

ИССЛЕДОВАНИЯ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ЗАЛИВА ГРЁН-ФЬОРД (АРХ. ШПИЦБЕРГЕН): ИСТОРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, МОДЕЛИРОВАНИЕ

канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ^{1, 2}, мл. науч. сотр. А.К.ПАВЛОВ¹,
канд. физ.-мат. наук О.М.АНДРЕЕВ¹, аспирант Д.М.ЖУРАВСКИЙ¹,
канд. геогр. наук П.Н.СВЯЩЕННИКОВ^{2, 1}

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

² – Санкт-Петербургский государственный университет

Представлены результаты экспедиционных исследований, анализа исторических данных и результаты моделирования процессов. Первые отечественные ледовые наблюдения в заливе Грён-фьорд начались в 1936 г. в шахтерском поселке Баренцбург. Там они продолжаются и по настоящее время с перерывом в 1941–1947 гг., связанным со Второй мировой войной. Начиная с 2002 г. специалисты ААНИИ приступили к регулярным натурным исследованиям ледяного покрова фьорда (припайного льда) в рамках проекта «Исследование метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген». Исторические и современные данные послужили основой для объективной оценки сезонной эволюции и долгопериодной изменчивости ледовых условий в Грён-фьорде во второй половине XX и начале XXI века.

Ключевые слова: Шпицберген, морской лед, тренды, полевые исследования, моделирование.

Архипелаг Шпицберген, благодаря своему географическому положению, является одним из ключевых районов в Западной Арктике для понимания природы и направленности климатических изменений. В районе архипелага наблюдается интенсивное взаимодействие теплых и насыщенных влагой воздушных масс атлантического происхождения с холодными арктическими воздушными массами и снежно-ледниковой поверхностью суши. Западные районы архипелага испытывают сильное влияние теплых вод атлантического происхождения (Западно-Шпицбергенское течение), тогда как центральные и, в особенности, восточные районы находятся под воздействием процессов, протекающих в Арктическом регионе и Баренцевом море (вынос многолетних льдов и холодных распресненных вод Восточно-Шпицбергенским течением). Тесное взаимодействие элементов криосферы, гидросферы и атмосферы на различных пространственных и временных масштабах осложняется особенностями рельефа архипелага (фьорды, горные хребты, ледниковые купола и т.п.). Указанные обстоятельства обуславливают наблюдаемое состояние климатической системы архипелага, ее разномасштабную изменчивость и возможные тенденции будущих изменений.

Мониторинг погоды и климата на Шпицбергене осуществляется более 100 лет, в основном Россией и Норвегией. Достаточно продолжительный для условий Арктики период наблюдений позволяет объективно оценить, используя хорошо зарекомендо-

вавшие себя классические статистические методы анализа временных рядов и методы математического моделирования природных процессов, климатические изменения на архипелаге в XX и начале XXI века. Фьорды архипелага, где встречаются и взаимодействуют элементы атмосферы, гидросферы и криосферы, являются уникальными научными полигонами для мониторинга, изучения закономерностей и особенностей взаимодействия вышеперечисленных сред. Расположенные на пути распространения атлантических вод, они первыми реагируют на изменения в их теплосодержании и могут являться своеобразными индикаторами последующих глобальных климатических изменений. Например, крупнейшей аномалии ледовитости в Арктическом бассейне в сентябре 2007 г., которая не была предсказана ни одной из существующих моделей климата, предшествовали годы, когда припай в ряде фьордов архипелага вообще не образовывался (2005–2006, 2006–2007 гг.). Таким образом, процессы, протекающие в системе «океан – морские льды – атмосфера», требуют детального изучения с помощью статистических методов, натурных исследований и методов математического моделирования процессов. В результате комплексного применения указанных подходов могут быть получены объективные оценки современных изменений климата на архипелаге Шпицберген и рассмотрены сценарии возможных направлений его будущих изменений.

АНАЛИЗ ИСТОРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Характеристики ледяного покрова Арктического бассейна в целом и ледовый режим его отдельных районов в частности являются значимыми индикаторами разномасштабной изменчивости климата, наблюдаемой в атмосфере и океане, а с другой стороны, определяются сложными нелинейными процессами взаимодействия этих сред. Для ледового режима фьордов архипелага Шпицберген наиболее важными являются такие внешние воздействия, как интервенция теплых и соленых атлантических вод из пролива Фрама, температурный режим и режим осадков, материковый сток (речной сток, таяние снежного покрова и ледников).

Стандартные инструментальные и визуальные ледовые наблюдения в заливе Грэн-фьорд были организованы в 1936 г. Однако только со второй половины 50-х гг. прошлого столетия они приобрели регулярный характер и выполняются по настоящее время в соответствии с программой ледово-гидрологических наблюдений, проводимых на полярной береговой станции или морском посту [*Наставление....., 1984*]. Основные официальные источники информации по этому виду наблюдений – база данных ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск) и архивы Гидрометфондов ААНИИ и Мурманского УГМС. К сожалению, имеющийся ряд данных содержит значительные пропуски. Например, мы не располагаем информацией для следующих лет: 1936–1938, 1941–1947, 1950–1953, 1961–1972 гг. Для остальных ледовых сезонов (под ледовым сезоном подразумевается интервал времени с осени предыдущего года до весны последующего) отсутствует информация по некоторым ледовым характеристикам, которых насчитывается 24 [*Наставление....., 1984*]. В целом наиболее однородный ряд по основным ледовым характеристикам относится к интервалу времени от 1973 г. по настоящее время. Таким образом, по данным имеющихся инструментальных и визуальных наблюдений объективный анализ изменчивости ледовых условий в заливе Грэн-фьорд можно выполнить только для последней четверти XX и первого десятилетия XXI века, т.е. для интервала в пределах 40 лет. Однако именно этот промежуток времени крайне важен для исследователей-климатологов, поскольку

Таблица 1

Тенденции изменения ледовых условий в заливе Грён-фьорд

Характеристика	Тенденция за период 1973–2008 гг.
Устойчивый переход через 0 °С температуры воды осенью	на 52 дня позже
Устойчивый переход через 0 °С температуры воды весной	на 22 дня раньше
Дата первого ледообразования	на 37 дней позже
Дата образования устойчивого припая	на 41 день позже
Число дней со льдом в ледовый период	на 85 дней меньше

охватывает интервал от «похолодания» 70–80 гг. до эпохи так называемого «быстрого потепления», начавшегося в 90-е гг. XX века.

Анализ этих данных, выполненный в отделе взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ, позволил сформировать ряды тех ледовых характеристик, статистический анализ которых позволил получить наиболее объективную информацию о долго-периодной изменчивости ледового режима залива Грён-фьорд [Иванов, Журавский, 2010; Иванов и др., 2010]. В результате этой работы были оценены линейные тренды, характеризующие с количественной стороны тенденции временной изменчивости. Оценки климатических тенденций, полученных на основе статистически значимых линейных трендов для некоторых ледовых характеристик, представлены в таблице 1.

Как видно из таблицы, имеет место общая для отмеченных ледовых характеристик тенденция, свидетельствующая о смягчении ледовой обстановки в заливе Грён-фьорд в последней четверти XX и в начале XXI века.

На сроки формирования морского ледяного покрова в Арктике, его толщину и площадь распространения основное влияние оказывает температурный режим приземного слоя воздуха. В той или иной степени указанное обстоятельство свойственно и ледяному покрову фьордов. Анализ среднегодовых значений приземной температуры воздуха в Баренцбурге за период с 1950 г. по настоящее время выявил положительный статистически значимый тренд среднегодовых температур [Семенов и др., 2002; Иванов, Журавский, 2010; Анциферова и др., 2010; Священников и др., 2010]. В целом температура повысилась на два градуса. При этом наибольший наклон линии тренда наблюдался именно в последние 20 лет. Таким образом, уменьшение «числа дней со льдом в ледовый период» имеет вполне корректное физическое объяснение.

В то же время анализ многолетней изменчивости такой характеристики, как «максимальная измеренная толщина льда» [Наставление..., 1984], хотя и выявил уменьшение толщин припая в заливе Грён-фьорд за период с 1950 по 2010 г., однако тренд оказался статистически не значимым. По-видимому, имеется несколько объяснений отмеченного факта. Одно из них – это неоднородность ряда, заключающаяся в отсутствии данных для ряда лет (1966–1969, 1972–1973, 1986, 1993, 1995, 1999–2002 гг.). Максимальная толщина припая была зафиксирована в 1951 г. и составила 107 см, в ряде лет устойчивый припай в заливе не образовывался (например, в 1954 или 2006 гг.). Средняя толщина за весь период наблюдений составила 60 см, при среднеквадратичном отклонении ± 23 см.

Уменьшение толщины морского льда (в нашем случае) припая, а также более поздние сроки его образования и более ранние сроки исчезновения объективно связаны с теплосодержанием верхнего слоя моря. В нашем случае мы располагаем

данными о среднемесячных и среднегодовых значениях температуры поверхности воды, рассчитанной по результатам стандартных наблюдений на морском посту ГМО «Баренцбург». За исследуемый период среднегодовая температура поверхности воды повысилась на один градус [Иванов, Журавский, 2010; Иванов и др., 2010]. По аналогии с Арктическим бассейном, тенденцию уменьшения толщин припая логично было бы объяснить интервенцией теплых атлантических вод из района пролива Фрама, теплоотдача от которых в осенне-зимний период теоретически должна отсрочить сроки льдообразования и замедлить скорость нарастания льда, по крайней мере на начальной стадии его роста [Доронин, Кубышкин, 2001; Морской лед, 1997]. К сожалению, сведения о теплосодержании атлантических вод на акватории фьордов еще более отрывочны (неоднородны по времени), чем данные о максимальных толщинах припая. В работах [Павлов и др., 2010а; Павлов и др., 2010б] были проанализированы все доступные данные о максимальных температурах в слое атлантических вод, которые проникали во внутренние районы заливов Айс-фьорда и Грэн-фьорда в XX веке. В результате анализа временной изменчивости этой величины были обнаружены статистически значимые линейные тренды, подтверждающие устойчивый рост максимальных значений температуры атлантических вод со скоростью порядка 0,2° за десятилетие или практически 2° за 100 лет. При этом последний максимум температуры, зафиксированный в первом десятилетии XXI века, превысил максимум, наблюдавшийся в XX веке (потепление 1920–1930 гг.) более чем на 1°.

Таким образом, долгопериодная изменчивость ряда параметров атмосферы и океана в районе архипелага Шпицберген имела однонаправленный характер. Этим можно объяснить наличие устойчивой тенденции к смягчению ледовой обстановки в заливе Грэн-фьорд, по крайней мере в течение последних 30 лет. Устойчивая тенденция к смягчению климата в этом районе архипелага в принципе соответствует концепции «быстрого потепления» Арктики во второй четверти XX века и первом десятилетии XXI [Бодашова и др., 2008; Бобылев и др., 2008; Фролов и др., 2007].

ДАННЫЕ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Регулярные исследования снежного покрова и морского льда (припая) начали проводиться специалистами ААНИИ с апреля 2002 г. Основная цель этих исследований – получение новых натуральных данных о теплофизических, радиационных и морфометрических свойствах снега и льда, которые необходимы для усовершенствования существующих и разработки новых параметризаций термодинамических процессов, протекающих в указанных средах. В ААНИИ имеется богатый опыт проведения натуральных исследований морского льда, который успешно используется и на арх. Шпицберген. Дополнительный импульс расширению и совершенствованию российских полевых исследований придает плодотворное и взаимовыгодное сотрудничество с Норвежским Полярным институтом (НПИ), которое имеет богатую историю. Специалисты ААНИИ неоднократно принимали участие в экспедициях НПИ на архипелаге, в частности на припаяе залива Конгс-фьорд, в районе норвежского поселка Нью-Олесунн [Winther et al., 2003].

Основной объект наших исследований в заливе Грэн-фьорд – морской лед (припай), снежный покров на нем и снежный покров прилегающих районов тундры. В результате этих исследований, выполненных в 2002–2005 гг., были получены новые данные о внутренней термической и радиационной структуре снежного покрова и морского льда [Иванов и др., 2003; Иванов и др., 2004]. В первую очередь это касается определения коэффициента ослабления солнечной радиации и связи этого параметра с физическими

и морфометрическими свойствами сред [Иванов, Андреев, 2006; Иванов, 2007]. Натурные данные о вертикальном распределении температуры (снег, лед) и солёности (лед) позволили получить надёжные данные для верификации математических моделей морского льда, разработанных в ААНИИ. Например, данные о вертикальном распределении солёности были использованы для параметрического описания профиля солёности в морском льду различного возраста и толщины [Андреев, Иванов, 2007].

Исследования, выполненные в последние годы (2008–2011 гг.), проводились по возможности в одних и тех же точках припая, равномерно покрывающих его акваторию. Как правило, они были сосредоточены южнее поселка Баренцбург, где на акватории залива формируется устойчивый припай, обеспечивающий безопасность полевых работ. Мониторинг характеристик снежно-ледяного покрова припая позволил выявить некоторые закономерности его эволюции в указанный период. В табл. 2 представлены данные о средних и максимальных толщинах припая.

Таблица 2

Изменчивость толщины припайного льда в заливе Грён-фьорд (см)

Год	2006*	2007**	2008	2009	2010	2011
Средние	-	5–10	23	49	44	74
Максимальные	-	10	39	53	60	91

Примечание: * – устойчивый припай не образовывался; ** – данные визуальных наблюдений

Для указанного периода, после безледного сезона 2005/06 г., зафиксирован рост толщин припайного льда в заливе Грён-фьорд. Причем это касается как средних величин, так и максимальных оценок. По сравнению с данными, поступающими с морского поста ГМО «Баренцбург», эти результаты, безусловно, более репрезентативны, поскольку характеризуют толщины льда на всей площади припая, а не в одной точке. В то же время средние оценки вычислены на основании разного числа измерений, что необходимо учитывать при формулировке тех или иных выводов. Аналогичные тенденции (рост толщины припая), по сообщениям норвежских и польских исследователей, наблюдаются в последние годы и в других фьордах острова Западный Шпицберген (заливы Конгс-фьорд и Хорнзунд). Возможно, это является своеобразным сигналом о событиях, которые вскоре могут произойти во всей Арктике. Ряд уважаемых специалистов высказывают мысль о вероятной смене знака тенденции в развитии ледовых процессов в Арктике [Фролов и др., 2007].

Толщина снежного покрова на припае определяется многими, на первый взгляд не связанными между собой факторами. Это время образования устойчивого припая, первоначальная форма и размеры слагающих его отдельных льдин, режим осадков (сроки выпадения, продолжительность, интенсивность), направление преобладающих ветров, температурный режим. Это обуславливает сложную, трудно поддающуюся аналитической формализации пространственную картину распределения толщин снега на припае, слабо связанную с данными о распределении снега вблизи метеорологической станции [Священников и др., 2007]. Известно, что толщина снега и его теплофизические свойства (плотность, теплопроводность и т.д.) оказывают определяющее влияние на скорость нарастания морского льда, особенно в начальной стадии его роста [Доронин, Кубышкин, 2001; Иванов, Макитас, 1989, Морской лед, 1997; Иванов и др., 2008]. Сведения о толщинах снега на припае, полученные по данным наблюдений в ГМО «Баренцбург», относятся к одной точке, расположенной в 150 м от берега на акватории морского порта

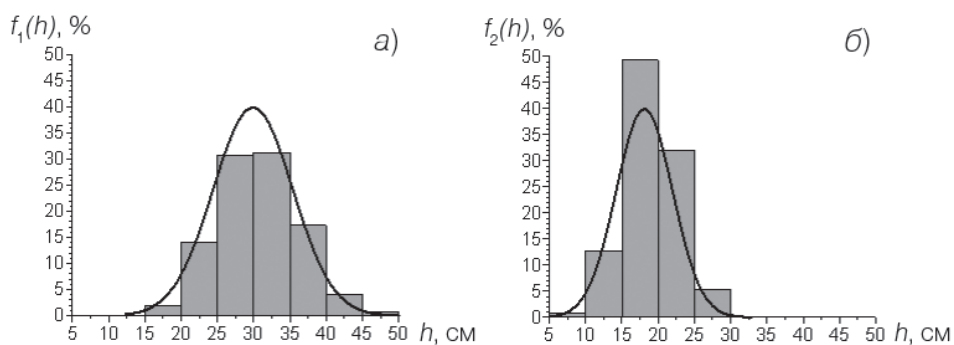


Рис. 1. Распределение толщин снега (h) на припае залива Грён-фьорд по данным измерений и плотность нормального распределения: a – 21.04.2011; $б$ – 26.04.2011.

поселка. Припай в этом месте подвержен достаточно частым искусственным разрушениям (судоходство), и поэтому сведения о толщинах снега не могут быть востребованы в полном объеме, в первую очередь при их использовании в математических моделях морского льда той или иной степени сложности. Исследования, выполненные нами в период полевых сезонов 2008–2010 гг., хоть и дают более объективную картину, поскольку охватывают инструментальными наблюдениями значительные площади припая, не могут удовлетворить запросы моделирования. Так, средние толщины снега на припае в эти сезоны составляли 5, 17 и 10 см. По-видимому, для получения адекватной картины снегонакопления на припае необходимо использовать современные, хорошо себя зарекомендовавшие дистанционные методы, например акустические датчики-толщиномеры. В 2011 г. для более детального исследования пространственного распределения толщин снега на припае нами были проведены специальные снегомерные полигонные съемки, охватывавшие равномерно всю доступную площадь припая. Использовалась оригинальная методика. В определенных местах на припае (всего их было восемь) были выполнены площадные снегомерные съемки. На каждой площадке (200 м^2) определения толщины снега выполнялись в 30 точках. Такие измерения были выполнены нами дважды: в фазу максимального снегонакопления (до начала весеннего таяния) и непосредственно после начала таяния. Статистический анализ данных позволил впервые получить объективные оценки распределения снега по толщинам на поверхности припая в заливе Грён-фьорд. Результаты представлены на рис. 1.

Как следует из приведенных графиков и выполненных нами расчетов, обе выборки имеют распределения вероятностей, статистически на 95 % уровне значимости не отличимые от нормального. Основное различие выборок связано в первую очередь с общим уменьшением средней толщины снега на припае с 30 до 18 см, уменьшением масштаба изменчивости (ширина диапазона $f_2(h)$ по сравнению с $f_1(h)$) и смещением центра распределения в область пониженных значений толщин снега на припае.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА

Методы математического моделирования являются традиционным инструментом при исследовании состояния и эволюции природных систем, к которым с полным основанием можно отнести морской ледяной покров. В ААНИИ этот подход успешно используется и развивается в приложении к исследованию климатической изменчивости ледяного покрова в Арктическом бассейне [Махитас, Иванов, 1989, Андреев,

Иванов, 2001, Makshas et. al., 2003], а также в области краткосрочного прогноза состояния и изменчивости морского льда в конкретных районах [Клячкин и др., 2005].

Для исследования сезонной эволюции припайных льдов в фьордах арх. Шпицберген мы использовали одномерную нестационарную термодинамическую модель, разработанную в отделе взаимодействия океана и атмосферы [Андреев, Иванов, 2001; Андреев, Иванов, 2003]. Это модель хорошо зарекомендовала себя не только при ее применении к исследованию морского льда в центральной части Арктического бассейна (АБ), но и в окраинных арктических и субарктических морях [Андреев, Иванов, 2008]. Была выполнена верификация модели и для условий арх. Шпицберген, на примере глубоководных и мелководных фьордов, которыми являются заливы Конгс-фьорд и Грэн-фьорд соответственно. При этом было проведено сравнение (интеркалибрация) нашей модели с рядом известных одномерных термодинамических моделей морского льда при использовании одного и того же массива внешних данных [Андреев и др., 2006]. Как показали эти расчеты, модель ААНИИ дает вполне адекватные результаты (воспроизведение характера сезонного хода толщин припая и их абсолютных значений) и может быть использована для различных научных исследований. Например, для изучения реакции ледяного покрова на изменения атмосферных условий.

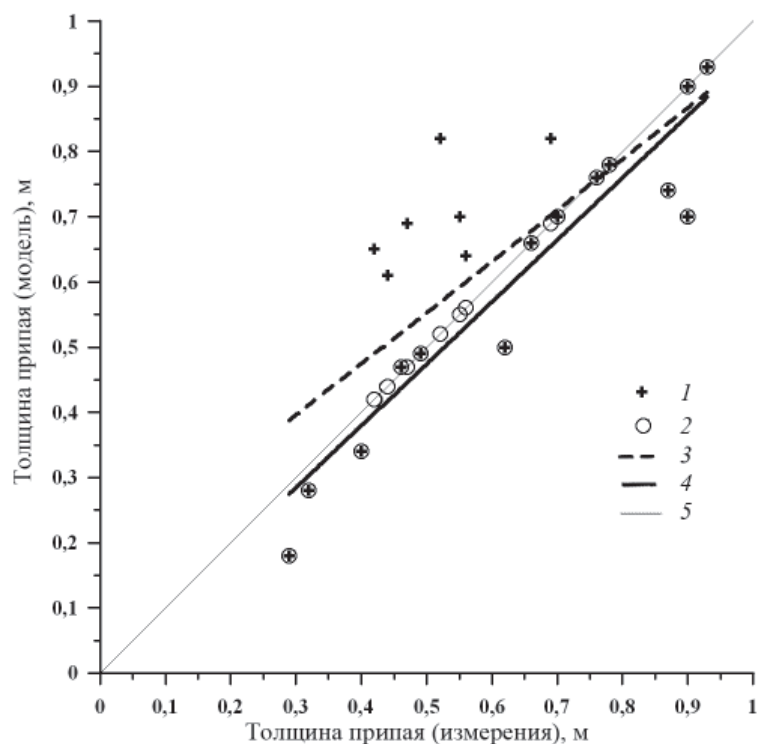


Рис. 2. Сравнение максимальных толщин припая воспроизводимых моделью и данных инструментальных наблюдений: 1 – первый вариант расчетов, когда поток тепла от нижележащих слоев воды равен нулю; 2 – второй вариант расчетов, когда поток тепла от нижележащих слоев воды задается; 3 – линейная регрессия, описывающая вариант с нулевым потоком тепла от нижележащих слоев воды; 4 – линейная регрессия, описывающая вариант, когда поток тепла от нижележащих слоев воды задается; 5 – прямая «1:1».

Были проведены расчеты, направленные на исследование воспроизведения модели многолетней изменчивости толщин припая в заливе Грэн-фьорд. Как указывалось выше, для периода начиная с 1974 г. мы располагаем рядом инструментальных оценок максимальных толщин, полученных в ГМО «Баренцбург» с наименьшим количеством пропусков в данных. Благодаря исследованиям, выполненным ААНИИ в рамках региональной тематики Росгидромета (2008–2010 гг.) и мероприятий Международного полярного года 2007/08, были получены специальные массивы среднесуточных данных об основных характеристиках приземного слоя воздуха, которые используются в модели в качестве граничных условий. Результаты модельных расчетов можно видеть на рис. 2.

Обоснованное задание потока тепла от нижележащих слоев воды всегда представляло серьезные трудности при моделировании эволюции арктического ледяного покрова [Доронин, Кубышкин, 2001; Морской лед, 1997; Makstas et al., 2003]. Это связано с тем, что механизм передачи этого тепла, в частности тепла атлантических вод, к нижней поверхности льда через устойчивый пикноклин до сих пор недостаточно изучен. Как правило, в математических моделях этот поток задается в виде дополнительного члена в уравнении теплового баланса на нижней границе льда, значение которого варьируется в тех или иных пределах. Для ледяного покрова фьордов Шпицбергена таким источником являются так называемые трансформированные атлантические воды (ТАВ), которые проникают туда из района пролива Фрама и имеют температуру от 1 до 3 °С, а соленость свыше 34,7 ‰.

В первом варианте наших расчетов поток тепла от этих вод не учитывался, мы предположили, что они не всегда оказывают влияние на скорость образования льда в фьордах. Мы имели некоторое основание так рассуждать, поскольку, например, зимние океанографические наблюдения, выполненные в заливе Грэн-фьорд в 2010 г., не выявили присутствия там ТАВ [Иванов и др., 2010]. Однако, оставаясь в рамках этого приближения, нам не удалось адекватно воспроизвести максимальные толщины припая для всего периода наблюдений. Модельные оценки толщин припая для ряда лет оказались значительно выше измеренных значений, это недвусмысленно указывает на то, что должен существовать «дополнительный» источник тепла (регулятор), который «не позволяет» припаю достигать модельных (завышенных) значений. Таким источником, в соответствии с математической формулировкой нашей модели, может быть только поток тепла снизу, т.е. теплоотдача от нижележащих слоев воды.

Зимние океанографические съемки акватории фьорда, выполненные в 2008 и 2009 гг., зафиксировали присутствие в нем ТАВ, верхняя граница которых располагалась на горизонте 25–50 м, а температура в ядре достигала 2,5 °С [Иванов и др., 2009]. Как известно, в районах, где более теплые и соленые воды расположены под слоем более холодных и пресных поверхностных вод (типичная ситуация для АБ), создаются условия для развития дифференциально-диффузионной неустойчивости по типу послонной конвекции [Kelley, 1984, 1990; Turner, 1973]. При таком типе плотностной стратификации любые начальные возмущения могут приводить к тому, что в индивидуальном объеме жидкости, выведенном из положения равновесия, происходит более интенсивный обмен теплом, чем солью. В качестве источников начальных возмущений в нашем случае наиболее вероятными представляются внутренние волны. Условия фоновой устойчивой стратификации приводят к тому, что объем жидкости, выведенный из состояния равновесия, всегда стремится вернуться в исходное положение.

ние. Однако, в результате действия сил инерции, он может продолжить свое движение, минуя это положение. В конечном счете на границе раздела плотности формируется система возмущений (внутренние волны) по типу свободных колебаний, которые при определенных обстоятельствах могут становиться неустойчивыми, способствуя кратковременной и интенсивной передаче тепла от одного слоя к другому, например, в нашем случае к нижней поверхности льда. Используя методику, предложенную в работе [Kelley, 1990], мы попытались оценить интенсивность потока тепла от ТАВ к нижней поверхности припая, используя данные о вертикальном распределении температуры и солёности в подледном слое воды, полученные с высоким уровнем разрешения и точности. Оказалось, что коэффициент вертикальной теплопроводности для наблюдаемых в подледном слое перепадов температуры и солёности находится в пределах $2,0\text{--}2,4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ (2008 г.) и $1,5\text{--}54,6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ (2009 г.). С учетом плотности и теплоемкости воды, которые мы также рассчитали, используя данные измерений *in situ*, вертикальный поток тепла от ТАВ к нижней поверхности льда, в период наших наблюдений в 2009 г., мог достигать $13\text{--}16 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (по данным 2008 г. не более $0,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$). Следуя ряду основополагающих работ [Доронин, Кубышкин, 2001; Морской лед, 1997; Makhtas et al., 2003], можно сделать заключение, что расчетные оценки вертикальных потоков тепла, полученные нами для условий 2009 г., превосходят величины, рекомендуемые для проведения модельных расчетов, например, для условий центральной части АБ. Вероятность появления столь высоких потоков тепла может быть обусловлена не только неустойчивостью (разрушением) внутренних волн, но и другими причинами. В результате приливных колебаний уровня, которые в Баренцбурге достигают 2 м, под припаем за счет действия приливных течений возникает «подледный» пограничный слой. Есть основания полагать, что «гашение» (торможение) приливной волны припайным льдом больше, чем дрейфующим. Косвенная оценка подобного эффекта была выполнена в работе [Тимохов, 1989]. Было показано, что скорость движения приливной волны под припаем уменьшается от 16 % и более по сравнению с ее наблюдаемыми значениями на чистой воде. Представляется весьма вероятным, что значительные вертикальные градиенты скорости приливных течений подо льдом могут являться одной из причин возникновения аномальных потоков тепла к нижней поверхности припая от нижележащих слоев воды.

В рамках любой термодинамической модели морского льда (если подледный слой не описывается отдельной системой уравнений) поток тепла от нижележащих слоев воды является очень важным граничным условием. Мы повторили наши расчеты для тех лет, когда расчетные значения максимальных толщин припая значительно превышали инструментальные оценки («крестообразные» символы над прямой «1:1»). При этом оказалось, что для того, чтобы достичь «точного» равенства модельной и измеренной толщин, в рамках нашей модели необходимо для этих лет задавать различные потоки тепла величиной до $20 \text{ Вт}/\text{м}^2$. В этом случае линия регрессии (сплошная прямая на рис. 2) значительно приблизилась к прямой «1:1». По порядку величины потоки тепла, использованные в модельных расчетах, оказались сравнимы с косвенными оценками, полученными из натуральных наблюдений, и в связи с этим представляются нам вполне реальными. Окончательно подтвердить сделанные нами заключения смогут прямые (пульсационные) измерения вертикальной структуры потоков тепла в подледном слое, которые мы планируем реализовать в ближайшей экспедиционной кампании на арх. Шпицберген.

ВЫВОДЫ

Исследования снежно-ледяного покрова залива Грэн-фьорд позволили оценить тенденции изменчивости характеристик припайного льда в конце XX и начале XXI в. Экспедиционные исследования, выполненные специалистами ААНИИ в период МПГ 2007/08 г. и последующие годы, обеспечили нас объективными (инструментальными) оценками толщин припайного льда и снежного покрова, теплофизических свойств снега и морского льда. Эти оценки крайне необходимы для совершенствования имеющихся и разработки новых параметризаций физических процессов в снежно-ледяном покрове. Теоретические расчеты, выполненные с помощью термодинамической модели морского льда, разработанной в ААНИИ, позволили оценить роль потоков тепла от нижележащих слоев воды (в нашем случае вод атлантического происхождения) в формировании максимальных толщин припайного льда в заливе Грэн-фьорд.

Работа выполнена в рамках плановой тематики ЦНТИ Росгидромета (разделы 1.5.3.1, 1.5.4.3), гранта РФФИ «Современные изменения климата архипелага Шпицберген – натурные данные и моделирование взаимодействия в системе «ледники – морские льды – атмосфера» (12-05-00780-а) и при финансовой поддержке проекта «Исследования метеорологического режима и климатических изменений в районе арх. Шпицберген (договор между ААНИИ и ФГУП «Трест «Арктик-Уголь»»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев О.М., Иванов Б.В.* Параметризация радиационных процессов в моделях ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2001. Т. 2. С. 81–88.
- Андреев О.М., Иванов Б.В.* Параметризация усвоения коротковолновой солнечной радиации в термодинамической модели снежно-ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2003. Т. 2. С. 54–58.
- Андреев О.М., Иванов Б.В., Герланд С.* Модельные расчеты толщины припайного льда в фьордах Западного Шпицбергена // Материалы VI Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2006. Вып. 6. С. 240–247.
- Андреев О.М., Иванов Б.В.* Параметризация вертикального распределения солёности однолетнего морского льда для задач термодинамического моделирования в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 99–105.
- Андреев О.М., Иванов Б.В.* Моделирование промерзания и таяния торосов на шельфе острова Сахалин // Метеорология и гидрология. 2008. № 10. С. 62–69.
- Анциферова А.Р., Короткова Т.Д., Семенов А.В., Сиеккинен Е.Д.* Результаты комплексных гидрометеорологических наблюдений и мониторинг загрязнения окружающей среды на архипелаге Шпицберген // Материалы X Международной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген». 2010. Вып. 10. С. 338–346.
- Бадашова Л.Ф., Муркина Е.А., Хохлова А.В.* Многолетние тенденции изменения ледовитости северных полярных морей по спутниковым данным // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 118–122.
- Бобылев Л.П., Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Заболотских Е.В., Сандвен С., Бабина О.И.* Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 38–47.
- Доронин Ю.П., Кубышкин Н.В.* Рост и таяние морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 42 с.

- Иванов Б.В., Макитас А.П.* Пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова в зоне его сезонной миграции // Труды ААНИИ. 1989. Т. 420. С. 37–44.
- Иванов Б.В., Андреев О.М., Безгрешнов А.М.* Предварительные результаты исследования свойств снежного покрова архипелага Шпицберген в мае 2002 г. // Материалы III Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2003. Вып. 3. С. 124–127.
- Иванов Б.В., Священников, Андреев О.М., Власенко Р.Е.* Исследования радиационных и теплофизических свойств снежно-ледникового покрова в районе ледника Альдегонда // Материалы IV Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2004. Вып. 4. С. 199–206.
- Иванов Б.В., Андреев О.М.* Новые данные о теплофизических свойствах морского льда в заливе Грэн-фьорд // Материалы VI Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2006. Вып. 6. С. 234–240.
- Иванов Б.В.* Экспериментальные оценки коэффициента ослабления солнечной радиации в морском льду и снеге // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 132–139.
- Иванов Б.В., Марченко А.В., Безгрешнов А.М.* Особенности распределения толщин снега на поверхности однолетних льдов в северо-восточной части Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 129–133.
- Иванов Б.В., Павлов А.К., Журавский Д.М., Священников П.Н., Кашин С.А., Грабленко А.В.* Первые зимние океанографические исследования в заливе Грэн-фьорд, арх. Шпицберген // Информационный бюллетень «Новости МПГ 2007/08». 2009. № 25. С. 13–17.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М.* Ледовые условия в заливе Грэн-фьорд (Шпицберген) в течение 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 27–31.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М., Священников П.Н., Павлов А.К.* Многолетняя изменчивость ледового режима в заливе Грэн-фьорд (арх. Шпицберген) // Материалы X Международной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген». 2010. Вып. 10. С. 398–402.
- Иванов Б.В., Павлов А.К., Журавский Д.М., Тверберг В.* Куда «пропала» атлантическая вода // Информационно-аналитический сборник «Российские полярные исследования». 2010. № 1. С. 16–17.
- Клячкин С.В., Гудкович З.М.* Методика среднесрочного ледового прогноза для Печорского моря на основе численной динамико-термодинамической модели // Труды ГМЦ РФ. 2005. № 31. С. 104–119.
- Макитас А.П., Иванов Б.В.* Квазистационарная нульмерная модель морского льда // Труды ААНИИ. 1989. Т. 420. С. 24–36.
- Морской лед: Справочное пособие / Под ред. И.Е.Фролова и В.П.Гаврило. СПб.: Гидрометеоздат, 1997. 402 с.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Часть I. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 213 с.
- Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В.* Потепление в фьордах Западного Шпицбергена. Аномалия или естественная изменчивость // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 78–84.
- Павлов А.К., Иванов Б.В., Журавский Д.М., Тверберг В., Гранског М., Фальк-Петерсен С.* Многолетняя изменчивость океанографического режима в заливах Западного Шпицбергена // Материалы X Международной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген». 2010. Вып. 10. С. 485–488.
- Священников П.Н., Иванов Б.В., Кашин С.В., Грабленко А.М.* Снегомерный наблюдения вблизи ГМО «Баренцбург» // Информационный бюллетень «Новости МПГ 2007/08». 2007. № 5–6. С. 8–9.

Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В. Влияние характеристик облачности на радиационный режим острова Западный Шпицберген // Материалы X Международной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген». 2010. Вып. 10. С. 474–480.

Семенов А.В., Анциферов А.Р., Давыдов А.А. Климат Баренцбурга. Измерения основных характеристик за последние 40 лет (по данным наблюдений ГМО «Баренцбург») // Материалы II Международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». 2002. Вып. 2. С. 139–145.

Тимохов Л.А. Вертикальная структура и динамика подледного слоя океана. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1989. 141 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.

Kelley D.E. Effective diffusivities within ocean thermohaline staircases // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 10484–10488.

Kelley D.E. Fluxes through diffusive staircases: A new formulation // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 3365–3371.

Makshtas A., Shoutilin S., E.Andreas. Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. P. 2510–2513.

Turner J. S. Buoyancy Effects in Fluids. Cambridge, 1973. 367 p.

Winther J.-G., Bruland, O., Sand K., Gerland S., Marechal D., Ivanov B., Glowacki P., Konig M. Snow research in Svalbard – an overview // Polar Research. 2003. Vol. 22 (2). P. 125–144.

B. V. IVANOV, A. K. PAVLOV, O. M. ANDREEV, D. M. ZHURAVSKIY, P. N. SVYASHCHENNIKOV

INVESTIGATION OF SNOW AND ICE COVER IN GRØNFJORDEN (SPITSBERGEN): HISTORICAL DATA, IN SITU OBSERVATIONS AND MODELLING

In the study, results of in situ observations, historical data analysis and modeling are presented. Russian studies on sea ice in Grøn fjorden have been carried out since 1936 nearby the Barentsburg settlement until present days with a break during the Second World War (1941–1947). After 2002, regular observations of land fast-ice in the fjord have been done by scientists from Arctic and Antarctic Research Institute in framework of a project: “Investigation of meteorological regime and climatic change on Spitsbergen”. Historical and modern data is a basis for objective estimates of seasonal evolution and long-term variability of sea ice conditions in the second half of the XX century and the beginning of the XXI century.

Keywords: Spitsbergen, sea ice, trends, in situ observations, modeling.