

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА В ЗАЛИВЕ ПРИЮДС (НА ПРИМЕРЕ БУХТЫ САННЕФЬОРД)

канд. геогр. наук Б.В. ИВАНОВ, науч. сотр. А.М. БЕЗГРЕШНОВ

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

Изучению припайных льдов в антарктических водах посвящено значительное количество работ отечественных исследователей. Наиболее полно этот вопрос освещен в монографии В.В. Панова и В.И. Федотова (1977). В ней обобщены и проанализированы стандартные и специальные ледовые и гидрологические наблюдения, выполненные в 1960–1970-х гг.

В настоящее время стандартные наблюдения за параметрами припайного льда в Восточном секторе Антарктики проводятся на станциях Мирный и Прогресс по программе прибрежных гидрометеорологических станций и постов (Наставление, 1984). Специальные исследования морфометрических, теплофизических и радиационных характеристик припайного льда проводились эпизодически в разные годы, в основном на вышеупомянутых антарктических станциях, а также в районе станции Молодежная. В период сезонных работ по программе 56-й и 57-й РАЭ специальные ледовые наблюдения были организованы на припае в бухте Саннефьорд, расположенной к западу от станции Прогресс. Экспериментальные исследования характеристик припая необходимы для описания процессов образования и разрушения морского льда в условиях прибрежных антарктических вод, а также имеют непосредственное практическое значение, поскольку уточняют характеристики припая, необходимые для расчета предельных нагрузок при выполнении грузовых операций.

Основными задачами натурных исследований, выполненных в 2011–2012 гг., являлись следующие:

- исследование пространственной неоднородности толщины припайного льда и снежного покрова;
- исследование структуры подледного слоя воды под припаем;
- исследование теплофизических и радиационных характеристик припая;
- исследование особенностей поступления солнечной радиации в антарктические воды под припаем.

Эти исследования являются одним из важнейших направлений подпрограммы «Изучение и исследование природы Антарктики» (ФЦП «Мировой океан»). Они выполнялись в рамках проекта I «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» (направление I «Фундаментальные исследования южной полярной области»).

Результаты профильных (маршрутных) измерений толщины припая, снежного покрова и уровня воды, выполненных в 2012 г., представлены на рис. 1.

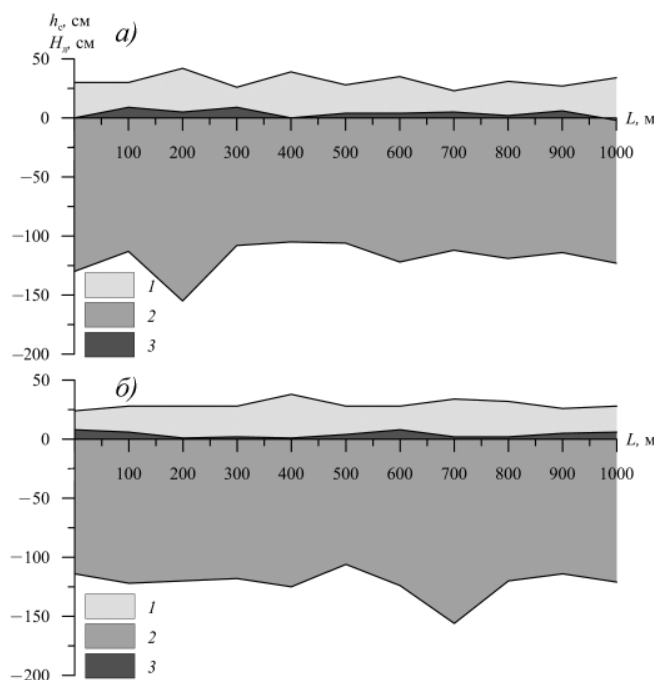


Рис. 1. Результаты измерений толщин припая (H_n) и снежного покрова (h_c) на профиле «север–юг» (а) и «запад–восток» (б).

1 — снег; 2 — лед ниже уровня воды; 3 — лед выше уровня воды.

Как следует из приведенных графиков, за редким исключением, поверхность припая находится выше уровня моря. Статистически значимых связей между измеренными характеристиками выявлено не было. Для сравнения в табл. 1 представлены средние оценки толщин снега и припая, полученные в 2011 и 2012 гг.

Таблица 1

Толщина припая в бухте Саннефьорд в 2011 и 2012 гг.

Характеристика	2011 г.	2012 г.
Профиль (среднее, макс., мин.)	181, 245, 120	124, 160, 105
Полигон (среднее, макс., мин.)	184	123, 138, 100

Как следует из представленных данных, толщина припая в 2011 г. была в среднем в 1,5 раза больше по сравнению с величинами, наблюдавшимися в 2012 г. Однако для обеих выборок отмечается равенство толщин льда, полученных на профилях и на полигонах, что указывает на пространственную однородность припая в бухте Саннефьорд. В то же время значения толщин льда в 2011 г. указывают на то, что объектом исследований, скорее всего, являлся многолетний (двухлетний) припай.

Результаты измерений толщин снега представлены на рис. 2, в виде функции распределения плотности вероятности для 2011 и 2012 гг.

В обоих случаях формы распределений близки к нормальному закону, однако значения среднего, медианы и максимального значения толщин в 2012 г. были существенно выше. По-видимому, именно этим обстоятельством, при прочих равных,

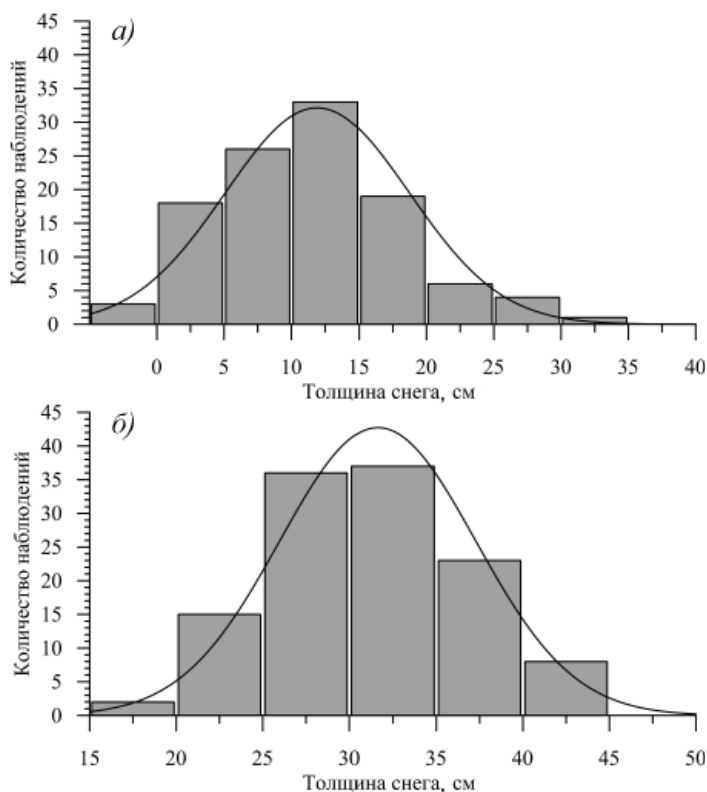


Рис. 2. Распределение толщин снега на припае в бухте Саннефьорд в 2011 г. (а) и в 2012 г. (б).

можно объяснить и более мощный припай, наблюдавшийся в 2011 г., а также то, что верхняя поверхность льда в 2011 г. была значительно выше уровня моря, по сравнению с ситуацией, зафиксированной в 2012 г. Так, если в 2011 г. эта величина (превышение над уровнем моря) колебалась в пределах 5–30 см, то в 2012 г. она составила в среднем не более 4 см. В целом пространственная неоднородность толщины снежного покрова в 2011 г. была значительно выше по сравнению с 2012 г.

Наиболее типичное вертикальное распределение температуры в снежном покрове на припае представлено на рис. 3(а).

Как следует из графика, в утренние часы на профиле присутствует слой, обусловленный ночным выхолаживанием, тогда как в послеполуденное время (максимальный нагрев поверхности и приземного слоя воздуха) прогрев охватывает всю толщу снега, а его верхний слой имеет температуру, близкую к температуре таяния. Образуется жидкая фаза, и отмечается процесс инфильтрации воды в глубинные слои снега. В зависимости от интенсивности ночного выхолаживания и дневного прогрева форма профилей может приобретать некоторое отличие от приведенных на рисунке, сохраняя при этом указанные выше характерные признаки.

Одной из особенностей антарктических припайных льдов в летний период является присутствие инфильтрационно-конгеляционного весенне-летнего льда. В монографии В.В. Панова и В.И. Федотова (1974, с. 54) указывается, что «образование льда этого типа связано с глубоким термическим метаморфизмом снежного покрова на

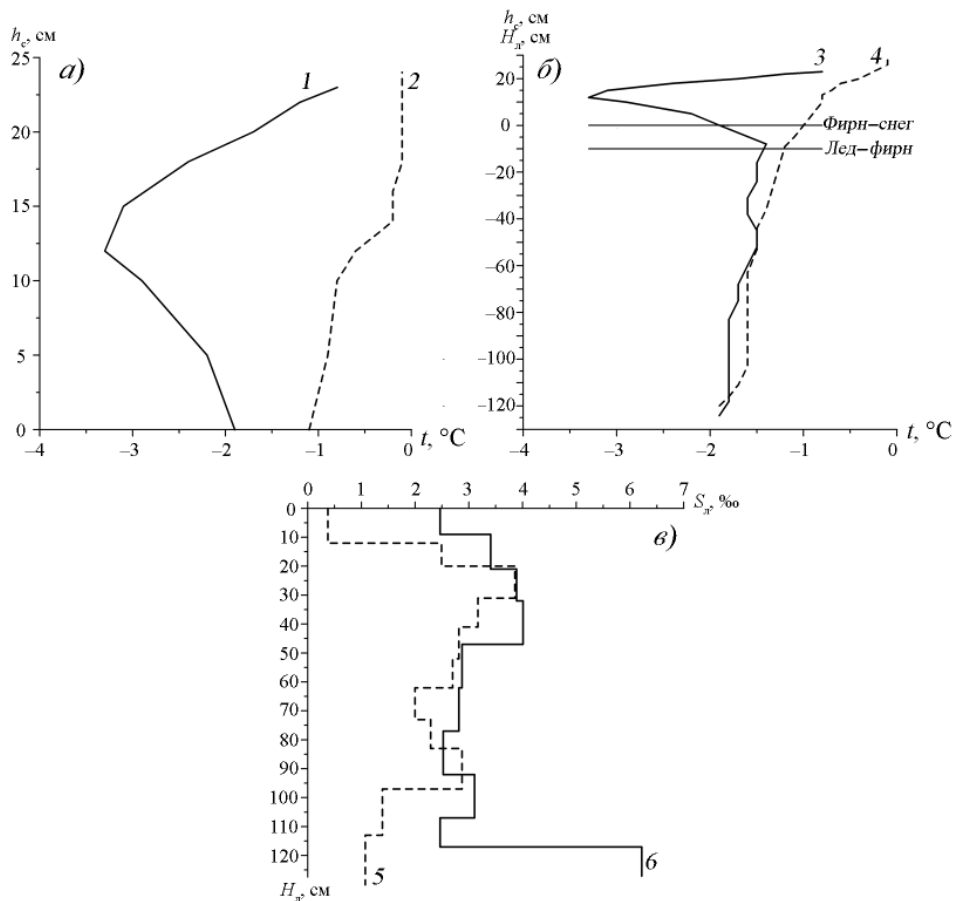


Рис. 3. Вертикальное распределение температуры в снеге (а) и морском льду (б), соленость льда (в): 1 — 19.01.2012 (10 ч 00 мин); 2 — 19.01.2012 (14 ч 00 мин); 3, 5 — 19.01.2012; 4, 6 — 14.01.12.

поверхности припая. По своей природе это уже вторично-рекристаллизационный лед, в формировании которого значительная роль принадлежит талой воде. Особенностью образования этого типа льда является собирательная режеляционная перекристаллизация снежно-фирновых зерен в сочетании с процессами конжеляционного ледообразования — замерзания талой воды, скапливающейся над водоупорным горизонтом во льду. Избыток этой талой воды в смеси с зернами фирна при повторном (например, ночном) замерзании образует слой инфильтрационного-конжеляционного льда. Толщина слоя такого льда может колебаться от 2–3 до 20 см». Сравнивая совмещенные (объединенные) профили температуры снега и льда, полученные при различных температурных и радиационных условиях в приледном слое воздуха, нам удалось определить толщину этого слоя, исходя из особенностей вертикальных профилей температуры. Как следует из графика, приведенного на рис. 3б, толщина этого слоя на припаяе в бухте Саннефьорд составляет величину порядка 10 см. При этом он входит в так называемый радиационно-активный, или деятельный, слой, т.е. в тот слой, который подвержен радиационному и кондуктивному (конвективному) суточному прогреву.

В целом в остальной толще морского льда (припая) вертикальное распределение температуры имеет квазилинейный характер, что соответствует результатам, полученным в 2011 г., и может быть отнесено к характерной особенности припая в этот период года.

В период работ на припая в 2012 г. было отобрано два ледовых керна, образцы которых были исследованы на предмет вертикального распределения солености в морском льду. Результаты представлены на рисунке 3в. Немногочисленные определения солености в припайных льдах Восточной Антарктиды демонстрируют сложную и неоднозначную картину вертикального распределения этой величины (Панов, Федотов, 1974). Главная причина — неоднородность вертикального строения морского льда. В то же время наличие инфильтрационно-конжеляционного весенне-летнего льда в верхних горизонтах обуславливает минимальные величины солености (0,5–2,5 ‰). Наличие промежуточного максимума солености в слое 20–50 см также характерно для однолетнего припая, который наблюдался в этом году в бухте Саннефьорд. Сильное различие солености в нижних горизонтах, по-видимому, можно отнести к недостаткам методики отбора образцов льда, а именно — возможному быстрому вытеканию части рассола. Действительно, нижняя часть льда, граничащая с водой и насыщенная диатомовыми водорослями, наиболее рыхлая и хрупкая. В то же время данные, полученные, например, в заливе Алашеева (Черепанов, Козловский, 1974), свидетельствуют о существовании максимума солености именно в нижнем слое припая.

Наиболее характерный тип структуры (стратиграфии) снежной толщи на припая — это трехслойный тип. Основные его параметры, полученные на полигоне в 2012 г., представлены в табл. 2.

Таблица 2

Текстура снежной толщи на припая в бухте Саннефьорд

Характеристика	Слой I	Слой II	Слой III*
Верхняя граница слоя, см**	16±6 (35/6)***	23±6 (35/14)	32±6 (45/18)
Плотность, кг/м ³	469	285	435
Текстура****	IV–B	IV–A	II–B–2

Примечания: * — суммарная толщина снежного покрова; ** — измеряется от поверхности льда; *** — среднее значение ± СКО (макс./мин.); **** — классификация Де Кервена (1966).

Первый слой представляет собой фирн. Крупные зерна (до 10 мм) формируются под давлением в процессе рекристаллизации. Ночное выхолаживание способствует усилению этого процесса. Формирование второго слоя обусловлено процессами метаморфизма снежной толщи под действием чередующихся процессов таяния и замерзания. Рост зерен (до 6 мм) обусловлен замерзанием. Наконец, третий слой — это продукт термического деструктивного метаморфизма. Зерна растут в размере и приобретают округлую форму, достигая 3–4 мм в диаметре. Как правило, вышеописанные

Таблица 3

Взаимосвязь положения границ раздела (корки) между слоями и толщиной снежного покрова на припая в бухте Саннефьорд

Характеристика	$H_{\text{снега}}$	Корка № 1 (слои I–II)	Корка № 2 (слои II–III)
$H_{\text{снега}}$	—	0,46	0,68
Корка № 1 (слои I–II)	0,46	—	0,70
Корка № 2 (слои II–III)	0,68	0,70	—

слои разделяются ледяной коркой толщиной 1–2 см. Второй слой присутствовал в 45 % случаев. В табл. 3 представлены статистические оценки связи (коэффициенты линейной корреляции) между положением границ раздела (корок) и толщиной снежного покрова на припае (полигон). Наиболее тесная связь зафиксирована между положением границ раздела между слоями (корками).

Измерение альbedo снежного покрова на профилях было выполнено 13.01.2012. Результаты представлены в табл. 4.

Таблица 4

Альbedo (%) и толщина (см) снежного покрова на припае в бухте Саннефьорд

Характеристика	Профиль «Север–юг»	Профиль «Восток–запад»
Альbedo: среднее ± СКО (макс./мин.)	89±1 (91/87)	85±2 (88/82)
Толщина: среднее ± СКО (макс./мин.)	30±5 (39/20)	31±5 (44/24)
Время выполнения наблюдений	09:30–10:30	13:30–14:30

Как следует из таблицы, при одинаковой толщине снежного покрова на профилях и неизменных погодных условиях (S_c , 10/10), альbedo во второй половине дня незначительно уменьшилось, что, очевидно, обусловлено суточным ходом альbedo (Александров, 1996). В ясную погоду (преобладание прямой радиации) этот эффект, как правило, еще более заметен.

Непрерывные измерения приходящей, отраженной и проникающей в снег солнечной радиации, выполненные 20–21 января 2011 г., позволили оценить внутри-суточную изменчивость альbedo и рассчитать коэффициент ослабления солнечной радиации снежным покровом. В течение суток изменение альbedo составило 7 %, что соответствует результатам, полученным на маршрутных профилях, а рост коэффициента ослабления был обусловлен таянием снежного покрова в поверхностном слое и соответствующим увеличением доли жидкой фазы (Иванов, 2006).

Измерения проникающей под лед солнечной радиации в диапазоне длин волн 0,4–0,7 мк (фотосинтетическая активная радиация — ФАР) показали, что под припай проникает менее 1 % от радиации, приходящей на поверхность. В абсолютном исчислении это не более 0,5 Вт/м². Таким образом, можно сделать заключение, что в это время года сплошной (невзломанный) припай является естественным препятствием для развития характерной для полярных районов в весенне-летний период биологической активности в подледном слое.

В период работ на припае в лунке, образовавшейся после отбора ледового керна, были обнаружены кристаллы внутриводного льда, всплывшие на поверхность. Форма и размеры этих кристаллов представлены на рис. 4 цв. вклейки.

Как видно из представленных фотографий, это довольно крупные, диаметром от 3 до 10 см, дискообразные пластины. С учетом времени обнаружения, эти кристаллы являются конжеляционным-внутриводным весенне-летним льдом, о котором упоминается в работах (Панов, Федотов, 1977; Черепанов, Козловский, 1972). Например, в районе залива Прюдс в декабре 1973 г. толщина подводных скоплений внутриводного льда достигала 1,5 м (Панов, Федотов, 1977). Самое же первое упоминание о подобном пластинчатом внутриводном льде было сделано известным советским полярником М.В. Извековым в период его зимовки на станции Мирный в 1958 г. (3-я САЭ).

Возникновение мощных слоев внутриводного льда обусловлено поступлением пресных талых вод с поверхности шельфовых ледников, главным образом в весенне-летний период (Панов, Федотов, 1977; Черепанов, Козловский, 1972). Благодаря

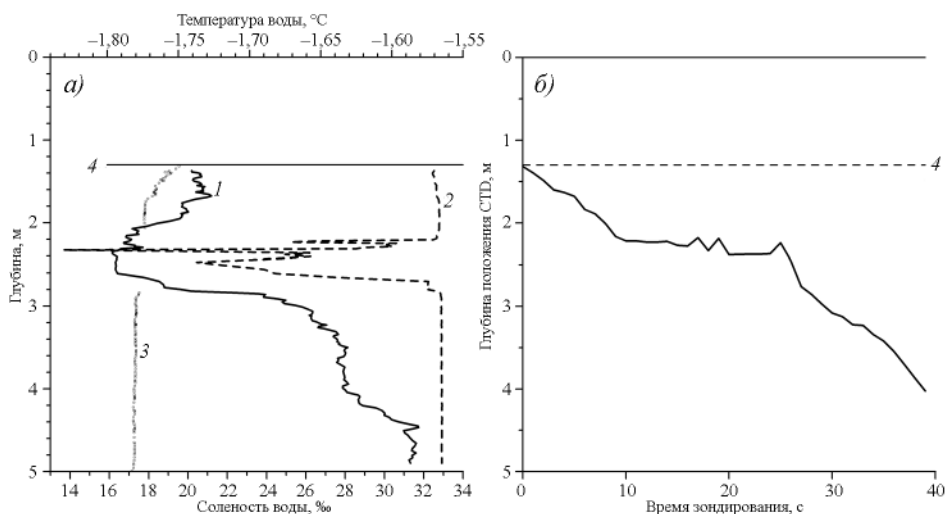


Рис. 5. Характеристики слоя воды под припаем в зоне формирования внутриводного льда (а) и изменение скорости опускания прибора (б) при прохождении этого слоя (глубина отсчитывается от уровня воды в лунке, совпадающего с верхней границей льда).

1 – температура *in situ*; 2 – соленость; 3 – температура замерзания; 4 – нижняя граница припая.

использованию подводной видеосъемки с высоким уровнем разрешения нам удалось точно определить толщину этого слоя, которая в районе наблюдений составила 1,2 м, что хорошо согласуется с вышеупомянутыми результатами.

Исследования тонкой термохалинной структуры подледного слоя воды позволили нам предложить несколько иную, отличную от предложенной цитируемыми выше авторами, версию образования подобного льда. Зондирования подледного слоя воды под припаем, выполненные с высоким уровнем разрешения по глубине (скорость зондирования не превышала 0,1 м/с), позволили зафиксировать переохлажденные соленые воды на глубине 0,7–1,3 м от нижней границы льда. Результаты зондирований представлены на рис. 5. Природа образования и появления в этом месте переохлажденных вод в настоящий момент нам не достаточно ясна. Можно не без основания предположить, что причины их образования могут быть связаны с подледниковым стоком шельфовых ледников.

«Странное», на первый взгляд, вертикальное распределение солености в этом слое связано с чисто техническими проблемами. Дело в том, что используемый нами СТД-зонд не может свободно, только за счет своего веса, преодолевать плотный слой внутриводного льда. Фрагмент, иллюстрирующий соответствующее изменение скорости погружения прибора, представлен на рис. 5б. Об аналогичном явлении упоминается и в работе (Панов, Федотов, 1977), где описывается использование механического лота штурманским составом т/х «Надежда Крупская». Как следует из приведенного графика, прибор практически «покоился» в слое внутриводного льда. При этом мелкие фрагменты пластин (кристаллов) внутриводного льда попадали во внутренний объем (пространство) датчика электропроводности, что приводило, как это видно из рис. 5а, к появлению фиктивных выбросов солености в направлении минимальных значений (удельная электропроводность льда значительно ниже морской воды).

Таким образом, в результате натурных исследований, выполненных в 2011 и 2012 гг. на припае в бухте Саннефьорд, нами получены следующие оригинальные результаты:

- оценки толщины припая в период его максимального развития;
- новые данные о текстуре, теплофизических и радиационных свойствах снежно-ледяного покрова;
- зафиксировано присутствие конгеляционного внутриводного льда весенне-летнего происхождения, оценена толщина этого слоя, размеры и формы кристаллов;
- выявлены термохалинные условия в подледном слое, сопровождающие формирование внутриводного льда.

Работы выполнены при поддержке подпрограммы «Изучение и исследование природы Антарктики» (ФЦП «Мировой океан»). Авторы выражают свою искреннюю признательность старшему научному сотруднику отдела ледового режима и прогнозов ААНИИ А.И. Короткову за обсуждение работы и высказанные им ценные замечания, которые авторами были учтены. Мы благодарны членам НТС и общесудовой службы НЭС «Академик Федоров» за помощь, оказанную в проведении наблюдений, логистическое обеспечение и безопасность работ на припае. Мы чрезвычайно благодарны представителю НП «Институт альтернативных технологий» (СПб, Россия) на борту судна М.Ю. Константинову за предоставление специальной подводной видеоаппаратуры, благодаря которой были впервые получены уникальные сведения о внутриводном антарктическом льде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Радионов В.Ф.* Снежный покров в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 124 с.
- Де Кервен М.Р.* О метаморфизме снега // Лед и снег / Под редакцией У.Д. Кингери. М.: Мир, 1966. С. 329–344.
- Иванов Б.В.* Экспериментальные оценки коэффициента ослабления солнечной радиации в морском льду и снеге // Труды ААНИИ. 2006. Т. 447. С. 132–139.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. I. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 311 с.
- Припай Восточной Антарктиды / Под редакцией В.В. Панова и В.И. Федотова // Труды Советской Антарктической экспедиции. Л.: Гидрометеоздат, 1977. Т. 63. 130 с.
- Черепанов Н.В., Козловский А.М.* Внутриводный лед прибрежных вод Антарктиды // Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции. 1972. № 74. С. 61–65.

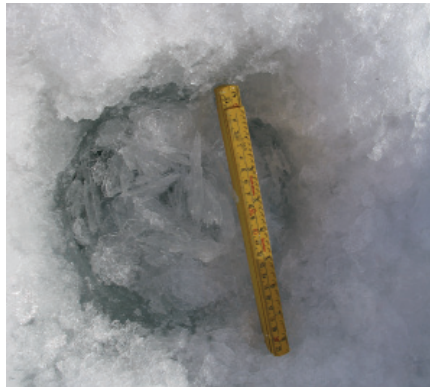


Рис. 4. Кристаллы внутриводного льда, всплывшие в лунке.