

## АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АБЛЯЦИОННОГО СЛОЯ ЛЕДНИКА НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА АЛЬДЕГОНДА (ШПИЦБЕРГЕН)

канд. физ.-мат. наук В.П.ЕПИФАНОВ<sup>1</sup>,  
д-р геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт проблем механики им. А.Ю.Ишлинского РАН, Москва, eвр@ipmnet.ru

<sup>2</sup>ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, savat@aari.nw.ru

*Исследуются спектрограммы сигналов акустической эмиссии (АЭ) в абляционном слое ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в зависимости от интенсивности солнечного потока и температуры воздуха, а также при квазистатическом и динамическом воздействии локальной нагрузки, создаваемой жестким шаровым индентором и изгибом ледяной клавиши. Предложены методики для измерения характеристик спектра АЭ в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц и динамической твердости льда, а также устройства: шаровой индентор с пьезоэлектрическим акселерометром и пенетромтр с цифровым отсчетом измерений. Измерены динамическая твердость льда, критический коэффициент интенсивности напряжений. Установлена толщина абляционного слоя (0,4 м), оценены его акустические характеристики, прочность, особенности структуры и возможные источники акустической эмиссии. Оценено влияние трещин в абляционном слое на параметры упругих волн. Выявлены характерные формы сигналов АЭ, отличные от известных в механике разрушения конструкционных материалов. Решен ряд методических вопросов, связанных с применением метода деформационной АЭ как основы для создания системы дистанционных и полевых наблюдений движения льда в ледниках.*

*Ключевые слова:* ледник, абляция, физические и прочностные характеристики верхнего слоя льда, структура, методы исследования.

### ВВЕДЕНИЕ

Движение ледника сопровождается нарушениями его сплошности, при этом часть запасенной льдом энергии излучается в виде упругих волн в сейсмическом и акустическом диапазоне частот. Низкочастотную часть этого спектра (инфразвук) от 0,01 Гц до 25 Гц используют для определения координат и размеров источников излучения [Roux et al., 2008; Jerome et al., 2011]. Высокочастотную его часть (от 25 Гц до 20 кГц) в механике движения ледников пока не используют, несмотря на то, что именно ультразвуковой диапазон частот применяют для исследования не только упругих, но и пластических деформаций льда [Епифанов, Глазовский, 2010]. Возможно, что расширение рабочего диапазона частот позволит изучать динамику движения льда в ледниках.

### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Предполагается, что процессы образования трещин в ледниковом льде отражаются в характеристиках сигналов АЭ, а выявленные закономерности могут быть использованы для оценки устойчивости или возможности внезапных подвижек ледника. Для этого необходимо уметь учитывать искажения, вносимые средой и измерительным акустическим трактом в характеристики сигналов АЭ. Количественные данные о строении и физико-механических свойствах абляционного слоя, а сле-

довательно, о его влиянии на распространение упругих волн могут быть получены только в экспериментах непосредственно на леднике. Цель настоящего исследования – оценить влияние трещин в абляционном слое на параметры упругих волн в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц, определить толщину, особенности строения, физико-механические и прочностные характеристики абляционного слоя ледника, а также выполнить физическое моделирование некоторых источников сигналов АЭ.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнены на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), на той его части, которая расположена ниже границы питания, в летний период 2011 г. Ледник Альдегонда относится к типу горно-долинных ледников, имеет двухслойное строение, с холодным верхним слоем и теплым нижним. Ледник сильно деградировал. Сейчас нижняя точка ледника расположена на высоте 120 м, а верхняя – на высоте около 370 м над уровнем моря. Для исследований были выбраны две достаточно «сухие» площадки на высоте ~230 м над уровнем моря с координатами: 77,98137° с.ш. 14,08380° в.д. и 77,98058° с.ш. 14,08046° в.д. По данным радиозондирования, толщина льда на площадках измерений составляет 180 м [Василенко и др., 2001].

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скорости продольных  $V_p$  и сдвиговых  $V_s$  волн определяли с помощью *резонансного метода ударного возбуждения* [Тимошенко, 1975]. Образцы льда в виде стержней диаметром 12,5 см и длиной около 60 см с плоскопараллельными торцами подвешивали на нитях. К одному из торцов стержня крепили пьезоэлектрический датчик типа В10, по другому ударяли свинцовым шариком. Электрический сигнал с пьезоэлектрического датчика через предусилитель типа CEFC (model No SB1140) подавали на вход акустической платы в ноутбуке (программа SpectraLAB).

*Затухание акустических волн* измеряли на глубине 0,2 м в поверхностном слое ледника. Для этого ледобур с пьезоэлектрическим датчиком крепили ко льду и на заданном расстоянии от датчика сбрасывали с фиксированной высоты шаровой индентор, снабженный пьезоэлектрическим акселерометром [Епифанов, 1986]. По временным разверткам осциллограмм продольных и сдвиговых волн для условий эксперимента измеряли амплитуды импульсов и рассчитывали затухание. В качестве приемника использовали пьезодатчики КД и В10 [Способ..., 1990].

*Запись сигналов АЭ.* Измерительная акустическая линия состояла из ледобура с жестко закрепленным на нем датчиком, предусилителя, акустической платы ноутбука и соединительных электрических кабелей. Амплитудно-частотный анализ акустических сигналов осуществляли с помощью программы SpectraLAB в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц при регулируемом коэффициенте усиления до 90 дБ.

*Вязкость разрушения* определяли упрощенным экспресс-методом по трехточечной схеме нагружения [Jablonski et al., 1985]. Испытывали образцы льда в виде прямоугольных полос сечением 3×6 см. Надрез шириной 0,3 см и длиной  $a = 0,8$  см наносили поперек оси полосы; вершину надреза процарапывали острым лезвием. Нагружение выполняли вручную на специально собранном приспособлении. Измеряли максимальную силу  $P^*$ , при которой происходит разрушение образца. Время нагружения около 7 секунд. Расчет значений  $K_{IC}$  выполняли по формуле [Справочник..., 1990]:

$$K_{IC} = \frac{3M}{2tW^2} \sqrt{\pi a} F_1(\alpha), \quad (1)$$

где  $\alpha = a/W$ ,  $F_1$  – тарировочный коэффициент,  $t$  – длина фронта трещины (ширина образца),  $W$  – высота полосы,  $M(P^*)$  – изгибающий момент.

*Твердость льда* измеряли с помощью пенетрометра, его описание и методика измерений изложены в работе [Епифанов, Осокин, 2004]. Непосредственно перед измерениями поверхность льда выравнивали с помощью остро заточенной пластины.

*Температуру льда* измеряли с помощью инфракрасного термометра типа PИTON-105. Температура очищенного от загрязнений льда была 0,0 °С, на слое криоконита –0,1 °С, донной поверхности керна, извлеченного с глубины 0,7 м, – –0,5...–0,7 °С.

*Плотность льда.* Массу образца льда в виде прямоугольного параллелепипеда с длиной сторон 50×50×50 мм<sup>3</sup> измеряли на электронных весах типа ВЛТ-510-П. Расчетная погрешность плотности около 5,9 %.

#### СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ЛЬДА

Лед из абляционного слоя содержит большое количество мелких пузырьков воздуха, имеет характерную для наложенного льда слоистость [Wright et al., 2007; Brandt et al., 2008]. Слои толщиной 7–12 см ориентированы параллельно поверхности ледника. Чередование слоев различной прозрачности и плотности ( $\rho_1 = 0,867 \pm 15$  г/см<sup>3</sup>,  $\rho_2 = 0,826 \pm 5$  г/см<sup>3</sup>) нарушается их выклиниванием (см. рис. 1а на цв. вклейке). Особенность его мезоструктуры – конгломераты из крупных кристаллов неправильной формы (см. рис. 1б на цв. вклейке), присутствие трещин (см. рис. 1в на цв. вклейке) и каналов (см. рис. 1г на цв. вклейке), образующих дренажную сеть. Фильтрация подтверждена при бурении, когда внезапно на глубине около 20 см в кольцевой выточке появилась вода, несмотря на то, что для бурения была выбрана сухая площадка без видимых поверхностных трещин.

Таким образом, абляционный слой – это слоистая ледяная структура, содержащая многочисленные пузырьки воздуха разных размеров, с системой каналов и волосяных трещин внутри, а также сетью продольных и поперечных трещин на поверхности, причем сторона ячейки достигает нескольких метров. Кроме того, поверхность ледника испещрена бороздами, мелкими углублениями и локальными загрязнениями (криоконитом), что делает ее шероховатой. Все это создает особые условия для распространения упругих волн в поверхностном слое. Для того чтобы оценить их влияние на параметры упругих волн, необходимо определить толщину абляционного слоя и длину трещины.

#### ТОЛЩИНА АБЛЯЦИОННОГО СЛОЯ

Два фактора влияют на изменение механических свойств льда с глубиной: уменьшение абляции и понижение температуры. До глубины 0,7 м температура линейно уменьшается от 0 °С до –0,5...–0,7 °С. Результаты измерений твердости льда в зависимости от глубины залегания представлены на рис. 2. Измерения выполняли на дневной поверхности и на стенках шурфа. Из рисунка видно, что с увеличением глубины скорость роста твердости замедляется (линия 2' на рис. 2), при этом разброс измеряемой величины уменьшается с 22 % до 0,4 %, т.е. возрастает однородность льда и его твердость на 30 %. Замедление роста твердости связано с уменьшением абляции. Соответственно точка перегиба на производной аппроксимирующей функции (кривая 2') однозначно указывает (показано стрелкой) глубину, на которой влияние абляции на механические свойства льда становится малым. Таким образом, толщина абляционного слоя на площадке измерения составляет около 0,4 м.

Далее был сделан срез льда и определена траектория фронта поперечной трещины (см. рис. 3 на цв. вклейке). Установлено, что вершина видимой части трещины находится на глубине 0,36 м. Результат измерений подтверждает вывод о глубине абляционного слоя ледникового льда и позволяет сопоставить длину трещины с длиной акустических волн.

Для измеренной скорости продольной  $V_p = 3348$  м/с и сдвиговой волны  $V_s = 1810 \pm 15$  м/с рассчитаны длины волн ( $\lambda_{15,5} = 0,22$  м,  $\lambda_{3,05} = 0,36$  м) для частот

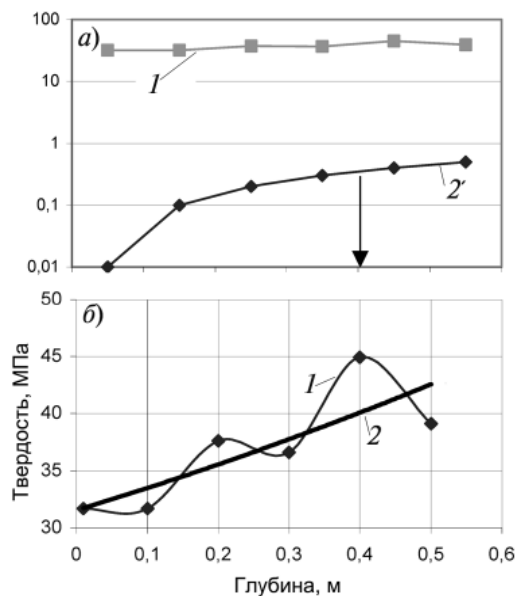


Рис. 2. Зависимость твердости льда от глубины залегания:

*a)* 1 – зависимость твердости льда от глубины, 2' – логарифм производной аппроксимирующей функции, стрелкой показана толщина абляционного слоя; полулогарифмические координаты. *б)* 1 – зависимость твердости льда от глубины, 2 – вычисленная зависимость твердости льда от глубины

15,5 кГц и 3,05 кГц и соответствующие им волновые числа  $k_{15,5} = 28,5$  и  $k_{3,05} = 17,4$ . Произведение волнового числа на длину трещины ( $kl_{15,5} \sim 11$  и  $kl_{3,05} \sim 7$ ) оказывается ненамного больше единицы ( $l \sim \lambda$ ), поэтому присутствие во льду трещин близкого к длине волны размера должно вызвать дифракцию, которая даст основной вклад в рассеянное поле [Виноградов, 1997]. Кроме того, длины волн всего лишь в 4–7 раз больше максимальных размеров кристаллитов льда  $D \cong 5$  см. Строго говоря, кристаллиты нельзя считать малыми ( $\lambda_{15,5}/D \cong 4$ ), поскольку их размер недостаточно мал по сравнению с длиной звуковой волны, число неоднородностей на длине волны недостаточно велико и их распределение по слоям недостаточно равномерно. В масштабе длины звуковой волны абляционный слой может рассматриваться акустически однородной средой только для частот заполнения ниже 1 кГц. Выше – микронеоднородная среда, неоднородность которой обусловлена поликристаллической структурой и присутствием трещин и пузырьков воздуха, с дисперсией скорости звука и поглощением звуковых волн, разными внутри и вне сетки трещин.

Необходимо также отметить, что фронт трещины сначала образует с дневной поверхностью ледника угол, близкий к прямому углу, а в конце –  $60^\circ$ , причем трещина поворачивает в сторону языка ледника (см. рис. 3 на цв. вклейке). Этот поворот отражает развитие сдвиговых форм разрушения, которые происходят под действием гравитационной сдвиговой составляющей с увеличением глубины прорастания трещины.

#### ТРЕЩИНОСТОЙКОСТЬ ЛЬДА

Результаты измерений и расчетов по уравнению (1) помещены в табл. 1. Согласно экспериментальным данным, среднее значение критического коэффициента интенсивности напряжений при  $0^\circ\text{C}$  равно  $K_{IC} = (85 \pm 7) \text{ кН/м}^{3/2}$ . Это близко к зна-

Таблица 1

Высота балки ( $W$ ), ширина балки ( $t$ ), длина надреза ( $a$ ), параметр ( $\alpha = a/W$ ), значение калибровочной функции ( $F_I$ ), изгибающая сила ( $P^*$ ) и значения критического коэффициента интенсивности напряжений  $K_{IC}$  при температуре льда  $0\text{ }^\circ\text{C}$

№	$W$ , см	$t$ , см	$\alpha = a/W$	$F_I$	$K_{IC}$ , кН/м <sup>3/2</sup>	$P^*$ , Н	$K_{IC}$
1	1,7	5,5	0,4706	1,334	91	20	111
2	2,2	6	0,3636	1,120	71	34	87
3	2,2	6,5	0,3636	1,120	81	42	99
4	2,2	6,3	0,3636	1,120	96	48	117
5	2,2	7,4	0,3636	1,120	82	48	100
6	2,6	6,7	0,3077	1,043	54	43	66
7	2,2	5,9	0,3636	1,120	90	42	109
8	1,9	6,9	0,4211	1,218	114	43	139

чению, определяемому обычными методами на макрообразцах  $K_{IC} \sim 50...100$  кН/м<sup>3/2</sup> [Гольдштейн, 1985; Dempsey, 1999]. Используя известное соотношение [Броек, 1980]

$$\sigma_{kp} \sqrt{\pi L} = K_{IC}, \quad (2)$$

получаем для критического напряжения образования трещин  $\sigma_{kp} = 0,3...0,54$  МПа. Тогда как сдвиговые напряжения

$$\sigma_s = \rho g h \cdot \cos \varphi, \quad (3)$$

где  $\varphi$  – угол наклона,  $\rho$  – плотность льда,  $h$  – глубина, на глубине 0,4 м равны  $\sim 400$  Па. Такие значения напряжений могут только изменить направление фронта трещины. Таким образом, реальной причиной развития поверхностных трещин, особенно на начальной стадии, могут быть только термические напряжения [Дучков и др., 2007].

#### СПЕКТРОГРАММЫ СИГНАЛОВ АЭ

На рис. 4 показаны характерные спектрограммы (по оси  $X$  отложена частота, по оси  $Z$  – амплитуда, по оси  $Y$  – время наблюдения) сигналов АЭ, записанные при разной освещенности поверхности ледника, температуре воздуха и времени суток. Так, первая спектрограмма (рис. 4а) записана в 13 часов (время местное) 05.08.2011 при максимальной освещенности (безоблачный день), температуре воздуха  $+9\text{ }^\circ\text{C}$  и почти ортогональном падении солнечного потока на площадку, где выполняли акустические измерения. Вторая спектрограмма (рис. 4б) записана в 23 часа 10.08.2011 при минимальной освещенности (в тени) и температуре воздуха  $+5,3\text{ }^\circ\text{C}$ .

На спектрограммах выделены три типа сигналов АЭ: 1 – высокочастотные ( $\sim 15,6$  кГц) почти непрерывные сигналы малой амплитуды («дорожка»), 2 – прерывистые пульсации ( $\sim 7,9$  кГц) и 3 – хаотические сигналы ( $< 1,4$  кГц).

Аналогичная «дорожка» на спектрограммах сигналов АЭ ранее была получена при столбчатом разрушения льда [Епифанов, Глазовский, 2010]. По-видимому, и в рассматриваемом случае источником сигналов являются сдвиговые деформации на микроуровне.

Прерывистые сигналы с частотой  $\sim 7,9$  кГц связаны с источником большего масштаба. Микросдвиги в нем сочетаются с релаксацией напряжений. Физика такого деформационного процесса (*stick-slip phenomenon*) аналогична скольжению смычка по струне. Такой механизм разрыва и восстановления пятен контакта в абляционном слое может реализоваться, например, при смещении берегов трещины

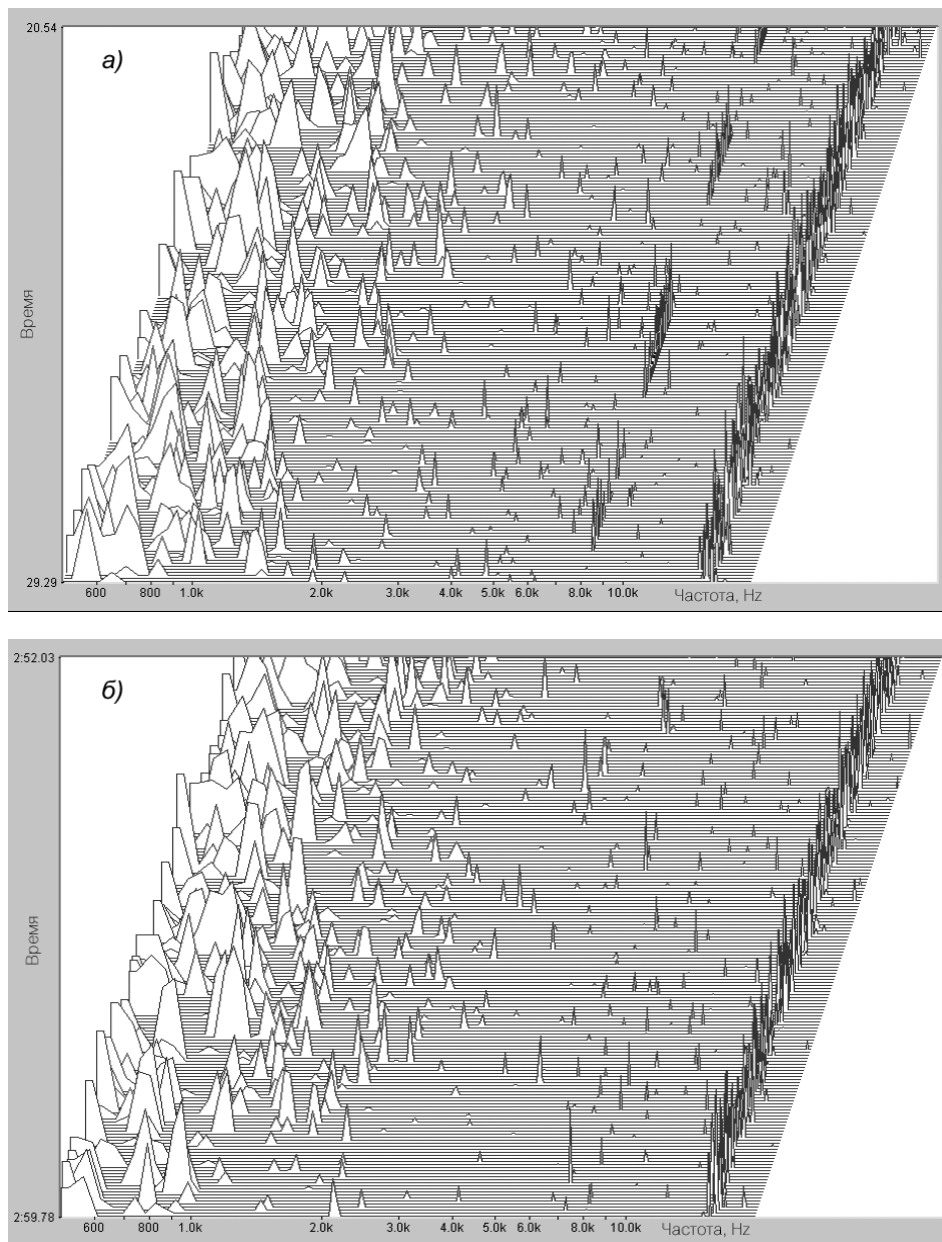


Рис. 4. Собственные спектрограммы сигналов АЭ ледника Альдегонда, записанные 05.08.2011 (*a*) и 07.08.2011 (*б*), для различных условий:  
*a* – температура воздуха +9 °С, 13 часов (безоблачно, максимальный световой поток); *б* – температура воздуха +5,3 °С, 23 часа (минимальный световой поток)

с малым раскрытием. С помощью сейсмической аппаратуры такие сигналы, а значит, и такие процессы поверхностного трещинообразования (crevassing) не могли быть выявлены в ледниковом льде [Nettles, and 12 others. 2008]. Их обнаружение открывает возможность исследований механики деформирования и разрушения поверхностного слоя ледника, что представляет несомненный интерес не только для понимания динамики ледника, но и самостоятельный интерес для механики разрушения льда при контактном разрушении.

Согласно модели гармонического осциллятора, источники сигналов АЭ в низкочастотной части спектра ( $<1,4$  кГц, рис. 4) должны обладать большой массой и малой жесткостью  $D$

$$f = \frac{k}{2\pi} \sqrt{\frac{D}{m}}, \quad (4)$$

где  $f$  – частота,  $k$  – номер гармоники. Учитывая амплитуду, частоту повторений сигналов и их импульсную форму, можно предположить, что их источник расположен далеко от приемника сигналов, например на ложе или бортах ледника, где хрупкое разрушение происходит в слое ледникового льда, прочность которого существенно уменьшена из-за накопленных деформационных дефектов. Картина образования пятен адгезионного контакта льда с горной породой и их стохастического разрушения наиболее соответствует наблюдаемому низкочастотному спектру (рис. 4). В принципе источником такого типа сигналов АЭ могли быть гидравлические переходные процессы в ледниковых каналах или врезках [Lawrence et al., 1979]. Однако проверка показала, что водный поток генерирует сигналы другого спектрального состава, к тому же его интенсивность сильно изменяется в течение суток, что не отразилось на спектрограммах.

Выявленные экспериментально типы сигналов АЭ свидетельствуют о том, что даже в деградирующем леднике в период таяния процесс ползучести льда не прекращается. Этот вывод не противоречит результатам исследований, полученным в работе [Гаврило В.П. и др., 1980], поскольку относится к диапазону более высоких частот и большому (90 дБ) усилению, причем метод обладает большим временным разрешением, что позволяет наблюдать дискретные процессы, происходящие, в том числе, и на небольших уровнях структуры льда. Нельзя не отметить, что вторичные процессы ползучести типа stick-slip (рис. 4а) имеют промежутки между пульсациями около 1 с. Такой порядок времени релаксации пластических процессов рассматривался, например, в работе [Епифанов, 1991].

#### ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИСТОЧНИКА СИГНАЛОВ АЭ

Рассмотрим случай, когда источником является разрыв льда в глубинных слоях ледника (или на ложе). На рис. 5а показана спектрограмма сигналов АЭ, генерируемых при разрушении ледяной клавиши с поперечным сечением около  $200 \text{ см}^2$  в месте заделки при изгибе. Непрерывные сигналы ( $\sim 15,6$  кГц) малой амплитуды, которые образуют «дорожку», относятся, как отмечено ранее, к образованию микротрещин на бортах поверхностных трещин в абляционном слое. Процесс разрушения клавиши представлен сложным частотно-амплитудным спектром сигналов АЭ. Спектр процесса ограничен коротким интервалом времени и имеет несколько «пиков» в интервале частот от 1,2 кГц до 19,3 кГц. Воспользуемся экспериментальными данными и оценим размер источника в низкочастотном участке спектра, например для частоты 600 Гц. Будем считать площадь  $S$  источника пропорциональной произведению квадрата амплитуды на квадрат частоты и продолжительность  $\Delta t$  импульса,  $S \sim A^2 f^2 \Delta t$ . Тогда, зная реперную площадь  $200 \text{ см}^2$  и параметры сигналов АЭ (рис. 4, 5), находим площадь излучения около  $20 \text{ м}^2$ , что вполне допустимо (радиус  $\sim 2 \text{ м}$ ).

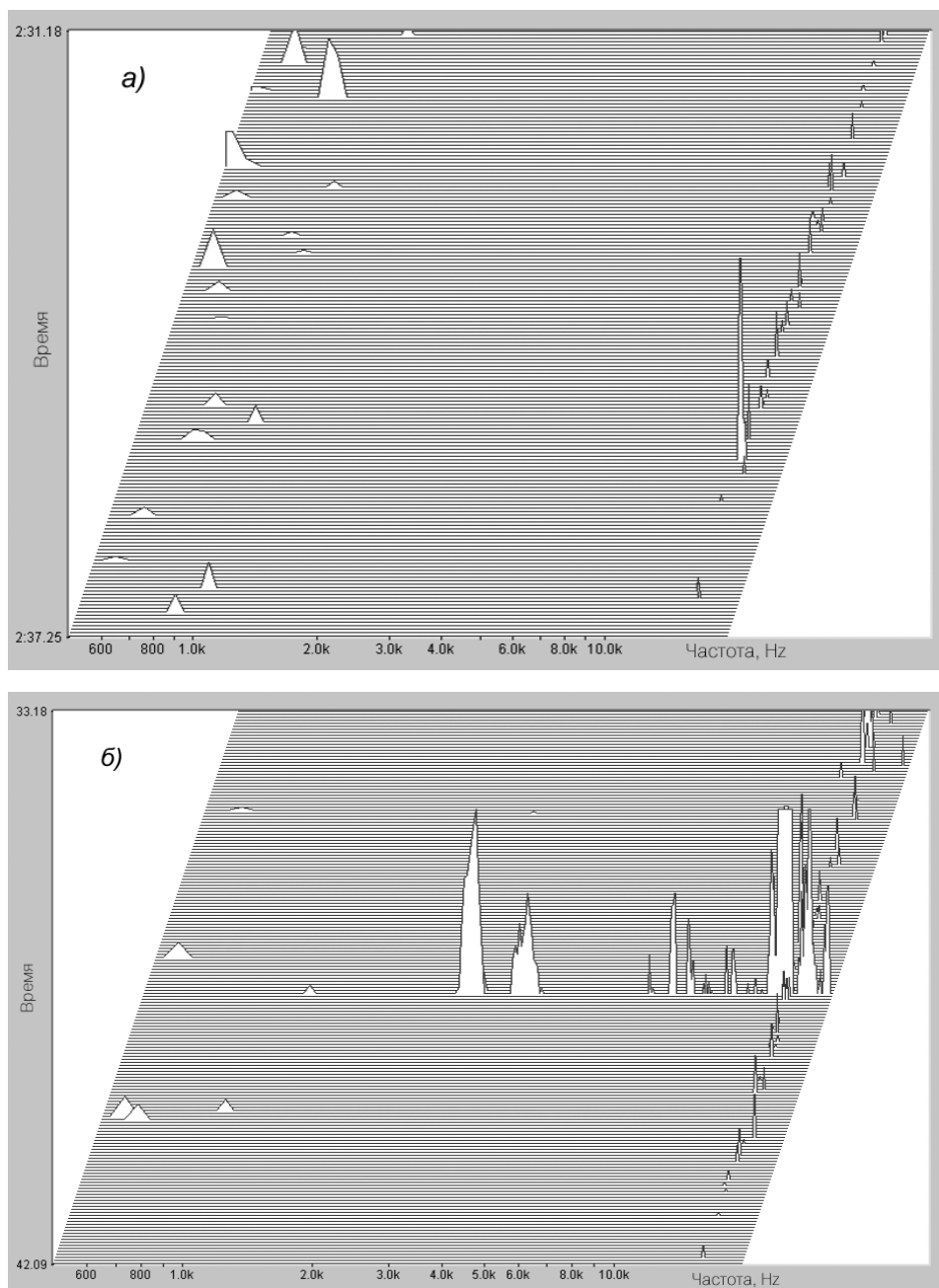


Рис. 5. Спектрограммы сигналов АЭ:  
*a* – разрушение ледниковой клавиши (испытание на изгиб); *б* – при ударном взаимодействии шарового индентора с дневной поверхностью ледника



На рис. 5б показана спектрограмма контактного разрушения абляционного слоя ледника при ударном взаимодействии с шаровым индентором, которая в первом приближении имитирует камнепад на леднике. На энергию упругих волн расходуется около 2–3 % от энергии удара ( $\cong 8$  Дж), которой обладает индентор в момент касания со льдом. Спектрограмма представлена единственным импульсом на частоте 15,5 кГц (71 дБ). При увеличении усиления можно наблюдать низкочастотную компоненту спектра (3,05 кГц). Из эксперимента следует, что действительно спектрограммы от разных источников содержат характерные признаки, присущие именно конкретному источнику (процессу). Это в принципе позволяет составить кадастр или атлас для основных типов источников, однако этому должны предшествовать системные исследования по выявлению факторов, деформирующих изначальный спектр АЭ.

#### АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Абляционный слой ледника ниже границы накопления представляет собой слоисто-пористую ледяную оболочку толщиной около 40 см с сеткой поверхностных продольных и поперечных трещин. Динамика их образования и развития проявляется в излучении упругих волн (сигналов АЭ). Особенность этой динамики в том, что это самоорганизующийся процесс, происходящий путем повторных взаимодействий между мезоструктурами различных масштабов (принцип Ле-Шателье).

Присутствие в абляционном слое ледника разного рода дефектов (особенно трещин, каналов, пузырьков воздуха разной величины) является сильным фактором, влияющим не только на термическую устойчивость ледника в целом, на динамику его движения, но и на распространение акустических волн. Для того чтобы оценить влияние абляционного слоя (влияние его трещиноватости) на распространение упругих волн в нем были поставлены целевые эксперименты.

Экспериментальная зависимость твердости льда от глубины залегания слоя имеет вид автокорреляционной функции, которая, по-видимому, характеризует память о процессах, происходящих в абляционном слое ледника. Роль времени здесь выполняет глубина залегания слоя, как функция теплопроводности или температуропроводности. Судя по экспериментальным данным, масштаб, на котором проявляется эффект (см. рис. 3 на цв. вклейке), имеет размер около 10 см. Структурные особенности такого масштаба подтверждены визуальными наблюдениями слоев и их различной мезоструктурой и плотностью. Интересно, что примерно такого же вида автокорреляционная функция была получена при аппроксимации экспериментальных зависимостей твердости и вязкости разрушения от глубины залегания для снежного покрова [Епифанов, Осокин, 2009 и 2010]. Причина осцилляций – слоистая структура снежного покрова как результат его формирования. Аналогично и формирование слоистой структуры абляционного слоя ледника вызвано его движением и весенне-осенним сезонным замораживанием талой воды. Фактически структура исследуемого слоя есть не что иное, как наложенный лед [Wright et al., 2007; Brandt et al., 2008].

Из того, что амплитуда автокорреляционной функции имеет минимальное значение вблизи поверхности ледника, следует, что под действием абляционных процессов различие механических свойств льда в слоях нивелируется. Есть основания полагать, что чередование слоев не закончилось в абляционном слоеи структура наложенного льда распространяется в глубь ледника.

Совпадение толщины абляционного слоя с длиной поперечной трещины является независимым подтверждением достоверности экспериментальной зависимости  $H(h)$  и вывода о толщине абляционного слоя (40 см). Явно выраженные участки изломов на фронте распространения трещины косвенно указывают на смену механизмов деформаций на этих изломах.

Источники сигналов АЭ в леднике имеют разные временные, геометрические и силовые масштабы разрушения. Это позволяет по продолжительности импульса, его форме и частоте идентифицировать сигнал АЭ с его источником.

#### ВЫВОДЫ

В данной работе проведен феноменологический анализ сигналов АЭ как индикаторов временных и пространственных нарушений сплошности в леднике и оценена роль его поверхностного абляционного слоя как части акустического волновода в диапазоне частот от 15 Гц до 20 кГц, наиболее пригодном для изучения пластических процессов во льду.

Акустические характеристики абляционного слоя ледникового льда исследованы *in situ*, а также при динамическом воздействии локальной нагрузки, создаваемой шаровым индентором, и при квазистатическом изгибе ледниковой клавиши:

1. Записаны спектрограммы сигналов АЭ в абляционном слое ледника *in situ* при интенсивном солнечном потоке и высокой температуре воздуха и в отсутствие прямого солнечного воздействия и более низкой, чем в первом случае, температуре воздуха. Выявлены характерные формы сигналов АЭ, отличные от известных в механике разрушения конструкционных материалов.

2. Выполнено физическое моделирование некоторых источников сигналов АЭ, имитирующих камнепад и трещинообразование в толще ледника.

3. Определена толщина абляционного слоя (~0,4 м), особенности его строения и прочностные характеристики (на стенках шурфа и на кернах), а также оценено влияние этого слоя на характеристики сигналов АЭ.

4. Решен ряд методических вопросов (крепления акустических датчиков к ледниковому льду, их размещения, надежности акустического контакта и др.).

5. Показана перспективность метода АЭ с рабочим диапазоном частот от 15 Гц до 20 кГц для изучения деформационных процессов, которые сопровождаются нарушениями сплошности ледникового тела и развитием существующих в нем трещин.

Полученные результаты могут быть использованы для создания мобильной ледниковой лаборатории и системы дистанционного акустического мониторинга, основанного на методе деформационной АЭ, с целью изучения динамики движения льда в ледниках.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брок Д. Основы механики разрушения. М.: Высш. шк., 1980. 368 с.
2. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.С. Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // Материалы гляциол. исслед. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
3. Виноградов С.Д., Соловьева М.С. Распространение упругих волн в трещиноватой среде (трехмерное моделирование) // Физика Земли. 1997. № 9. С. 3–10.
4. Гаврило В.П., Гусев А.В., Никитин В.А. Собственные шумы антарктического ледника Новолазаревского и затухание акустических сигналов в нем // Тр. ААНИИ. 1980. Т. 374. С. 56–61.
5. Гольдштейн Р.В., Осипенко Н.М. Ледовые качества судов. // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 391. С. 137–157.
6. Дучков А.Д., Истомин В.Е., Казанцев С.А. Температурный режим оз. Байкал и связанные с ним внутренние напряжения и смещения в ледяной плите // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 87–92.
7. Епифанов В.П., Осокин Н.И. Пространственная изменчивость прочностных свойств речного льда // Материалы гляциол. исслед. 2004. Вып. 97. С. 170–179.
8. Епифанов В.П., Глазовский А.Ф. Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 42–55.

9. Епифанов В.П. Механика деформируемого льда // Итоги науки и техн. ВИНТИ. Сер. Гляциология. 1991. Т. 8. 200 с.
10. Епифанов В.П. Разрушение льда при контактных взаимодействиях // Известия РАН. Механика твердого тела. 1986. № 6. С. 177–185.
11. Способ калибровки пьезоэлектрических акселерометров: Авт. свид-во 1569730 СССР; кл. G 01 P 21/00/ Епифанов В.П.; опубл. 07.06.1990, Бюл. № 21. 1990.
12. Справочник по коэффициентам интенсивности напряжений: С74: В 2 т. М.: Мир, 1990. Т. 1. 447 с.
13. Тимошенко С.П. Прочность и колебания элементов конструкций. М.: Наука, 1975. 704 с.
14. Ультразвук: Маленькая энциклопедия / Глав. ред. И.П.Голямина. М.: Советская энциклопедия, 1979. 400 с.
15. Brandt O., Kohler J., Luthje M. Spatial mapping of multi-year superimposed ice on the glacier Kongsvegen, Svalbard // Journal of Glaciology. 2008. Vol. 54. № 184. P. 73–80.
16. Dempsey J.P., Adamson R.M., Mulmule S.V. Scale effects on the in situ tensile strength and fracture of ice. Pt. II. First-year sea ice at Resolute. N.W.T. // Intern. J. Fract. 1999. Vol. 95. P. 347–366.
17. Deichmann N., Ansorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F. and Gudmundsson G.H. Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier // Ann. Glaciol. 2000. Vol. 31. P. 85–90.
18. Jablonski D.A., Journet B., Vecchio R.S., Hertzberg R. Compliance functions for various fracture mechanics specimens // Engng Fract. Mech. 1985. № 5. P. 819–827.
19. Jerome Failettaz, Funk Martin, Sornette Didier Icequakes coupled with surface displacements for predicting glacier break-off // Journal of Glaciology. 2011. Vol. 57. № 203. P. 453–460.
20. Lawrence W. and Qamar A. Hydraulic transients: a seismic source in volcanoes and glaciers // Science. 1979. Vol. 203(4381). P. 654–656.
21. MacAyeal D.R., Okal E.A., Aster R.C. and Bassis J.N. Seismic and hydroacoustic tremor generated by colliding icebergs // J. Geophys. Res. 2008. 113(F3), F03011. (10.1029/2008JF001005.)
22. Nettles M. and 12 others. Step-wise changes in glacier flow speed coincide with calving and glacial earthquakes at Helheim Glacier, Greenland // Geophys. Res. Lett. 2008. 35(24), L24503. (10.1029/2008GL036127.)
23. Roux P.F., Marsan D., Metaxian J.F. et al. Microseismic activity within a serac zone in an alpine glacier (Glacier d'Arggentiere, Monnt Blanc, France) // J. Glaciol. 2008. Vol. 54. № 184. P. 157–168.
24. Walter F., Deichmann N. and Funk M. Basal icequakes during changing subglacial water pressures beneath Gornergletscher, Switzerland // J. Glaciol. 2008. № 54(186). P. 511–521.
25. Weaver C.S. and Malone S.D. Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock–ice interface. J. Glaciol. 1979. № 23(89). P. 171–184.
26. Wright A.P., Wadham J.L., Siegert M.J., Luckman A., Kohler J. and Nuttall A.M. Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches // J. Geophys. Res. 2007. 112, F04016, doi:10.1029/2007JF000818.

V.P.EPIFANOV, L.M.SAVATYUGIN

#### ACOUSTIC STUDIES OF ABLATION LAYER OF POLAR GLACIER: THE ALDEGONDABREEN GLACIER CASE (SPITSBERGEN)

*Spectrograms of acoustic emission signals (AE) in the ablation layer of the Aldegondabreen Glacier (Western Spitsbergen) in the period of intensive melting (July–August 2011) depending on the intensity of solar flux and temperature, as well as quasi-static and dynamic effects of local load created by rigid spherical indenter and bending of the ice key have been investigated. Effect of cracks in ablation layer on the parameters of elastic waves propagation have been evaluated. Also the dynamic hardness of ice, critical stress intensity factor KIC, and structure of the surface ice layer to a depth of 0.7 m have been studied. Specific techniques and devices have been developed for measuring: (1) the characteristics of the frequency-amplitude spectrum of AE in the frequency range from 15 Hz to 20 kHz, (2) the dynamic*

*hardness of ice and the critical stress intensity factor directly on the glacier, in particular the spherical indenter with a piezoelectric accelerometer and the penetrometer with digital indicator. The characteristic shapes of AE signals other than the well-known ones in fracture mechanics of structural materials have been recorded. The thickness of ablation layer has been determined (0.4 m), its acoustic performance, hardness, structural features and possible sources of acoustic emission have been evaluated. A number of methodological issues related to acoustic emission (AE) technique application for the deformation studies and as a basis for development of the remote and field glacier ice observation system has been discussed.*

*Keywords:* Glacier ablation, physical and strength characteristics of the upper layer of ice, structure, methods of studies.