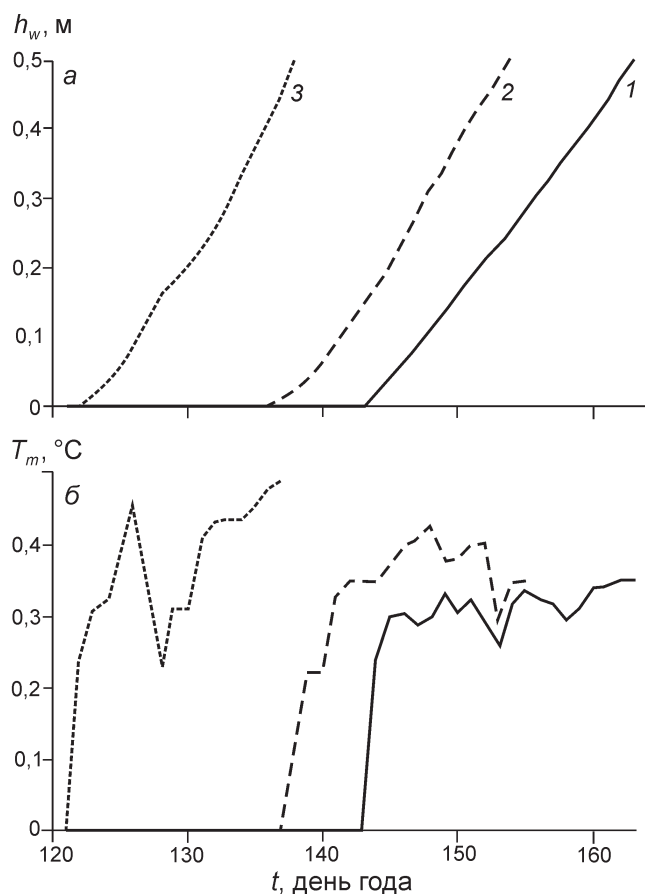


Рис. 7. Изменения толщины (а) и температуры (б) расплавленного слоя льда для чистой (1), загрязнённой (2) и сильно загрязнённой поверхностей (3), рассчитанные по модели с 30 апреля (120-й день года) по 11 июня (162-й день года)

Fig. 7. Variations in the ice thickness (a) and melt temperature (б) for clean (1), contaminated (2) and highly contaminated surfaces (3) per year day (YD), calculated by the model on 30 April (120 YD) to 11 June (162 YD)

но-ледяного покрова, а также значения спектрального альбеда льдов разной степени загрязнённости. Характер изменения последних позволяет предположить возможность их использования для идентификации загрязнения снежно-ледяного покрова по данным спутниковых измерений.

Несмотря на принятые упрощения, использование термодинамической модели, учитывающей энергообмен в пограничном слое атмосферы и расплавление верхних слоёв льда, оказалось достаточно эффективным. Мы не только получили количественные оценки процесса таяния припая в зависимости от степени загрязнения, но и оценили среднюю за период нарастания величину потока тепла к его нижней поверхности, не противоречащие, по крайней мере, имеющимся дан-

ным [5, 8], а также установили ряд особенностей его эволюции. Согласно расчётам, таяние загрязнённого льда при типичных для района исследования метеоусловиях начинается почти на неделю, а сильно загрязнённого — почти на три недели раньше таяния чистого льда. Полученные оценки особенно важны для припая, где растущие снежницы — основная причина его разрушения.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность А.С. Шестову за помощь в выполнении полевых наблюдений, а также С. Эренбьерг (Sissal Erenbjerg) за лабораторные измерения.

Исследование выполнено при поддержке Норвежского научного фонда (проект POLRES 196138) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 11-05-00448-а).

Литература

1. Богородский П.В., Пиюшков А.В. Влияние снежниц на формирование многолетнего морского ледяного покрова // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 2. С. 224–231.
2. Макутас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
3. Марченко А.В., Морозов Е.Г., Музылев С.В., Шестов А.С. Взаимодействие коротких внутренних волн с ледяным покровом в арктическом фиорде // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 1. С. 23–31.
4. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
5. Aamaas B., Bøggild C.E., Stordal F., Berntsen T., Holmen K., Storm J. Elemental carbon deposition to Svalbard snow from Norwegian settlements and long-range transport // *Tellus*. 2011. № 63B. P. 340–351.
6. Barber D.G., Yackel J. The physical, radiative and microwave scattering characteristics of melt ponds on Arctic land fast sea ice // *Intern. Journ. of Remote Sensing*. 1999. V. 20. P. 2069–2090.
7. Bøggild C.E., Lüthje M., Holmes J. Albedo observations with large concentrations of black carbon in High Arctic snow packs from Svalbard // *Proc. 64th Eastern Snow Conf. St. John's, Newfoundland, Canada*. P. 217–222.
8. Cottier F.R., Nilsen E., Skogseth R., Tverberg V., Skardhamar J., Svendsen H. Arctic fjords: a review of the oceanographic environment and dominant physical processes // *Fjord Systems and Archives*. № 344 / Eds. J.A. Howe, W.E.N. Austin, M. Forwick, M. Paetzel. London: Published by The Geological Society, 2010. P. 35–50.
9. Gerland S., Hall R. Variability of fast ice thickness in Spitsbergen fjords // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 231–239.
10. Golden K.M., Eicken H., Heaton A.L., Miner J., Pringle D.J., Zhu J. Thermal evolution of permeability and microstructure in sea ice // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. L16501. doi:10.1029/2007GL030447.
11. Grenfell T.C., Perovich D.K. Seasonal and spatial evolution of albedo in a snow-ice-land-ocean environment // *Journ. of*

- Geophys. Research. 2004. V. 109. C01001. doi:10.1029/2003JC001866.
12. *Høyland K.V.* Ice thickness, growth and salinity in Van Mijenfjorden, Svalbard, Norway // *Polar Research*. 2009. V. 28. Issue 3. P. 339–352.
 13. *Jaedicke C.* Snow drift losses from an Arctic catchment on Spitsbergen: an additional processes in the water balance // *Cold. Res. Sci. Technol.* 2002. V. 34. P. 1–10.
 14. *Marchenko A., Langen I., Shestov A.* Hydrological characteristics of a narrow and shallow part of Van Mijen fjord on Spitsbergen // *Proc. of the 21th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions POAC-11*. Montreal, Canada, June 10–14. 2011, POAC11-148.
 15. *Marchenko A., Shestov A., Karulin E., Morozov E., Karulina M., Bogorodsky P., Muzylev S., Onishchenko D., Makshatas A.* Field studies of sea water and ice properties in Svalbard fjords // *Proc. of the 21th Intern. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions POAC-11*. Montreal, Canada, June 10–14. 2011, POAC11-148.
 16. *Reimann S., Kallenborn R., Schmidbauer N.* Severe aromatic hydrocarbon pollution in the Arctic Town of Longyearbyen (Svalbard) caused by snowmobile emissions // *Environmental Science Technology*. 2009. V. 43. P. 4791–4795.
 17. *Taylor P.D., Feltham D.L.* A model of melt pond evolution on sea ice // *Journ. of Geophys. Research*. 2004. V. 109. C12007. doi:10.1029/2004JC002361.
 18. *Yackel J., Hanesiak J., Barber D.G.* Melt ponds on sea ice in the Canadian Arctic Archipelago. Pt. 1 – Variability in morphology and surface radiation // *Journ. of Geophys. Research. Oceans*. 2000. V. 105. P. 22049–22060.
 19. <http://rp5.ru>. Архив погоды в Свальбарде (аэропорт) за 2009–2010 гг.
 20. <http://www.met.no>. High resolution icechart 2009–2010.

Summary

The processes of heat- and mass transfer in Sveabukta Bay sea ice cover during Spring 2010 the particularity of which is conditioned by pollution from open coal storages situated on shore have been studied. Typical features of land fast ice radiation and thermodynamic properties were described and estimates for vertical distribution of coal particles concentration within ice body were obtained. The coal particles were shown to serve as tracers of transfer processes in the sea ice thickness. It was revealed that the integral value of the absorbed solar radiation (shortwave radiation balance) is virtually independent of the features of the incoming solar radiation spectrum and the spectral dependence of the reflectivity of the ice cover of various contaminations. For computation of fast ice evolution characteristics the conceptual thermodynamic model which describes melting processes in the obvious form was used. According to calculations the melt pond forming on dirty ice under typical meteorological conditions begins one – three weeks earlier than that of clear ice depending on degree of contamination characterized by reflective ability of underlying surface. With decreasing of albedo the temperature of melt rises despite the fact that due to time difference the melting of clear ice occurs at higher temperatures.