

ИССЛЕДОВАНИЕ ДРЕЙФА ЛЬДА И ЭВОЛЮЦИИ КОНСОЛИДИРОВАННОГО СЛОЯ ТОРОСОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ РЕГИОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

*А.В. Марченко¹, Н.А. Дианский², Д.А. Онищенко³,
М.М. Чумаков³, М.А. Никитин⁴, В.В. Фомин², Н.А. Марченко¹*

¹Университетский центр на Шпицбергене (ЮНИС), Норвегия;

²Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова;

³Корпоративный научно-технический центр освоения морских
нефтегазовых ресурсов ООО «Газпром ВНИИГАЗ»;

⁴Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации

M_Chumakov@vniigaz.gazprom.ru, Arhin@yandex.ru, lihar_89@mail.ru

Введение

Изучение закономерностей и особенностей дрейфа льда в северо-западном регионе Баренцева моря имеет большое практическое значение вследствие интереса к освоению перспективных месторождений углеводородов и структур, потенциально расположенных в данном районе. Экономическая целесообразность добычи углеводородов при этом в значительной степени определяется ледовым режимом, который характеризуется высокой степенью неопределенности, поскольку именно здесь проходит граница распространения льдов в Баренцевом море – примерно на широте о. Медвежий (Атлас Баренцева моря; http://www.aari.ru/resources/a0013_17/barents/atlas_barents_sea/browse_atlas.htm).

На акваториях с ледовым режимом при глубинах, исключающих применение стационарных платформ (на уровне современных технологий критической в этом смысле считается глубина моря порядка 150 м), в качестве альтернативных вариантов освоения

месторождений могут рассматриваться использование плавучих платформ и чисто подводное обустройство. Одной из основных задач, требующих решения для обеспечения надежной и безопасной эксплуатации плавучей платформы, является подтверждение технической реализуемости позиционирования при ледовых воздействиях [9]. При этом при проектировании морских платформ необходимо получение достоверной информации об ожидаемых ледовых нагрузках. Кроме того, в случае применения технологического судна отдельного исследования требует вопрос, насколько эффективно заякоренное судно способно совершать разворот на месте в данных ледовых условиях – здесь большое значение имеют данные о сплоченности и скорости дрейфа льда, а также о скорости изменения его направления.

В силу сказанного, актуальным, в частности, представляется исследование эволюции внутренней структуры торосистых образований и закономерностей их дрейфа в данном районе – известно, что при проектировании морских платформ в большинстве случаев расчетные значения ледовой нагрузки определяются воздействием именно торосов.

Торосы образуются при сжатиях морских льдов, обусловленных воздействием ветра и течений, в результате выталкивания откалывающихся от краев льдин блоков под окружающий лед и на его поверхность. Высота торосов значительно превышает толщину ровного льда и может достигать в Баренцевом море 10–20 м, однако их прочность оказывается незначительной, если только затопленные ледяные блоки не смерзлись между собой. Эффект термодинамической консолидации льда проявляется в образовании ледяных перемычек между затопленными блоками льда и приводит к увеличению прочности киля (подводной части) тороса за счет образования консолидированного слоя.

Явление термодинамической консолидации обусловлено несколькими физическими процессами, имеющими различную природу и степень влияния на интенсивность консолидации, включая атмосферное выхолаживание, проникновение более пресной воды внутрь килей торосов и выхолаживание за счет начального запаса холода в затопленных блоках льда. Наиболее значимыми при этом,

по-видимому, являются первые два процесса. Наиболее изученным является процесс термодинамической консолидации вследствие атмосферного выхолаживания (см., например, [5–7, 14, 16–18, 22]). С помощью аналитического моделирования, основанного на рассмотрении упрощенной задачи Стефана (см., например, [5, 6, 14, 16, 17]), и численного моделирования с использованием метода конечных элементов [7, 18, 22] было показано, что толщина консолидированного слоя тороса превышает толщину ровного льда, образовавшегося при тех же погодных условиях, не более, чем в два раза. Эффект консолидации вследствие начального запаса холода в затопленных блоках льда незначителен и проявляется только в течение нескольких дней после формирования тороса [7, 19, 22].

В [29, 30] исследовался процесс термодинамической консолидации киля тороса при проникновении распресненной воды внутрь киля. Полагалось, что распресненная вода находится при температуре замерзания, которая выше начальной температуры блоков льда в киле тороса. В этом случае нагревание блоков льда водой происходит вследствие поглощения скрытого тепла, выделяющегося при формировании нового льда внутри киля. Источник распресненной воды связывался с тальми водами. В [21] сформулирована модель консолидации, учитывающая распреснение морской воды внутри киля тороса вследствие таяния киля под влиянием потоков тепла из океана.

Структурные изменения килей торосов зависят от потока тепла из океана, и их интенсивность определяется турбулентными характеристиками подледного слоя воды. Обтекание киля тороса относительно теплой морской водой вызывает таяние блоков льда на нижней границе киля и подъем талой воды внутрь киля. Замещение морской воды более пресной талой водой приводит к ледообразованию внутри киля тороса. В результате макроскопическая пористость киля тороса уменьшается и происходит его консолидация. Этот механизм термодинамической консолидации становится определяющим, когда торосистые образования дрейфуют из региона с низкой температурой воды в область с более высокой температурой, что обычно и происходит на северо-западе Баренцева

моря при дрейфе льда в южном направлении под воздействием Восточно-Шпицбергенского течения в районы, куда проникают теплые воды Атлантики.

В представленной статье на основании данных дистанционно-го зондирования Земли (ДЗЗ) оценена возможная среднесуточная скорость наблюдавшегося дрейфа ледяных полей на акватории у о. Медвежий, а также на основе анализа рассчитанных с помощью модели атмосферы COSMO-Ru полей давления, скорости приземного ветра и порывов показана роль полярных мезоциклонов в транспорте льда на рассматриваемой акватории.

На основе данных натурных измерений проведена оценка параметризации океанического потока тепла к дрейфующему льду в северо-западном регионе Баренцева моря. Численное моделирование эволюции консолидированного слоя дрейфующего торосистого образования выполнено с помощью ранее разработанной одномерной модели термодинамической консолидации килля тороса [21]. При этом траектории дрейфа торосистых образований и характеристики подстилающего слоя воды рассчитаны с использованием модели динамики океана INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), разработанной в Институте вычислительной математики РАН [1–3], и данных Атласа Баренцева моря.

Численное моделирование процесса консолидации ледяных блоков выполнено для двух траекторий дрейфа тороса: одна из них воспроизводит реальный дрейф ледяного образования, который наблюдался в 2010 г., а вторая – возможный (гипотетический) дрейф льда от Земли Короля Карла в район о. Медвежий.

Полевые исследования на дрейфующем льду

Исследование характеристик приледного слоя морских вод выполнялись в экспедициях ИС «Lance» в 2008 и в 2009 гг. На рис. 1 а показан район проведения полевых работ (черный кружок) на дрейфующих ледяных полях в период с 5 по 15 мая 2008 г., а на рис. 1 б прямоугольником обозначен район выполнения работ в период с 29 апреля по 8 мая 2009 года.

Во время полевых работ судно было пришвартовано к дрейфующим ледяным полям в районе расположения фронтальной

зоны, где теплые воды Атлантики проникают под более холодные и более пресные воды Восточно-Шпицбергенского течения [15]. Фронтальная зона обычно отмечена вогнутым сегментом кромки льда к северо-востоку от о. Надежды (рис. 1). Меандрирование теплого течения может влиять на локальную изменчивость потока тепла на поверхности раздела лед-вода.

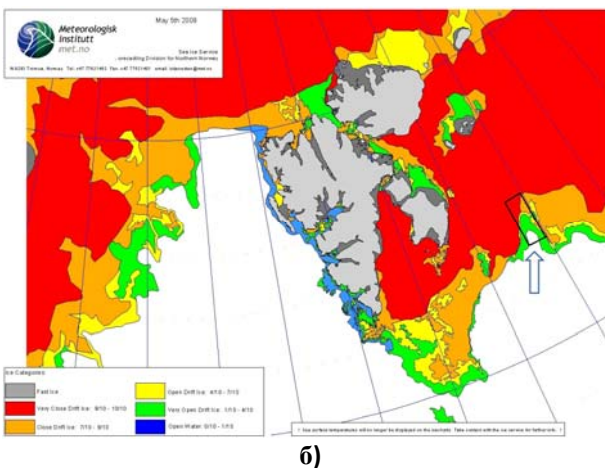
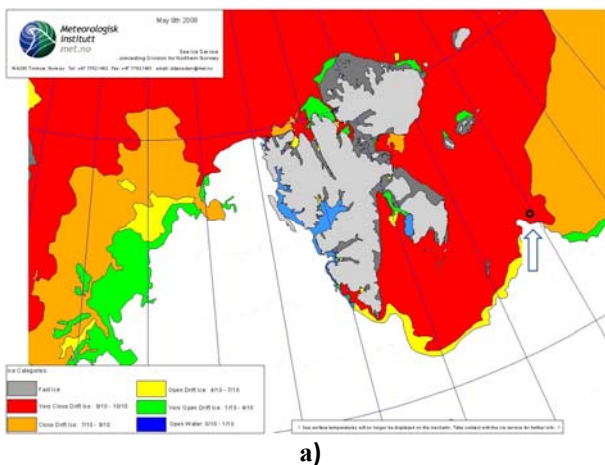


Рис. 1. Районы проведения полевых работ: 2008 г. (а), 2009 г. (б).

Изменчивость вертикальных профилей солёности морской воды, измеренных на различных станциях в районе работ в 2009 году (рис. 1 б), показана на рис. 2 а. Видно, что максимальная разница между значениями солёности, измеренными в различных точках, наблюдается в интервале глубины от 50 до 150 м. Солёность слоя воды подо льдом примерно на 0,9 ‰ ниже, чем солёность в придонном слое, при этом вертикальные градиенты солёности морской воды достигают максимальных значений в подледном слое. На рис. 2 б приведены профили разности измеренной температуры морской воды и ее температуры замерзания, рассчитанной по данным о солёности, показывающие, что в слое подледной воды она достигает 0,5 °С.

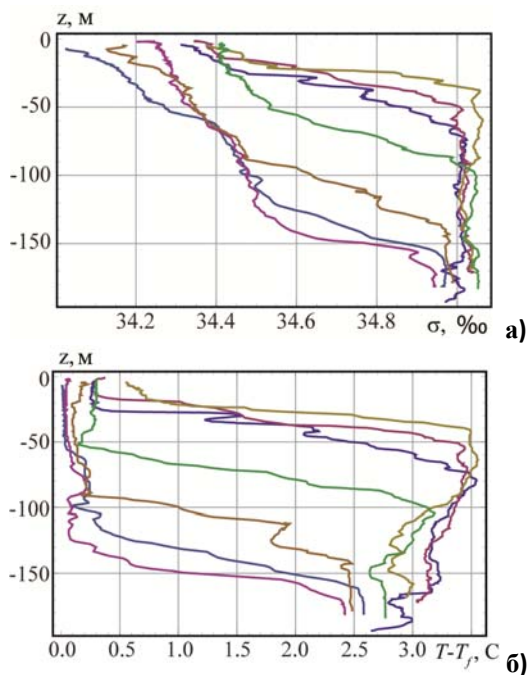


Рис. 2. Вертикальные профили солёности воды (а) и разности измеренной температуры морской воды и ее температуры замерзания (б), рассчитанные по данным STD-профилирования, выполненного в 2009 г.

Расчеты вертикальных тепловых потоков проводились на основе измерений флуктуаций скорости течений и температуры воды в подледном слое с использованием формулы

$$Q = \rho_w c_w \langle T' w' \rangle, \quad (1)$$

где $\rho_w = 1020 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды; $c_w = 4,19 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{К)}$ – удельная теплоемкость воды; T' – флуктуации температуры воды; w' – флуктуации вертикальной скорости; $\langle \rangle$ – оператор осреднения по времени.

Было показано [21], что увеличение температуры воды подо льдом на $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ приводит к усилению теплового потока примерно в 10 раз. Формула для вычисления океанического теплового потока подо льдом Q может быть записана в виде [25]

$$Q = \rho_w c_w (T - T_f) u_* \Phi_T^{-1}, \quad (2)$$

где $T > T_f$; T_f – температура замерзания морской воды; T – температура воды подо льдом. Величина, обратная значению коэффициента теплопередачи (Φ_T), рассчитывалась по формуле [25]:

$$\Phi_T = \frac{T - T_f}{\langle w' T' \rangle / u_*}, \quad (3)$$

где u_* – динамическая скорость, определяемая формулой

$$u_* = \sqrt[4]{\langle u' w' \rangle^2 + \langle v' w' \rangle^2}, \quad (4)$$

где u' , v' – флуктуации компонент горизонтальной скорости течения. Средние значения динамической скорости, рассчитанные по данным, собранным в 2008 г., составляли $0,7 \text{ см/с}$, а по данным 2009 г – $1,16 \text{ см/с}$. Средние значения Φ_T составляли 177 и 263 соответственно.

Характеристики дрейфа льда в северо-западном секторе Баренцева моря исследовались с помощью буев Oceanetic Measurements Ltd, устанавливаемых на лед [24]. Было показано, что генеральный дрейф льда происходит в юго-западном направлении вдоль побережья острова Эдж. К югу от Шпицбергена буи либо

оставались в районе Шпицбергенской банки, либо втягивались в дрейф льда в Стор фиорде, либо сносились на западное побережье Шпицбергена и затем дрейфовали к северу (рис. 3).

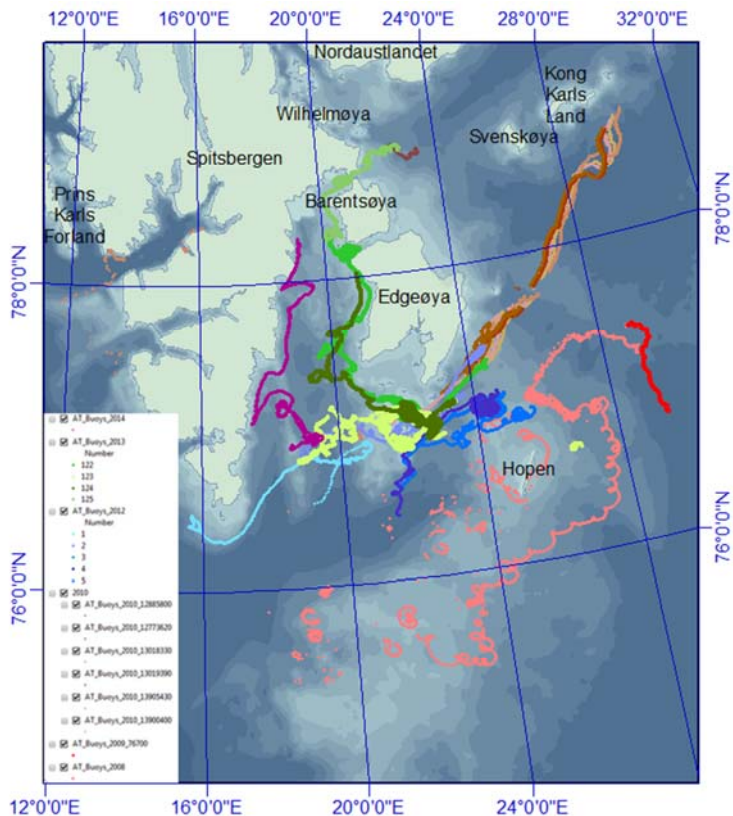


Рис. 3. Траектории буев, установленных на дрейфующий лед в 2008–2014 гг. Исследования дрейфа льда в районе о. Медвежий по данным ДЗЗ.

Максимальные скорости дрейфа до 1,5 м/с зарегистрированы вблизи южной оконечности острова Эдж. Скорость дрейфа буев существенно зависела от фазы полусуточного прилива. Средняя скорость дрейфа изменялась в пределах 0,2–0,4 м/с. Траектории

дрейфа имеют много петель, объясняющихся совместным влиянием прилива и ветра. Штормовой ветер мог привести лишь к кратковременному отклонению дрейфа от генерального направления.

Выполнение полевых работ на дрейфующих льдах в районе о. Медвежий невозможно в связи с нестабильным и нерегулярным ледяным покровом. Поэтому для определения положения кромки льда и направления дрейфа ледяных полей в этом районе и прилегающих областях Баренцева моря в период 2015–2016 гг. были использованы данные ДЗЗ, полученные с помощью спектрорадиометра MODIS (ИСЗ Terra и Aqua), а также усовершенствованного микроволнового сканирующего радиометра AMSR2 (ИСЗ GCOM-W1).

По спектрорадиометрическим данным ДЗЗ, получаемым при пролете ИСЗ над рассматриваемой территорией 2 раза в сутки, генерируются спутниковые снимки, представляющие собой геолокализированные синтезированные RGB-изображения. Для целей исследования ледяного покрова при генерации снимка, использующего RGB-представление (красный-зеленый-голубой), на место второго (GREEN) и третьего (BLUE) канала подставляются данные с детекторов MODIS, измеряющих излучение в диапазонах 2 и 1 (средние длины волн равны 858 и 645 нм), а на место первого канала (RED) – данные диапазона 6 или 7 (1652 или 2155 нм). На сгенерированных таким образом снимках регионы, покрытые снегом или льдом, будут окрашены в оттенки голубого цвета. Чем больше льда, тем больше абсорбция в коротковолновой части инфракрасного диапазона (1652 и 2155 нм) и, следовательно, большая яркость голубого цвета присутствует в окраске региона. Морская вода будет выглядеть на снимке очень темной, почти черной, поскольку хорошо поглощает во всех используемых диапазонах. Таким образом, комбинация этих длин волн позволяет надежно выделять регионы, покрытые снегом или льдом и, за счет относительно высокого пространственного разрешения (250 м) детекторов видимого диапазона, хорошо отражает неоднородности ледяного покрова.

Необходимо отметить, что снимки, выполненные в диапазонах 7-2-1, применялись при исследованиях ледового режима различных акваторий [4, 11].

Данные радиометра AMSR2 служат для построения карт сплоченности ледяного покрова с пространственным разрешением 12 км, которые представлены на сайте NASA. Эти карты использовались для уточнения положения кромки льда в случаях, когда рассматриваемая акватория была покрыта облачностью.

Выполненный анализ вышеописанных данных ДЗЗ позволил сделать вывод о том, что в период с февраля по вторую декаду мая кромка сплоченного (8–10 баллов) дрейфующего льда приурочена к условной линии, соединяющей о. Серкаппейа и о. Надежды. Реверсивный характер дрейфа сплоченных ледяных полей, наблюдающийся в этот период, вызывает как смещение кромки льда к Земле короля Карла, так и ее распространение к южной оконечности о. Надежды. На рис. 4 изображен спектрометрический спутниковый снимок с ИСЗ Terra, отражающий характерное положение кромки сплоченного дрейфующего льда в рассматриваемый период, на котором красной линией обозначено положение кромки при минимальном распространении сплоченного льда в южном направлении, а штриховкой красного цвета выделена зона разреженного льда (сплоченность 1–3 балла), наблюдавшаяся в первой декаде марта 2016 года.

Данные, приведенные на рис. 4, позволяют оценить пространственный масштаб возможных изменений общего положения кромки сплоченного льда, вызванных крупномасштабными атмосферными процессами и совокупным воздействием Восточно-Шпицбергенского, приливного и ветрового течений.

Однако данные ДЗЗ показывают, что несмотря на столь различную общую локализацию кромки во второй декаде марта 2015 и 2016 гг. происходило формирование языка льда [8], берущего свое начало от о. Надежды и простирающегося примерно на 280 км в юго-западном направлении до о. Медвежий (рис. 5).

В качестве особенности этого ледового процесса необходимо отметить удивительную схожесть конфигурации в плане языков льда, образовавшихся в различные годы, и особенно проявляющуюся в характере распределения льда у северного и северо-восточного побережья о. Медвежий. Также следует отметить, что и в тот и в другой год ширина языка льда составляла от 40 до 70 км.

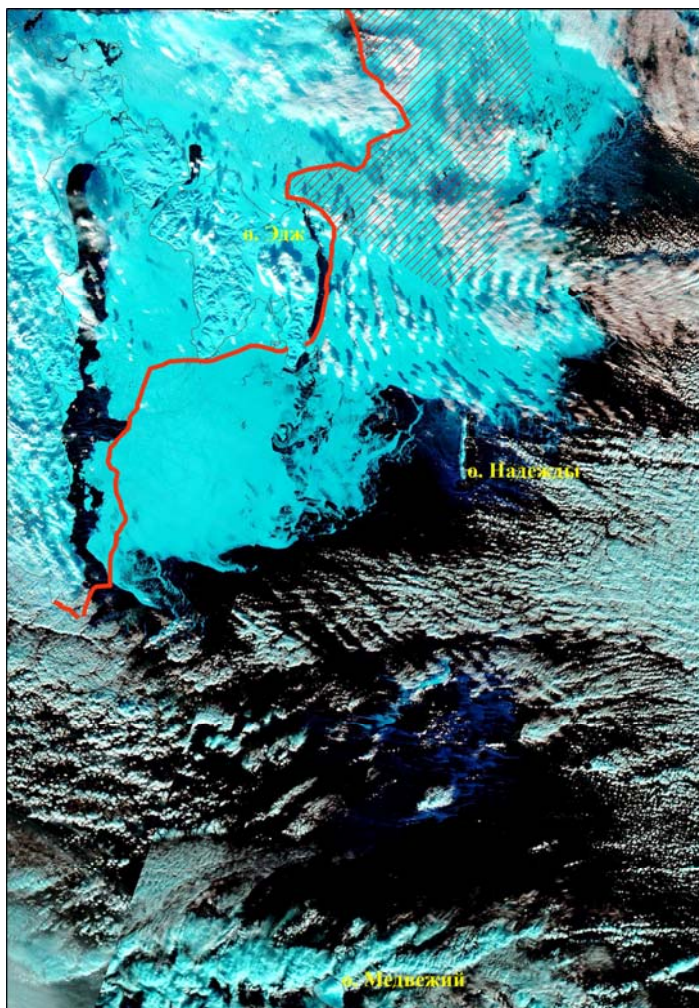


Рис. 4. Характерное положение кромки сплоченного дрейфующего льда в период с февраля по вторую декаду мая. Снимок с ИСЗ Terra за 11.03.2015 г. (красной линией обозначено положение кромки при минимальном распространении сплоченного льда в южном направлении, а штриховкой – зона разреженного льда, наблюдавшаяся в первой декаде марта 2016 г.).

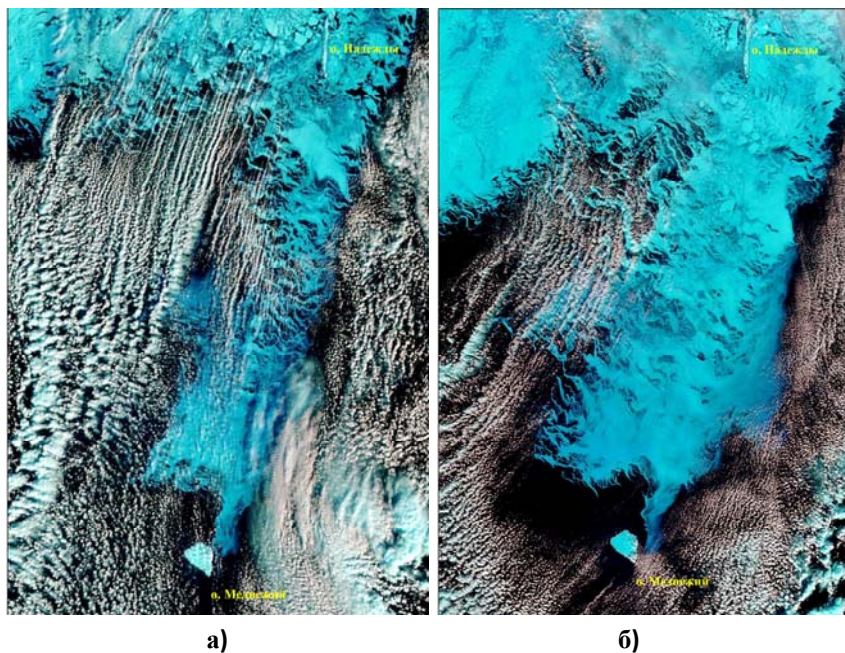


Рис. 5. Язык льда в районе о. Медвежий: спутниковые снимки с ИСЗ Terra за 24.03.2016 г. (а) и за 24.03.2015 г. (б).

Из анализа текстуры снимков, приведенных на рис. 5, следует, что различия в ледовых условиях, наблюдавшихся с февраля по вторую декаду марта в районе о-вов Эдж, Надежды и Земли короля Карла в рассматриваемые годы, определили лишь разницу в формах плавучего льда, дрейфовавшего от о. Надежды к о. Медвежий. Если в 2015 г. (рис. 5 б) в языке льда наблюдались обширные (от 2 до 10 км в поперечнике) и большие (от 500 до 2000 м в поперечнике) ледяные поля, то в 2016 г. (рис. 5а) эту зону составляли обломки ледяных полей и крупнобитый лед.

Поскольку формирование языка льда происходило вследствие выноса ледяных полей из зоны с высокой сплоченностью льда, для которой характерны процессы сжатия и деформации льдов, то можно полагать, что в вышеописанных случаях торосистые образования дрейфовали в районе о. Медвежий.

Выполненная идентификация ледяных полей на последовательных спутниковых снимках за период с 25 по 28 марта 2015 г. позволила оценить среднесуточную скорость дрейфа обширных ледяных полей в зоне языка льда, которая составила 12–15 см/с.

Важным выводом из проведенных исследований данных ДЗЗ за период с февраля 2015 по июнь 2016 г. является установление того факта, что формирование языка восторошенного льда, простирающегося от о. Надежды к району о. Медвежий, не является редким явлением. В 2015 г. это явление наблюдалось в следующие периоды: с 21 февраля по 1 марта; с 19 марта по 5 апреля; с 10 по 11 апреля; с 14 по 16 апреля; с 1 по 5 мая; а в 2016 г. – в периоды с 19 по 23 марта; с 24 марта по 2 апреля; с 14 по 23 апреля. Таким образом, минимальная продолжительность существования языка льда на рассматриваемой акватории составила 2 суток, а максимальная – 18 суток.

Влияние полярных циклонов на дрейф льда в районе о. Медвежий

При исследовании особенностей атмосферной циркуляции, сопровождающих формирование языка льда на рассматриваемой акватории, были использованы вышеописанные данные ДЗЗ, а также поля давления на уровне моря, скорости ветра и порывов на высоте 10 м, рассчитанные с помощью региональной негидростатической системы прогноза погоды COSMO-Ru [10] и имеющие пространственное разрешение около 13 км.

Результаты выполненного по данным ДЗЗ анализа распределения ледяного покрова указывают на локальный характер дрейфа деформированного льда от о. Надежды в район о. Медвежий. Во всех рассмотренных случаях ширина языка льда не превышала 80 км, из чего следует, что подобное явление, по-видимому, вызывается атмосферными и морскими процессами, имеющие пространственные масштабы значительно меньше синоптических. Учитывая то, что в некоторых случаях скорость смещения в юго-западном направлении кромки льда была весьма высокой, а также то, что ширина языка льда сравнима с шириной зоны сильных ветров, формирующейся в полярных мезоциклонах Баренцева

и Норвежского морей, можно сделать предположение, что именно эти барические образования определяют дрейф ледяных полей на рассматриваемой акватории.

Для подтверждения сделанного предположения были проанализированы спутниковые снимки, сгенерированные по данным спектрорадиометра MODIS, а также рассчитанные поля давления на уровне моря и скорости ветра за вышеописанные периоды существования языка льда. В результате выполненного исследования было установлено, что почти все идентифицированные случаи формирования языка восторошенного льда были связаны с перемещением полярных мезоциклонов над частями акваторий Баренцева и Норвежского морей, расположенными между Шпицбергом и побережьем Норвегии.

Необходимо отметить, что только спутниковые снимки за период с 19 по 21 марта 2015 г. позволяют с достаточной точностью определить скорость изменения положения кромки в процессе формирования языка льда. Поэтому далее на примере этого случая более подробно рассмотрим влияние эволюции полярных циклонов на дрейф ледяных полей.

По данным спутникового снимка с ИСЗ Terra за 17 марта 2015 г. кромка сплоченного (8–10 баллов) дрейфующего льда располагалась вдоль условной линии, соединяющей о. Серкаппейя (южная оконечность Шпицбергена) и о. Надежды. По данным, полученным с помощью модели COSMO-Ru, в течение всего этого дня скорость северо-северо-западного ветра не превышала 8 м/с, что обусловило стабильное положение кромки льда. В течение 18 марта направление ветра стало меняться на северо-восточное, с 9 до 15 ч ВСВ скорость ветра в районе о. Надежды увеличилась с 3 до 9 м/с, а к 21 ч ВСВ возросла до 12 м/с, причем начиная с 15 ч ВСВ скорость порывов ветра достигала 15 м/с.

Анализ полей давления на уровне моря показал, что изменение синоптической ситуации было вызвано прохождением в восточном направлении вдоль параллели 75° с. ш. полярного мезоциклона, который сформировался к 15 ч ВСВ 16 марта в северной части Датского пролива и к 9 ч ВСВ 18 марта достиг о. Медвежий. Его горизонтальный масштаб составлял около 400 км, что является

характерным значением для полярных мезоциклонов Норвежского моря. Анализ полей ветра позволяет отметить, что его возникновение обусловлено взаимодействием кататических ветров с относительно теплой подстилающей поверхностью, механизм которого подробно описан в [26].

Следует отметить, что прохождение этого полярного мезоциклона вызвало существенные изменения в характере волнения на акватории между о. Медвежий и Шпицбергенем. Так, по данным о параметрах ветрового волнения, представленных на сайте NOAA, на рассматриваемой акватории до 15 ч ВСВ наблюдались распространяющиеся с юго-запада волны зыби с высотой и периодом значительных волн (далее по тексту – высота и период) около 2,1 м и 10,6 с соответственно. Однако к 21 ч ВСВ на акватории преобладали уже ветровые волны северо-восточного румба, высота которых достигала 2,2 м, а период – 5,2 с, т. е. крутизна волн увеличилась в четыре раза за 6 часов, а направление волн сменилось на противоположное.

К 3 ч ВСВ 19 марта примерно в 150 км к юго-западу от о. Медвежий стал располагаться другой полярный мезоциклон, облачная сигнатура которого обозначена на рис. 6 – ПЦ1, сформировавшийся к 00 ч ВСВ 18 марта в 200 км западнее Шпицбергена на широте 76,7°. Его перемещение в район о. Медвежий обусловило возникновение достаточно узкой зоны, пролегающей от о. Надежды в южном направлении, в которой скорость порывов ветра стала достигать 17,5 м/с. В течение десяти последующих часов восточная граница этой зоны распространялась на акваторию Баренцева моря. Однако в западном направлении подобного распространения не происходило, и скорость порывов ветра на траверсе о. Эдж, даже при удалении до 70 км от побережья, не превышала 10–15 м/с. При этом высота волн в зоне сильных порывов ветра достигала 2,6 м, тогда как на траверсе о. Эдж составляла только около 1,9 м.

Из анализа спутникового снимка, приведенного на рис. 6, следует, что к 9 ч ВСВ 19 марта у о. Надежды уже сформировался язык льда, длина которого составила около 80 км. Учитывая, что усиление северо-северо-восточного ветра в этом районе произошло

после 15 ч ВСВ 18 марта, то в качестве оценки средней скорости дрейфа восторошенных полей битого и мелкобитого можно принять величину, равную 1,2 м/с.

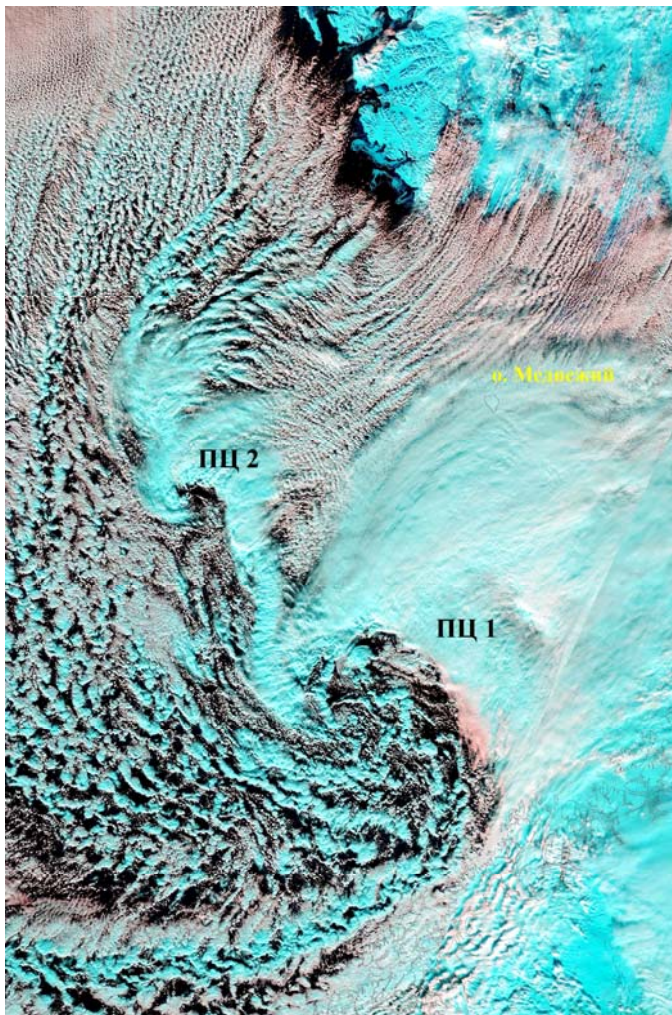


Рис. 6. Полярные мезоциклоны в районе о. Медвежий: спутниковые снимки с ИСЗ Terra за 8.45 ч ВСВ 19.03.2016 г.

Полагая, что в соответствии с [23] ветровой коэффициент дрейфа в рассматриваемом регионе может достигать величин 0,05–0,08, получаем, что в период формирования языка льда средняя скорость ветра должна была составлять от 15 до 24 м/с. Однако в рассматриваемый период столь высокая скорость наблюдалась лишь в порывах.

Следовательно, может быть сделан обоснованный вывод, что существование зоны сильного порывистого ветра, присущей полярным мезоциклонам и формирующейся под воздействием повышенной турбулентности, является одним из главных факторов, определяющих вынос ледяных полей к о. Медвежий.

Анализ рассчитанных полей скорости порывов ветра за период с 12 до 21 ч ВСВ показал, что в это время происходило углубление полярного мезоциклона ПЦ1, и скорости порывов ветра на акватории между о. Медвежий и о. Надежду стали достигать 22,5 м/с. На рис. 7 в качестве иллюстрации вышеописанного процесса приведены рассчитанные с помощью модели COSMO-Ru поля скоростей ветра и порывов на высоте 10 м на 15 ч ВСВ 19 марта.

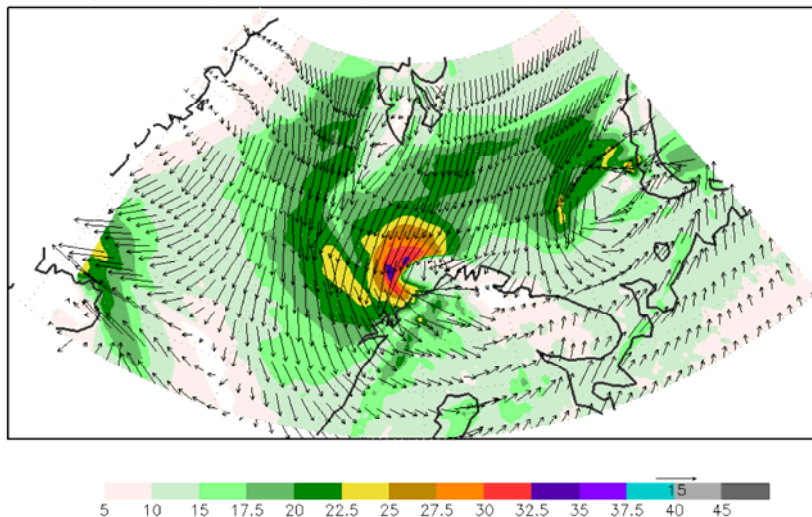


Рис. 7. Поля скоростей ветра (черные стрелки) и порывов (м/с) на высоте 10 м на 15 ч ВСВ 19 марта 2015 г., полученные с помощью мезомасштабной модели атмосферы COSMO-Ru с шагом сетки 13 км.

Такое усиление порывов ветра также вызвало, по-видимому, увеличение скорости приповерхностного течения, в результате чего среднесуточная скорость дрейфа льда, определенная по спутниковым снимкам с ИСЗ Теттаза 19 и 20 марта, составила около 1,7 м/с.

Со второй половины 20 марта в связи с быстрым заполнением ПЦ1 над сушей порывы ветра над рассматриваемой акваторией прекратились, а также произошло уменьшение скорости ветра до 5 м/с, что привело к стабилизации кромки льда у о. Медвежий.

Необходимо отметить, что на спутниковом снимке (см. рис. 6) хорошо идентифицируются две облачные сигнатуры, связанные с прохождением двух полярных мезоциклонов – ПЦ1 и ПЦ2, размеры которых по данным этого снимка могут быть оценены как 400 и 200 км соответственно. Анализ полей давления на уровне моря, скоростей ветра и порывов, рассчитанных с помощью модели COSMO-Ru, показал, что при использовании шага сетки, равного 13 км, по рассматриваемым полям достаточно хорошо идентифицируется только ПЦ1, тогда как ПЦ2 проявляется лишь в формировании изолированных зон усиления скорости ветра и порывов.

Следовательно, для моделирования полярных циклонов с диаметром 200 км и менее, по-видимому, желательнее использовать модель с шагом сетки менее 13 км.

Численное моделирование дрейфа льда

Расчет траекторий дрейфа льда и характеристик морской воды проводился с использованием новой версии модели морской циркуляции INMOM, реализованной для западных морей Российской Арктики (Баренцево, Печорское, Белое и Карское моря) с пространственным разрешением ~2,5 км. Примеры расчетов морских характеристик для Карского и Печорского морей по предыдущим версиям этой модели приведены в [1, 3]. В INMOM включена модель динамики-термодинамики морского льда, состоящая из трех модулей. Модуль термодинамики [12] описывает замерзание льда, выпадение снега с дальнейшим превращением его в лед, а также их таяние за счет тепловых процессов. Модуль динамики льда рассчитывает скорости его дрейфа, которая изменяется за счет

воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, наклона уровенной поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруго-вязкопластичной реологией [20]. Модуль переноса льда служит для расчета эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса [13], обеспечивающая неотрицательность концентраций и массы снега и льда. Во всех экспериментах атмосферное воздействие рассчитывалось с помощью модели WRF [28], реализованной над акваторией западных морей Российской Арктики [3].

Пример воспроизведения дрейфа морского льда в новой версии INMOM приведен на рис. 8, где показаны реальная траектория дрейфующего буя, установленного на лед [24], и ее воспроизведение с помощью модели INMOM.



Рис. 8. Сравнение рассчитанной и наблюдаемой траектории около Шпицбергена вмороженного в лед буя с 23.52 ч ВСВ 15.03.2010 г. по 07.35 ч ВСВ 18.04.2010 г. (красным показана наблюдаемая траектория, черным – рассчитанная в модели INMOM).

Рис. 8 свидетельствует о высоком качестве воспроизведения дрейфа льда в модели, соответствующем уровню современных возможностей моделирования геофизических процессов. Этого удалось достичь за счет нескольких факторов, основными из которых являются высокое качество расчетов атмосферного воздействия и приповерхностной циркуляции моря, формирующейся под воздействием ветровых, приливных и градиентных течений.

Моделирование эволюции толщины консолидированного слоя тороса

Ниже описываются некоторые результаты моделирования процесса консолидации тороса, дрейфующего в северо-западной части Баренцева моря. Основные уравнения кратко описаны в следующем разделе.

Численные расчеты выполнялись для следующих начальных значений:

$h_{r0} = 10$ м – начальная осадка киля тороса;

$h_{cl0} = 0,01h_{r0}$ – начальная толщина консолидированного слоя

тороса;

$T_0 = -2^\circ\text{C}$ – температура неконсолидированного слоя тороса в момент начала дрейфа.

В расчетах использовалось два начальных значения макропористости неконсолидированной части тороса p_0 , равные 0,2 и 0,3. Соленость блоков льда (σ_i) полагалась равной 10 ‰.

Численные расчеты проведены для двух типов траекторий дрейфа льда. Траектории первого, показанные на рис. 9 а, получены с использованием расчетов по модели INMOM. Далее рассматривается только траектория 1, показанная на рис. 9 а. Зависимости температуры воздуха на высоте 10 м и температуры воды на глубине 10 м от времени вдоль траектории 1 (рис. 10 а) взяты из численных расчетов по модели INMOM.

Траектория второго типа восстановлена с использованием данных по поверхностным скоростям течений в Баренцевом море (http://www.aari.ru/resources/a0013_17/barents/atlas_barents_sea) и показана на рис. 9 б. Скорость дрейфа льда вдоль этой траектории

полагалась равной скорости поверхностного течения воды. Температура воздуха на высоте 2 м (T_a) и температура воды на глубине 20 м (T_w) были рассчитаны по картам их среднемесячных значений (рис. 11 а). Траектория второго типа показывает гипотетический дрейф льда из района Земли короля Карла в район о. Медвежий.



а)



б)

Рис. 9. Траектории дрейфа льда около Шпицбергена: три траектории, рассчитанные по модели INMOM для периода с 1 марта по 1 июня 2010 г. (а); гипотетическая траектория от Земли короля Карла район о. Медвежий (б).

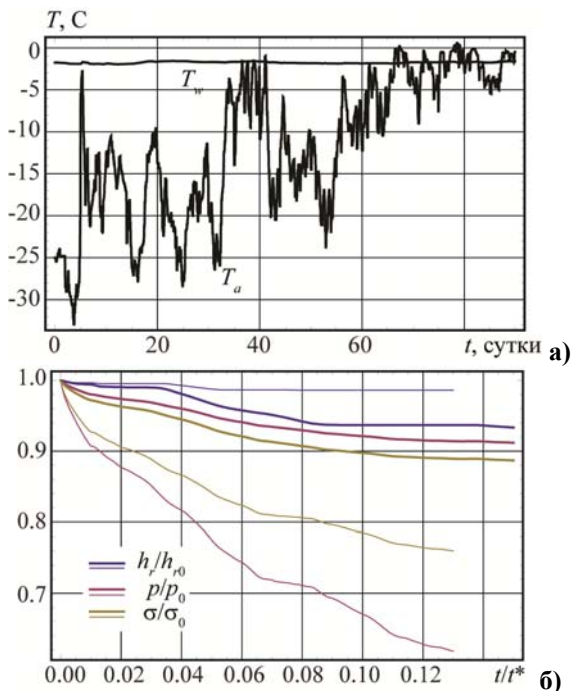


Рис. 10. Эволюция исследуемых характеристик вдоль траектории 1 первого типа (показана на рис. 9 а): температура воздуха и воды (а), безразмерная осадка тороса, макроscopicкая пористость и соленость (б) (толстые и тонкие линии соответствуют начальным значениям макроscopicкой пористости 0,3 и 0,2).

Временная эволюция характеристик неконсолидированной части тороса (безразмерной толщины, макроscopicкой пористости и солености воды) вдоль траектории 1 первого типа показана на рис. 10 б. Толстые и тонкие линии соответствуют начальным значениям макроscopicкой пористости p_0 , равным 0,3 и 0,2. Видно, что консолидация кила с начальным значением $p_0 = 0,3$ незначительна. При $p_0 = 0,2$ консолидация сильнее и конечное значение макроscopicкой пористости кила уменьшается до 0,12 за 90 дней. Таяние кила приводит к уменьшению объема воды

в неконсолидированном киле на 14 % и незначительному уменьшению осадки тороса на 10 см.

Временная эволюция характеристик неконсолидированной части тороса (безразмерной толщины, макроscopicческой пористости и солёности воды) вдоль траектории второго типа показана на рис. 11 б. Толстые и тонкие линии соответствуют начальным значениям макроscopicческой пористости p_0 , равным 0,3 и 0,2. Видно, что консолидация кила с начальным значением $p_0 = 0,3$ незначительна. При $p_0 = 0,2$ полная консолидация кила наступает в течение 50 суток. Таяние кила приводит к уменьшению объема воды в неконсолидированном киле на 40 % и уменьшению осадки тороса на 1 м.

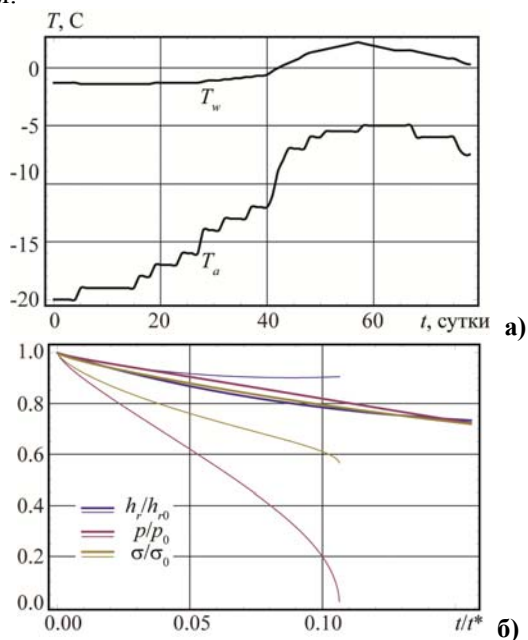


Рис. 11. Эволюция исследуемых характеристик вдоль траектории 1 второго типа (показана на рис. 9 б): температура воздуха и воды вдоль траектории 1 (а); безразмерная осадка тороса, макроscopicческая пористость и солёность (б) (толстые и тонкие линии соответствуют начальным значениям макроscopicческой пористости 0,3 и 0,2 соответственно).

Модель термодинамической консолидации ледяных блоков

В модели полагается, что дрейфующее торосистое образование состоит из двух слоев: верхнего, представляющего собой консолидированный слой, и нижнего, состоящего из неконсолидированных ледяных блоков (рис. 12 а). При этом вертикальный профиль температуры в консолидированном слое принимается в виде линейной функции глубины, а в неконсолидированном слое (с учетом наличия воды, омывающей блоки льда) температура считается постоянной по глубине. На рис. 12 б приведена зависимость удельной теплоемкости морского льда от температуры при его солености 10 ‰.

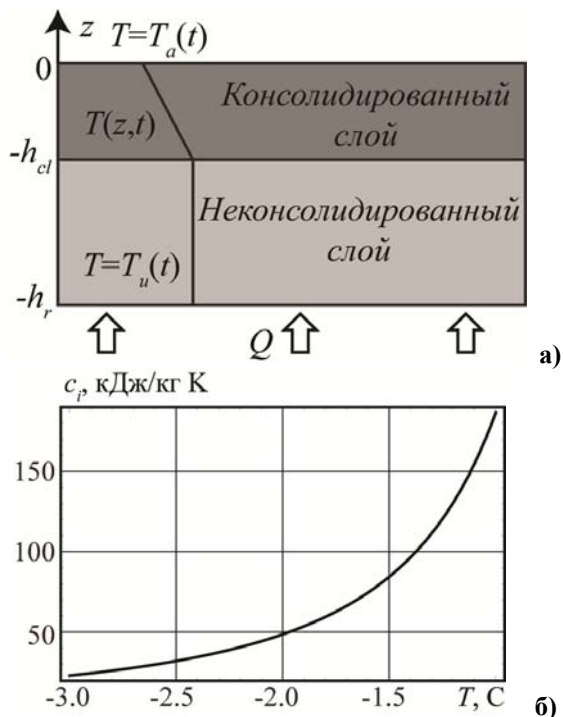


Рис. 12. Схематическое представление внутренней структуры торосистого образования (а); зависимость удельной теплоемкости морского льда при его солености 10 ‰ от температуры (б) (h_{cl} – толщина консолидированного слоя; h_r – осадка кила).

Поток холода из атмосферы распространяется вниз и расходуется на увеличение толщины консолидированного слоя тороса. Теплый океанический поток вызывает таяние неконсолидированных блоков нижней неконсолидированной части кила тороса. При этом талая вода поднимается внутрь неконсолидированного слоя, замещая частично морскую воду между ледяными блоками. Соленость морской воды при этом уменьшается и, следовательно, часть более пресной воды должна превращаться в лед под воздействием холода, накопленного в торосистом образовании. Эти процессы приводят к консолидации ледяных блоков и к уменьшению толщины нижнего неконсолидированного слоя тороса.

Увеличение толщины консолидированного слоя описывается условием Стефана, записанным в предположении линейного профиля температуры внутри консолидированного слоя:

$$\rho_i p L \frac{dh_{cl}}{dt} = \frac{k(T_a - T_u)}{h_{cl}}, \quad (5)$$

где h_{cl} – толщина консолидированного слоя; t – время; ρ_i – плотность льда; p – макроскопическая пористость неконсолидированного слоя тороса; L – скрытая теплота плавления льда; k – коэффициент теплопроводности льда; T_u – температура в неконсолидированной части кила тороса; и T_a – температура верхней поверхности консолидированного слоя.

Баланс солей в неконсолидированной части тороса определяется соотношением

$$\frac{d[p(h_r - h_{cl})\sigma]}{dt} = (1 - p)(\sigma - \sigma_i) \frac{d(h_r - h_{cl})}{dt}, \quad (6)$$

где σ – соленость морской воды, находящейся внутри неконсолидированной части тороса; σ_i – соленость блоков льда в киле тороса; h_r – осадка кила (разность $h_r - h_{cl}$ определяет толщину неконсолидированной части кила тороса).

Таяние нижней части тороса описывается уравнением Стефана

$$\rho_i (1 - p) L \frac{dh_r}{dt} = -Q, \quad (7)$$

где ρ_i – плотность льда; L – скрытая теплота плавления льда; Q – поток тепла из океана. Полагается, что поток тепла определяется

формулой (2), где в качестве T берется температура неконсолидированной части тороса T_u и в качестве T_f – температура замерзания морской воды, находящейся под килем тороса.

На основе анализа баланса внутренней энергии в неконсолидированном слое тороса может быть получено следующее уравнение, связывающее изменение температуры и пористости:

$$c_i(1-p)\frac{dT_u}{dt} = -L\frac{dp}{dt}. \quad (8)$$

Удельная теплоемкость соленого льда c_i является функцией температуры и определяется формулой [27]

$$c_i = -\frac{\sigma_i L}{\alpha T_u^2} + \frac{\sigma_i}{\alpha T_u}(c_w - c_{fi}) + c_{fi}, \quad (9)$$

где $\alpha = -0,0182^\circ\text{K}^{-1}$; c_w и c_{fi} – удельные теплоемкости воды и пресного льда. Формула (9) описывает значительное увеличение удельной теплоемкости соленого льда в области относительно высоких температур (рис. 12 б).

Условие термодинамического равновесия между водой и льдом внутри неконсолидированного слоя тороса выражается формулой

$$\sigma = \alpha T_u. \quad (10)$$

Уравнения (5)–(8) и (10) образуют замкнутую систему дифференциальных и алгебраических уравнений для нахождения неизвестных функций времени: $h_c(t)$, $h_r(t)$, $p(t)$, $T_u(t)$ и $\sigma(t)$, решение которой определяется начальными условиями. При расчете термодинамической консолидации дрейфующего тороса полагается, что торос дрейфует вместе с окружающим его льдом. Зависимости T_a и T_f от времени соответствуют расчетным значениям этих характеристик вдоль модельной траектории дрейфа льда.

В численных расчетах, результаты которых приведены в предыдущем разделе, использованы следующие характерные значения констант, входящих в указанную систему:

$$c_w = 4,19 \text{ кДж/кг}\cdot\text{K}; \quad c_{fi} = 2,09 \text{ кДж/кг}\cdot\text{K}; \\ k = 1,8 \text{ Вт/м}\cdot\text{K}, \quad \rho_i = 920 \text{ кг/м}^3. \quad (12)$$

В [27] было отмечено, что скрытое тепло, затрачиваемое на таяние соленого льда L , меньше скрытого тепла L_{fi} , затрачиваемого на таяние пресного льда ($L_{fi} = 334$ кДж/кг): $L = (1 - m_{lb})L_{fi}$, где m_{lb} – масса жидкого рассола в единице массы соленого льда. Полагаем, что блоки соленого льда в киле тороса содержат порядка 10 % жидкого рассола и используем в расчетах следующее соотношение для скрытого тепла:

$$L = 0,9L_{fi}. \quad (13)$$

Характерное время консолидации определяется формулой

$$t^* = \frac{\rho_i h_{r0} L}{Q_0}, \quad Q_0 = \rho_w c_w \Phi_T^{-1} \Delta T u_*, \quad (14)$$

где Q_0 – характерное значение потока тепла из океана; ΔT – характерное значение разности температуры кила тороса и температуры замерзания воды под килем тороса. Полагая $\Delta T = 0,3$ °C, $u_* = 1$ см/с и $\Phi_T = 200$, находим $Q_0 \approx 64$ Вт/м² и $t^* \approx 500$ сут.

Заключение

Анализ данных ДЗЗ показал, что формирование под воздействием полярных мезоциклонов языка восторошенного льда, простирающегося от о. Надежды к району о. Медвежий, не является редким явлением. Причем при этом явлении скорость дрейфа ледяных полей может достигать 1,7 м/с, а основным фактором, его обуславливающим, является наличие зоны сильных порывов ветра, присущей развитым полярным мезоциклонам.

Натурные данные по характеристикам дрейфа льда и воды в подстилающем слое, собранные в ходе полевых работ в северо-западном секторе Баренцева моря в 2008 и 2009 гг., использованы для оценки и параметризации тепловых потоков в подстилающем слое воды. Сформулирована одномерная модель консолидации торосистых образований под влиянием атмосферного выхолаживания на верхней границе и потока тепла из океана к нижней границе торосов.

Численные расчеты показывают, что значительная консолидация килей торосов происходит в случае их дрейфа в южном

направлении в районы с повышенными потоками тепла из океана ко льду. Причиной дрейфа может являться воздействие полярных мезоциклонов. Консолидация килей торосов сопровождается их таянием снизу и объясняется затоком и последующим замерзанием талой воды внутри неконсолидированных частей килей.

Исследование выполнено при поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проект №15-55-20003 Норв_а), Российского научного фонда (проект №14-37-00053) и при поддержке Совета по научным исследованиям Норвегии (проект SAMCoT – The Center for Sustainable Arctic Marine and Coastal Technology).

Список использованных источников

1. Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Фомин В.В., Архипов В.В., Цвезинский А.С. Моделирование гидрометеорологических характеристик в Карском и Печорском морях и расчет наносов у западного побережья полуострова Ямал // Вести газовой науки. – 2015. – № 2(22). – С. 98–105.

2. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. – М.: Физматлит, 2013. – 272 с.

3. Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 1(13). – С. 57–73.

4. Лужкова К.В., Чумаков М.М. Определение характеристик ледяного покрова на акваториях западной части Карского моря и Обско-Тазовского региона по радиолокационным и спектрорадиометрическим данным дистанционного зондирования Земли // Вести газовой науки. 2013. – № 3(14). – С. 113–118.

5. Марченко А.В. Влияние консолидации торосов на тепловые потоки из океана в атмосферу // Труды ААНИИ. – 2003. – Т. 446. – С. 150–164.

6. Марченко А.В., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Макитас А.П. Термодинамическая консолидация торосов // Труды ААНИИ. – Т. 449. – 2004. – С. 64–89.

7. Марченко А.В. Моделирование консолидации и таяния торосов // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. – 2007. – Т. 34(318). – С. 97–138.

8. Номенклатура ВМО по морскому льду. Том I – Терминология и коды // WMO/ОММ/ВМО-№ 259. – 1970–2014.

9. *Онищенко Д.А., Марченко А.В.* Моделирование разворота на месте плавучего сооружения судового типа с внутренней турелью в условиях сплоченного ледяного покрова // Вести газовой науки. – 2015. – № 2(22). – С. 124–132.

10. *Ривин Г.С., Розинкина И.А., Вильфанд Р.М., Алферов Д.Ю., Астахова Е.Д., Блинов Д.В., Бундель А.Ю., Казакова Е.В., Кирсанов А.А., Никитин М.А., Перов В.Л., Суркова Г.В., Ревокатова А.П., Шатунова М.В., Чумаков М.М.* Система COSMO-Ru негидростатического мезомасштабного краткосрочного прогноза погоды Гидрометцентра России: второй этап реализации и развития // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 6. – С. 58–70.

11. *Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Попов С.К., Шатунова М.В.* Методика обработки спутниковых снимков высокого разрешения для оценки характеристик ледового режима и влияния изменчивости ледяного покрова на динамику вод северного Каспия // Освоение шельфа арктических морей: Труды Международной конференции “RAO/CIS Offshore 2007. – СПб.: 2007.

12. *Яковлев Н.Г.* Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Известия РАН. ФАО. – 2009. – Т. 45, № 3. – С. 1–16.

13. *Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., Moritz R.E.* Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model. Version 3 // Technical Note NCAR/TN-463+STR. – National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.

14. *Croasdale, K.R., Allen, N.F.B., Marcellus, R.W.* Thermal response of ice rubble: predictions and observations // 10th Int. Symp. on Ice (IAHR), Espoo, Finland, 1990. – Vol. 1. – 153–167.

15. *Furevik T., Foldvik A.* Stability at M2 critical latitude in the Barents Sea // J. Geoph. Res. – 1996. – Vol. 101(C4). – P. 8823–8837.

16. *Lepparanta M., Hakala R.* The structure and strength of first-year ridges in the Baltic Sea // Cold. Reg. Sci. Technol. – 1992. – Vol. 20. – P. 295–311.

17. *Høyland K.V.* Consolidation of first-year sea ice ridges // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107(C6). P. 15,1–15,15.

18. *Hoyland K.V.* Simulations of the consolidation process in first-year ice ridges // Cold. Reg. Sci. Technol. – 2002. – Vol. 34. – P. 143–158.

19. *Hoyland K.V., Liferov P.* On the initial phase of consolidation // Cold Reg. Sci. Technol. – 2005. – Vol. 41. – P. 49–59.

20. *Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* – 1997. – Vol. 27. – P. 1849–1867.

21. *Marchenko A., Diansky N., Fomin V., Marchenko N., Ksenofontova D.* Consolidation of Drifting Ice Rubble in the North-West Barents Sea // *Proc. 23rd IAHR International Symposium on Ice, Ann Arbor, Michigan USA, May 31 to June 3, 2016*, paper 4868538.

22. *Marchenko A.* Thermodynamic consolidation and melting of sea ice ridges // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2008. – Vol. 52. – P. 278–301.

23. *Marchenko A, Høyland K.* Properties of Sea Currents around Ridged Ice in the Barents Sea // *19th IAHR International Symposium on Ice.* – Vancouver, British Columbia, Canada, 2008

24. *Marchenko A., Kvamstad B., Fjørtoft K., Høyland K., Brazhnikov D.* Characteristics of ice drift in the Western Barents Sea reconstructed by the data of the trackers deployed on drifting ice in 2008 and 2010 // *POAC11–147*, Montreal, Canada, 2011.

25. *McPhee M.G.* Turbulent heat flux in the upper ocean under sea ice // *J. Geoph. Res.* – 1992. – Vol. 97(NC4). – P. 5365–5379.

26. *Rasmussen E., Turner J.* *Polar Lows: Mesoscale weather systems in the Polar Regions.* – Cambridge university press, 2003. – 612 p.

27. *Schwerdtfeger P.* The thermal properties of sea ice // *J. Glaciology.* – 1963. – Vol. 4, No. 36. – P. 789–807.

28. *Skamarock W.C.* *A Description of the Advanced Research WRF Version 3* // *NCAR Technical Notes.* – 2008.

29. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2016. – Vol. 121. – P. 1–10.

30. *Shestov A.S., Marchenko A.V.* The consolidation of saline ice blocks in water of varying freezing points: Laboratory experiments and computer simulations // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2016. – Vol. 122. – P. 71–79.

Поступила в редакцию 17.08.2016 г.