

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТОЛЩИН СНЕГА НА ПОВЕРХНОСТИ ОДНОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Б.В.ИВАНОВ, А.В.МАРЧЕНКО, А.М.БЕЗГРЕШНОВ

ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье представлены результаты полевых исследований, выполненных в северо-восточной части Баренцева моря в апреле 2005 г. с борта НЭС «Михаил Сомов». Измерения толщин снега и льда выполнялись на тонких и средних однолетних льдах, как на ровных участках, так и вблизи торосов. Измерения морфометрических характеристик снега и льда выполнялись на двух специальных полигонах: поперек наддува, вблизи тороса и на относительно ровном участке льда. На основании данных измерений проанализирована взаимосвязь толщин снега и льда с учетом требований, предъявляемых к инженерным изысканиям.

Снежный покров на поверхности льда оказывает существенное влияние на интенсивность его нарастания и таяния, температурный режим (по крайней мере, в его верхнем слое) и, как следствие этого, на прочностные свойства [6, 10, 11]. В первую очередь это обусловлено теплофизическими свойствами собственно снега (теплопроводность, теплоемкость, оптические характеристики и т.д.), а также нелинейностью процессов теплового расширения (сжатия) морского льда. Большую роль в этих процессах играет, как известно, солнечная радиация, особенно ее коротковолновая часть, которая, в отличие от длинноволновой радиации, не поглощается полностью поверхностью снега, а проникает в нижележащие (внутренние) слои снега и льда [1, 2, 4, 8]. Ее проникающее действие обуславливает процессы метаморфизма и внутреннего таяния в снежном и ледяном покровах. На фоне весенних колебаний температуры воздуха в снегу наблюдаются процессы фирнизации, т.е. укрупнения и сплавления кристаллов снега, происходит уплотнение снежной массы, изменение ее толщины, температуры и теплопроводящих свойств. В ледяном покрове процессы внутреннего таяния приводят к растворению солей, содержащихся во льду, с дальнейшей фильтрацией рассола в поверхностный слой моря. Это способствует, с одной стороны, опреснению льда, а с другой – снижению прочностных свойств ледяного покрова. Таким образом, изучение морфометрических, теплофизических и радиационных свойств снега имеет важное прикладное значение.

Анализ вертикального распределения температуры снега показывает [6, 8, 9], что в целом снежный покров в крупных наддувах и сугробах является надежным изолятором поверхности льда от выхолаживающего воздействия атмосферы и от проникающего воздействия коротковолновой солнечной радиации. В указанных элементах рельефа в ночные часы, при максимальной теплоотдаче в атмосферу за счет длинноволнового выхолаживания поверхности до 150 Вт/м^2 , температура снега в нижнем 10–15-сантиметровом слое, граничащем со льдом, практически не испытывает суточных колебаний. На ровном льду суточные колебания характерны не только для всего слоя снега, но и для границы раздела «снег–лед» и верхних слоев льда.

Плотность снега, как правило, уменьшается с глубиной от поверхности к границе раздела «снег–лед». Это объясняется тем, что в глубинных слоях, граничащих со льдом, снежная толща формируется в результате процессов температурно-градиентного (конструктивного) метаморфизма. За счет низких температур и давления образуются снежные кристаллы правильной формы (ромбы, призмы, пирамиды и т.д.), размером до 5–10 мм. При этом возрастает «пористость», или доля объема, занятая воздухом (воздушные пустоты). Это так называемый «глубинный иней», или «глубинная изморозь» [14]. Плотность такого снега ($300\text{--}350\text{ кг/м}^3$) обычно ниже плотности поверхностных слоев ($450\text{--}480\text{ кг/м}^3$), подвергавшихся уплотнению за счет ветрового или радиационного воздействия. Точное знание вертикального распределения плотности снега необходимо для корректного расчета его теплофизических свойств. Большинство известных эмпирических соотношений для определения коэффициентов теплопроводности и теплоемкости, а также для оценки «пористости» базируются на величине плотности снега, определяемой инструментально [3].

Как уже указывалось выше [6, 10, 11], наличие снега на поверхности морского льда изменяет (замедляет) скорость его нарастания, и наоборот, отсутствие снега или его незначительное количество способствует образованию аномально толстого ледяного покрова в осенне-зимний период. В соответствии со строительными правилами (СП 11-114-2004-«Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений» [11]) определения толщин ровного льда и снега на льду необходимы для получения морфометрических характеристик дрейфующего льда и припая. При этом толщины льда и снега рекомендуется определять путем прямых измерений ледяного и снежного слоев по профилям и маршрутам. Однако наиболее репрезентативными являются полигонные (площадные) наблюдения на равномерной сетке точек, которые дают надежные оценки пространственной структуры толщин снега и ровного льда и их взаимосвязи. Параллельные измерения указанных характеристик, выполненные на многосуточных ледовых станциях в северо-восточной части Баренцева моря (НЭС «Михаил Сомов», апрель 2005 г.), позволили получить ряд оригинальных количественных оценок такой связи.

Как известно [12], ровный лед (*Level ice*) – «это морской лед, который не подвергался деформации». Термин «ровный» лед встречается также и при описании торосистости морского льда. Так, в соответствии со шкалой торосистости льда [13], термин «ровный» лед употребляется в ней трижды. Собственно «ровный» лед (0 баллов по шкале торосистости), редкие торосы на «ровном» льду (1 балл) и «ровный», частично торосистый лед (3 балла). Таким образом, понятие «ровный» лед можно применять (использовать) весьма условно, и, как показали наши оценки, ошибки, которые могут возникнуть при некорректной оценке толщины такого льда, могут иметь достаточно серьезные последствия для инженерной практики.

Нагрузка на ледостойкую платформу определяется прочностью льда, массой льдины (ледяного поля), взаимодействующей с платформой, и ее геометрическими характеристиками: формой, горизонтальными размерами и толщиной. При расчете ледовой нагрузки особое значение имеет общая площадь контакта льдины со стенками платформы и толщина льда. Пространственная изменчивость вышеперечисленных параметров на масштабах порядка горизонтального размера платформы может оказать существенное влияние на сценарии взаимодействия льда с платформой и на результирующую нагрузку. Известно, что в зависимости от количества дефектов ледяного поля прочность «ровного» (невсторошенного) льда может изменяться в несколько раз на расстояниях порядка нескольких метров [10]. Толщина «ровного» ледяного поля обычно полагается постоянной. Подводная видеосъемка, выполненная в период работ на ледовых станциях, показала, что

нижняя поверхность льдин, визуально определяемых как «ровный» лед, зачастую имеет очень сложный «волнистый» рельеф. Характерный горизонтальный масштаб неровностей (расстояние между «ребнями» подобных волн) составил порядка 1 м, а вертикальный масштаб («высота» волны) – около 10 см. Таким образом, при толщине «ровного» льда, равной, например, 0,5–1 м (тонкий и средний однолетний лед), ошибка в определении массы льдины и площади ее контакта со стенками платформы может достигать 10 %. В то же время погрешность определения всех линейных размеров при оценке морфометрических характеристик ледяного покрова должна быть не более 5 % [10]. В свою очередь, в соответствии с работой [4], относительная погрешность определения средних значений толщин снега, по данным маршрутных съемок, колеблется от 1 до 10 %.

Формирование рельефа нижней поверхности «ровного» льда обусловлено совместным влиянием различных термодинамических процессов (течения, турбулентность, теплоотдача в атмосферу с учетом снежного покрова переменной толщины). Наличие корреляции между толщиной визуально «ровного» льда и толщиной снежного покрова было исследовано нами на двух полигонах. Первый располагался в районе наддува (характерная эоловая форма рельефа на поверхности ровного или восторщенного льда), вблизи гряды торосов высотой 0,5 м. Второй – на так называемом «ровном» льду. В первом случае пространственная дискретность бурения составляла 1×3 м, во втором 1×1 м. Результаты представлены на рис. 1 и 2.

На обоих рисунках можно отметить очевидное соответствие между изменениями толщин снега и льда: увеличению слоя снега соответствует утоньшение льда и наоборот. Причем если в первом случае это был ярко выраженный снежный наддув, то во втором это был визуально «ровный» участок льда. Имеющиеся экспедиционные данные не позволяют нам оценить продолжительность залегания

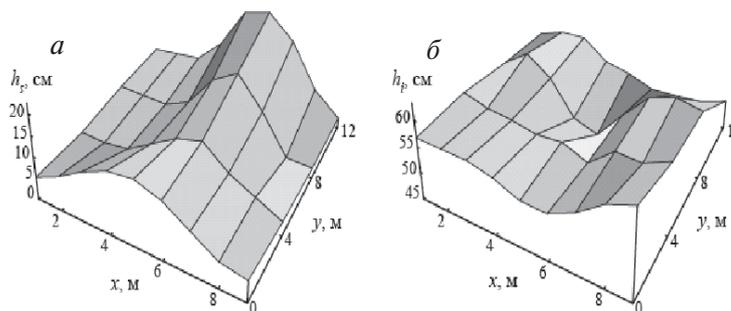


Рис. 1. Измеренные на первом полигоне толщины снега h_s (a) и льда h_i (б)

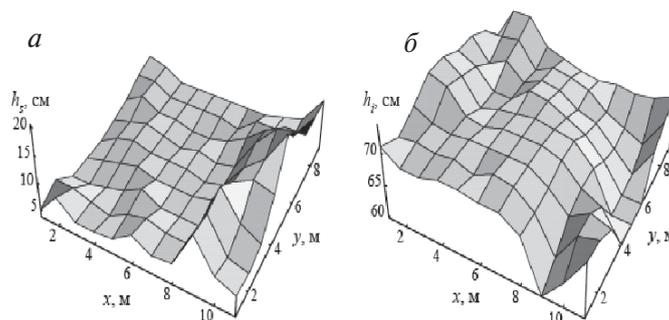


Рис. 2. Измеренные на втором полигоне толщины снега h_s (a) и льда h_i (б)

снега на поверхности льда в указанном районе Баренцева моря, т.е. ответить на вопрос, как во временном масштабе происходит изменение реальной скорости нарастания льда и формирование наблюдаемых толщин. С другой стороны, модельные расчеты [7] и экспериментальные данные [4, 11] указывают на наличие определенных закономерностей в развитии этого процесса.

Массив данных, полученных на втором полигоне, позволил нам количественно оценить связь толщин снега и льда (см. рис. 3). В то же время мы отдаем себе отчет в том, что полученная зависимость не столько отражает текущие наблюдаемые метеорологические условия и условия снегонакопления, сколько является отражением всего предшествующего этапа формирования снежно-ледяного покрова.

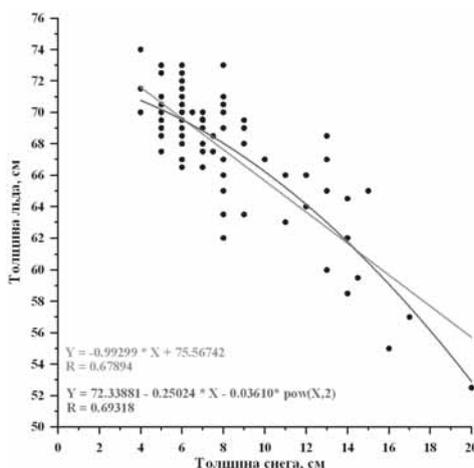


Рис.3. Зависимость толщины «ровного» льда от высоты снега

В документе СП 11-114-2004 [11] указано, что «количество и расположение точек бурения вдоль створов должны определяться в каждом конкретном случае таким образом, чтобы обеспечивалось получение достаточной информации о пространственной изменчивости толщины ровного льда в пределах полигона». В наших экспериментах, как указывалось выше, пространственная дискретность бурения составляла 1×3 м и 1×1 м. Нам представляется крайне необходимым разработать специальную методику снегомерных полигонных наблюдений, направленную на решение задач прикладного характера. Такая методика позволит ответить на вопрос, сколько «необходимо и достаточно» иметь точек бурения для получения наиболее достоверной, статистически обеспеченной информации о морфометрических характеристиках ровного дрейфующего льда. Подобный массив данных, дополненный измерениями подледной турбулентности и видеосъемкой, позволит ответить на вопрос о причинах возникновения горизонтальной неоднородности нижней поверхности льда и важности прикладного значения этого явления.

Работа выполнена при финансовой поддержке ЦНТП Росгидромета «Научные исследования и разработки в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды» (раздел 1.5.2, подпрограммы 1.5 «Морские исследования в Арктике, на морях России, континентальном шельфе и Мировом океане. Модели и технологии морских прогнозов и расчетов». ФЦП «Мировой океан» (раздел 5.5 «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов арктических морей России и Северного Ледовитого океана»).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев О.М., Иванов Б.В. О решении задачи усвоения коротковолновой радиации в толще снега // *Метеорология и гидрология*. 2001. Т. 12. С. 65–69.
2. 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.
3. Андреев О.М., Кубышкин Н.В. Рост толщины льда в Кандалакшском заливе Белого моря // *Материалы III международного семинара «Рациональное использование прибрежных районов полярных морей»*, 17 июля 1998, Кандалакша – Санкт-Петербург. 1999. С. 81–95.
4. Брызгин Н.Н., Родионов В.Ф., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 124 с.
5. Бузев А.Я., Шестериков Н.П. Зависимость средней толщины припайного льда от торосистости // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1969. Вып. 32. С. 30–36.
6. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
7. Иванов Б.В., Макшас А.П. Пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова в зоне его сезонной миграции // *Тр. ААНИИ*. 1989. Т. 420. С. 45–59.
8. Иванов Б.В. Экспериментальные оценки коэффициента ослабления солнечной радиации в морском льду и снеге // *Тр. ААНИИ*. 2007. Т. 447. С. 132–139.
9. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений (СП 11-114-2004). М.: ГК РФ по строительству и жилищно-коммунальному комплексу (Госстрой России), 2004. 216 с.
10. Лед. Справочник (физические свойства) / Под ред. В.В.Богородского и В.П.Гаврило. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.
11. Морской лед: Справочное пособие / Под ред. И.Е.Фролова и В.П.Гаврило). СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 402 с.
12. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 76 с.
13. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 239 с.
14. Sommerfeld R.A., LaChapelle E. The classification of snow metamorphism // *J. Glaciol.* 1970. Vol. 19. P. 399–409.

B.V.IVANOV, A.V.MARCHENKO, A.M.BEZGRESHNOV

THE FEATURES OF SNOW THICKNESS DISTRIBUTION OF ON A SURFACE OF ONE-YEAR ICE IN A NORTHEAST PART OF THE SEA BARENTS SEA

The results of the field researches carry out in a northeast part of the sea Barents Sea in April, 2005, from board of r/v «Michael Somov» are submitted in article. The measurements of snow and ice thickness were carried out on thin and middle one-year ice, both on level sites, and near of hummocks. The measurements of morphometric characteristics of a snow and ice were carried out on two special polygons: across snowdrift form, near of ridge and on rather level site of ice. On the basis of the measurements data the relationship between snow and ice thickness was analyzed in according to requirements, produced to engineering researches.