НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 4, с. 42–55 **http://www.izdatgeo.ru**

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.324.5:551.321:620.179.17

АКУСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАК ИНДИКАТОР ОСОБЕННОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ

В.П. Епифанов, А.Ф. Глазовский*

Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН,
119526, Москва, просп. Вернадского, 101, корп. 1, Россия, evp@ipmnet.ru
** Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, icemass@yandex.ru*

Изучаются волновые явления, которые происходят в процессе деформирования природного льда и отражаются в его акустических характеристиках. Выполнен комплекс исследований, необходимых для расшифровки сигналов акустической эмиссии в активных участках ледникового покрова. В основу положены данные измерений реологических и акустических характеристик природного льда в ультразвуковом диапазоне частот при сдвиге (количество, амплитуда и спектральный состав сигналов акустической эмиссии). Установлены закономерности излучения упругих волн, возникающего в процессе деформационной перестройки структуры льда при осесимметричном сдвиге, рассмотрены его возможные источники применительно к движению льда в леднике, определены их характерные масштабы и природа (трение, нарушение сплошности и т. д.).

Ледник, акустическая эмиссия, деформационные изменения структуры, реология

ACOUSTIC CHARACTERISTICS AS AN INDICATOR OF THE SPECIFICS OF ICE MOVEMENT IN GLACIERS

V.P. Epifanov, A.F. Glasovskiy*

Ishlinsky Institute for Problems Mechanics, RAS, 119526, Moscow, pr. Vernadskogo, 101, build. 1, Russia, evp@ipmnet.ru
** Institute of Geography, RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyi per., 29, Russia, icemass@yandex.ru*

Results of studies of the wave phenomena occurring during the deformation of natural ice and reflected in its acoustic characteristics are presented. The theoretical and laboratory studies allow us to compile the inventory of acoustic emission signals aimed to decode acoustic events in the active glacier sites. The studies are based on the data of measuring of rheological characteristics of natural ice, its acoustic characteristics in the ultrasonic range of frequencies at the stretching, compression and shear, as well as the quantity and spectral structure of acoustic emission signals. The radiation of elastic waves resulted from deformational reorganization of ice structure, and study of the phenomenology of their source promotes understanding of the fundamental problem of glaciology related to glacier ice movement. First of all, it is understanding of characteristic scales of movement, components of this movement, with what and in which way its components are interrelated (temperature, friction, infringement of continuity etc.), i. e. understanding of the genetic nature of glacier movement. The obtained results are planned to be used in the development of the field acoustic measurement technique in conjunction with the measurements of ice surface velocity and the studies of ice morphology/structure.

Glacier, acoustic emission, deformation change of structure, rheology

ВВЕДЕНИЕ

В местах концентрации напряжений на ледниках образуются трещины. С одной стороны, они являются индикатором полей напряжений в ледниковом покрове, а с другой стороны, выделяющаяся упругая энергия при образовании трещин [*Грешников, Дробот, 1976; ГОСТ 25.002-80, 1981; Коллакот, 1989*] содержит информацию об особенностях движения льда [*Кобеко, 1952*]. В общем случае установить соответствие характеристик сигнала акустической эмиссии (АЭ) источнику и механизму разрушения льда пока не удается из-за отсутствия теоретических обоснований такого соответствия [*Roux et al., 2008*]. Однако эта корреляция может быть найдена экспери-

© В.П. Епифанов, А.Ф. Глазовский, 2010

ментально на основе стадийности пластической деформации и изменения акустических характеристик льда для наиболее простого случая – механических испытаний льда на сдвиг [*Епифанов, 2003*].

Л. Голд [*Gold, 1960*] первым установил по "характерному треску", что трещины во льду при механических испытаниях возникают задолго ($\sim 0{,}6\,\sigma_*$) до достижения предельных напряжений (σ_*). Этот эффект высвобождения накопленной упругой энергии в виде упругих волн напряжений был использован для разработки метода деформационной акустической эмиссии, который стал широко применяться в гляциологии, в том числе для исследований кратковременной ползучести льда [*Зарецкий, Чумичев, 1982; Zaretsky et al., 1976, 1979; Lawrence, Cole, 1982; Weiss, 1997; King et al., 2007*].

В дальнейшем измеряемые параметры АЭ были существенно расширены. Регистрировали число импульсов и их амплитуды, а также анализировали спектральный состав акустических сигналов. Качественно новый уровень исследований акустических событий был достигнут при комплексном подходе, основанном на синхронной регистрации и параметров АЭ, и характеристик зондирующих импульсов (коэффициента поглощения и скорости распространения ультразвуковых волн) непосредственно в процессе механических испытаний льда [*Воронина, Епифанов, 1980; Епифанов, 1982*]. С помощью комплексных измерений стало возможно контролировать накопление микродефектов не только на стадии трещинообразования, но и во всем интервале напряжений, включая стадию упругого деформирования.

Применение акустических методов к изучению микромеханики деформирования и разрушения пресноводного льда позволило получить ряд принципиально важных результатов. Установлено, что переход от одной стадии деформаций к другой сопровождается накоплением деформационных дефектов, что вызывает резкое изменение акустических параметров льда [*Епифанов, 1988*]. Количественно оценен размер этих дефектов и масштаб структуры для каждой стадии деформаций [*Епифанов, 2003*]. Разработана реологическая модель пресноводного льда, учитывающая деформационные изменения структуры, причем получено соответствие вычисленных и экспериментально определенных значений деформаций [*Епифанов, 2005*]. На основе выявленных закономерностей изменения акустических параметров при деформировании пресноводного льда и снега найден ряд новых технических решений [*Способ..., 1990а,б*].

В данном исследовании основное внимание уделяется физическим аспектам акустических явлений и установлению их взаимосвязи со структурой и напряженно-деформированным состоянием льда. В качестве главного источника АЭ во льду рассматривается трещина в момент ее ускоренного роста и торможения, в качестве причины формирования трещины – локальные напряжения, не успевшие релаксировать в процессе ползучести. Принято считать, что вид акустико-эмиссионных диаграмм при деформировании определяется многопараметрической зависимостью от условий нагружения, структуры и прочности льда, а также типа доминирующих источников АЭ (движение и взаимодействие дислокаций, разрушение кристаллитов, образование и рост трещин).

Поскольку взаимосвязь механических характеристик льда с параметрами акустической эмиссии и размерами трещины изучена недостаточно, ближайшей задачей при внедрении метода АЭ в практику гляциологических исследований является создание акустико-эмиссионных измерительных линий, методик записи сигналов при испытании льда на сдвиг и обработки результатов измерений. Для этого прежде всего необходимо смоделировать процесс трещинообразования во льду при сдвиге, записать сигналы АЭ и расшифровать их.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Ледник рассматривается авторами как ледяной конгломерат со сложной иерархической структурой, а движение льда в леднике – как сумма сдвиговых деформаций, возникающих в процессе накопления в его структуре дефектов различного масштаба. Кратковременная ползучесть пресноводного поликристаллического льда характеризуется несколькими конкурирующими механизмами, каждый из которых реализуется в определенной области напряжений, температур и скоростей деформации [*Фрост, Эшби, 1989*].

Необратимые макродеформации сдвига являются результатом направленного смещения дефектов разного масштаба под действием сдвиговых напряжений. Стадийный характер пластических деформаций проявляется в переходе от малого к большему масштабу структуры льда, подверженной деформационным изменениям. Этот переход адекватно отражается на акустических характеристиках льда, регистрируя которые во времени, можно оценить, в какой именно стадии пластических деформаций находится исследуемый объем льда, и в перспективе прогнозировать риск подвижки ледника.

Выделяющаяся при образовании трещины в виде акустического импульса упругая энергия W может быть оценена по экспериментально определяемым величинам (амплитуде A, частоте заполнения f и продолжительности импульса $\Delta\tau$):

$$W \approx A^2 f^2 \Delta\tau. \qquad (1)$$

Согласно модели гармонического осциллятора, частота заполнения акустического импульса определяется уравнением [*Кобеко, 1952*]

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

где D – жесткость; m – масса разрушенного льда; k – номер гармоники.

Выявленные ранее закономерности трещинообразования во льду при сжатии и растяжении позволяют выбрать оптимальный диапазон частот и установить пороговое напряжение дискриминации, при котором $k = 1$. Поэтому за основу классификации сигналов АЭ может быть взят энергетический подход. По своим возможностям метод сканирования (прозвучивания) и метод акустической эмиссии "перекрывают" широкий диапазон масштабов – от микроразмеров в кристаллической решетке до многих сотен метров в толще ледников.

Целью данной работы является применение метода АЭ для исследований кинетики сдвиговых деформаций природного льда. Для ее достижения необходимо разработать метод испытаний на сдвиг, учитывающий специфику льда, причем контролируемыми макроскопическими переменными должны быть напряжение сдвига, температура, деформация, ее скорость, время.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы изготавливали из однородного прозрачного льда, который вырезали из ледяного покрова пресного водоема и транспортировали в лабораторию Института проблем механики РАН. Для экспериментов был выбран лед из прозрачного нижнего слоя ледяного покрова толщиной около 30 см. Этот слой образован столбчатыми кристаллами со средним диаметром 10–20 мм и длиной до 120 мм и с вертикальной ориентацией С-осей кристаллов. Для него характерны скорости распространения продольных волн частотой 1,25 МГц вдоль С-оси $V_p^{\perp}$ около 3960 м/с при коэффициенте поглощения $\alpha = 0{,}033$ см$^{-1}$. Плотность такого льда составляет 905,5 кг/м^3, а динамический модуль упругости $E = 14{,}2$ ГПа при температуре –10 °С. Те же характеристики в ортогональном направлении к С-оси следующие: $V_p^{\parallel} = 3670$ м/с, $E = 12{,}3$ ГПа, модуль сдвига $G = 3{,}5$ ГПа. Анизотропия $\left\{\left(V_p^{\perp}\right)^2 \Big/ \left(V_p^{\parallel}\right)^2\right\}$ исследуемого льда равна 1,16, что согласуется с различием упругих модулей в кристаллической решетке для осей C_{11} и C_{33} [*Труэлл и др., 1972; Schulson, Duval, 2009*]. Структура исследуемого льда соответствует типу А4, по классификации Н.В. Черепанова [*1972*]. Лед близкой структуры и анизотропии обнаружен в ледниковых кернах глубокого бурения [*Gagliardini et al., 2004*]. Благодаря этому соответствию обеспечивалось геометрическое подобие модели и натурального образца и физическое подобие процессов, протекающих в них при сдвиговой деформации.

Выявленные в результате травления светом периодичные штриховые линии в кристаллитах, ориентированные параллельно базисной плоскости кристаллической решетки (рис. 1), по-видимому, являются местом скопления дислокаций, образовавшихся в результате их скольжения при сдвиге, т. е. являются дубликатами линий скольжения. Ранее линии скольжения во льду наблюдали методом теневой фотографии [*Nakaya, 1958*], под оптическим микроскопом [*Readings, Bartlett, 1968*], техникой рентгеновской топографии [*Liu et al., 1995*]. Было установлено, что в монокристаллах в зависимости от деформации периодичность линии скольжения изменялась в интервале от 10 до 500 мм [*Faria, Kipfstuhl, 2004; Hamelin et al., 2004*]. В данном случае периодичность составляет порядка 1 мм. Меньший размер, вероятно, обусловлен разными исходными структурами и условиями нагружения (поликристаллический лед, другие поля напряжений). Эти наблюдения подтверждают гипотезу о дальнем взаимодействии между дислокациями, расположенными в различных линиях скольжения, а также указывают на коллективный характер их движения [*Neuhäuser, 1983; Weiss, Miguel, 2004*].

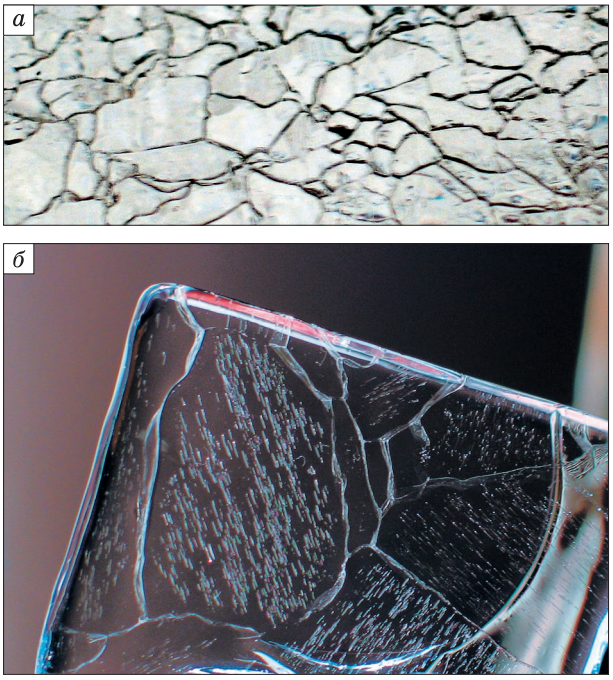

Рис. 1. Травленая светом поверхность заготовки льда (*а*) и дефекты в кристаллитах после испытания на сдвиг (*б*).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Несмотря на то что сдвиговые деформации являются ключевыми для понимания движения льда в ледниках, общепринятые методы испытания на сдвиг отсутствуют. Поэтому нами были разработаны два метода испытания льда на сдвиг. В первом методе за основу взята известная теоретическая модель, относящаяся к испытанию конструкционных материалов на трещиностойкость [*Справочник..., 1990*]. Во втором – столбчатый механизм сдвига, обнаруженный нами при пенетрации льда [*Епифанов, 2007; Гольдштейн и др., 2009*]. Необходимые устройства, реализующие эти методы, были разработаны нами с учетом специфических свойств льда. Акустические характеристики и деформационные процессы при сдвиге контролировали методами акустоэмиссионной активности [*Epifanov, Kuzmenko, 1988*], методом импульсного ультразвукового сканирования [*Епифанов, 1982*], а также методами микроструктурного и фрактографического анализа поверхности разрушения [*Роузен, 1971*]. Ниже приведены описания только оригинальных решений.

Испытание на сдвиг под действием четырехточечной нагрузки

Испытывали образцы льда в виде прямоугольной пластины с двумя краевыми трещинами. Схема измерения приведена на рис. 2.

В качестве датчика регистрации сигналов акустической эмиссии использовали пьезокерамические преобразователи типа КВ10 (датчик колебаний VEB). Сигналы с преобразователя поступали на предусилитель типа PSI 202-00-001 RFT и далее на вход звуковой платы компьютера, где выполнялась их обработка.

Подготовка образцов. Из отобранных блоков льда после проверки на идентичность структуры вырезали заготовки, из которых затем изготавливали образцы с регламентированными размерами: длиной ($2c$ = 120 мм), шириной (d = 50 мм) и высотой ($2b$ = 20 мм) [*Броек, 1980*]. Геометрия образца и схема нагружения представлены на рис. 3 (где H = 10 мм, S = 60 мм).

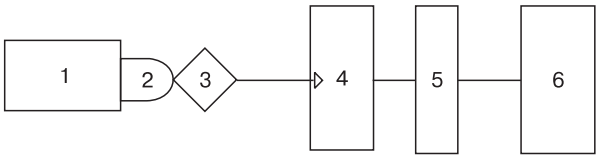

Рис. 2. Схема измерения акустической эмиссии при испытаниях на сдвиг:

1 – образец, 2 – приемник сигналов АЭ, 3 – предусилитель, 4 – акустическая плата, 5 – анализатор, 6 – монитор.

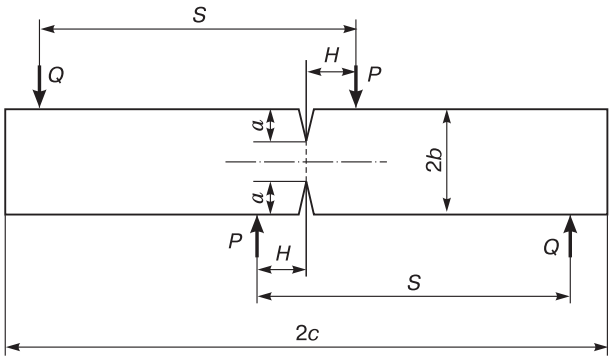

Рис. 3. Геометрия образца и схема нагружения при испытании под действием четырехточечной сдвиговой нагрузки:

a – длина трещины; $2b$, $2c$, d – высота, длина и ширина пластины соответственно; H – расстояние от трещины до точки приложения силы P; S – расстояние между точками приложения сил P и Q.

Острая трещина в форме шеврона (“ласточкин хвост”) создавалась с помощью фрезы и режущего полотна (0,1 мм). Для снятия остаточных напряжений образцы термостатировали при температуре последующих испытаний вместе с элементами нагружающего устройства, находящегося в непосредственном контакте со льдом.

С учетом анизотропии исследуемого льда и легкости сдвига по базисным плоскостям кристаллической решетки изготавливали три типа образцов. Образцы первого типа вырезали из заготовки таким образом, чтобы С-оси кристаллитов были ориентированы ортогонально плоскости надреза (ПН) и внешней силы, т. е. $P \perp C \perp ПН$. В образцах второго типа С-оси кристаллитов были ориентированы параллельно плоскости надреза и сдвигу, т. е. $P \| C \| ПН$. В образцах третьего типа С-оси кристаллитов были параллельны плоскости надреза, но ортогональны сдвигу, т. е. $P \perp C \| ПН$ (рис. 4, *в*). Такие ситуации вполне вероятны в ледниковом покрове. Испытание льда на трещиностойкость проводили на универсальной испытательной машине типа FM-1000 с помощью специального приспособления. Геометрия образца и схема нагружения показаны на рис. 3, внешний вид приспособления – на рис. 4.

Для выбранной схемы нагружения характерно образование трещин смешанного типа – растяжения (тип I) и сдвига (тип II). Комплексный коэффициент интенсивности напряжений в вершине трещины представлен уравнением

$$K = K_{\mathrm{I}} - iK_{\mathrm{II}}, \qquad (3)$$

где K_{I}, K_{II} – коэффициенты, которые характеризуют интенсивность напряжений в вершине трещины

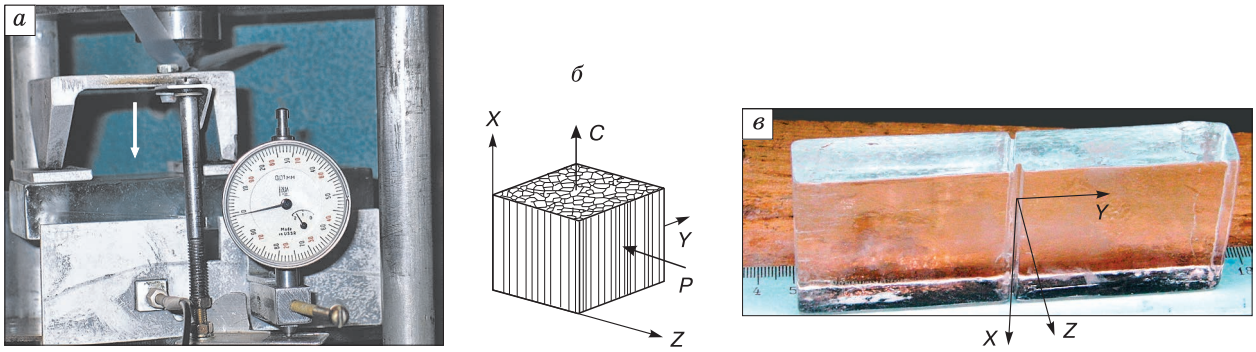

Рис. 4. Приспособление для испытания льда на трещиностойкость:

а – расположение образца (указано стрелкой); *б* – ориентация С-осей кристаллитов в прямоугольной системе координат *XYZ*; *в* – привязка системы координат к образцу льда третьего типа ($P \perp$ C $\parallel$ ПН).

на растяжение и сдвиг соответственно. Расчет выполнен по уравнениям [*Otsuka et al., 1982*]

$$K_{\mathrm{I}} = F_{\mathrm{I}}\tau_0\sqrt{\pi a}, \quad K_{\mathrm{II}} = F_{\mathrm{II}}\tau_0\sqrt{\pi a}, \qquad (4)$$

где $\tau_0 = (P - Q)/(2bd)$; P, Q – составляющие внешней силы F_0; a – длина трещины (a = 6 мм); F_{I}, F_{II} – безразмерные коэффициенты интенсивности напряжений в вершине трещины для типа I и II. Коэффициенты интенсивности напряжений F_{I} и F_{II} найдены методом конечных элементов для данной геометрии образца и схемы нагружения.

Образец льда, подготовленный по программе термостатирования, с заранее определенными акустическими характеристиками, плотностью и структурой помещали в приспособление для определения трещиностойкости, которое размещалось на опорной плите испытательной машины. Температура образцов и контактирующего с ним оборудования задавалась в соответствии с программой испытания (в интервале –2...–25 °С при скорости смещения плит испытательной машины ~ 0,016 мм/с). Порядок выполнения операций по методу импульсного ультразвукового сканирования и описание аппаратуры для определения акустических параметров льда в процессе нагружения приведены в работе [*Воронина, Епифанов, 1980*].

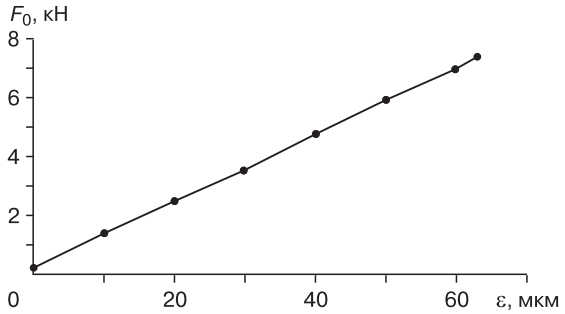

Рис. 5. Зависимость осевой силы (F_0) от смещения (ε) точки приложения силы *P*.

В эксперименте измеряли перемещение точки приложения силы *P*, осевую нагрузку F_0, температуру льда, а также регистрировали число, частоту и амплитуду сигналов акустической эмиссии. В контрольных измерениях осуществляли видеозапись образования трещин. После испытаний регистрировали изменения структуры в образце.

Результаты измерений, полученные в испытаниях на сдвиг по четырехточечной схеме нагружения. На рис. 5 приведена первичная диаграмма нагружения. Линейный вид экспериментальной кривой подтверждает соблюдение условий плоской деформации в исследуемых образцах льда, а следовательно, с помощью этого метода можно получать количественные данные по трещиностойкости льда на сдвиг.

Сигнал в верхней части спектрограммы на рис. 6 (предвестник разрушения) позволяет определить момент страгивания трещины (τ = 47,97 с), а поскольку развертка временной шкалы спектрограммы синхронизирована с приводом испытательной машины, он позволяет также определить истинную макронагрузку в этот момент.

Среднее “инкубационное” время, т. е. время между предвестником разрушения и лавинообразным разрушением образца, в экспериментах составляло менее 1 с. Этот временной параметр, согласно Н.Ф. Морозову [*Morozov, Petrov, 2006*], является важной характеристикой материала. По-видимому, сигналы АЭ, предшествующие лавинообразному разрушению, могут быть использованы для выявления термодинамических условий, при которых во льду возможен быстрый сдвиг.

Для того чтобы восстановить физическую картину процессов, которые происходят во льду за малый промежуток времени (<1 с), включая соб-

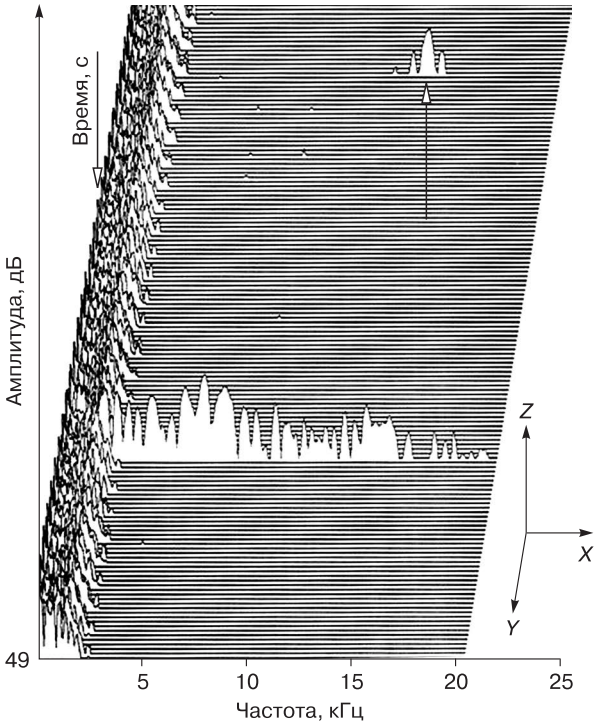

Рис. 6. Спектрограммы сигналов акустической эмиссии, соответствующие разрушению образца льда при сдвиге (*внизу*) и предвестнику этого разрушения (*вверху*, показан стрелкой).

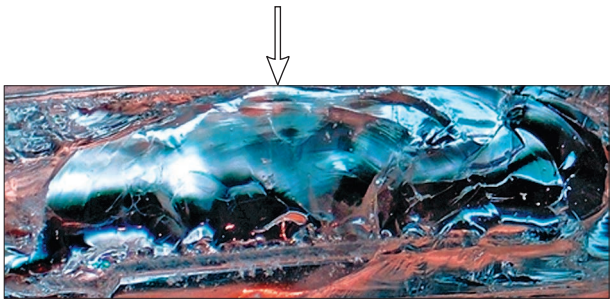

Рис. 7. Фрактограмма разрушения ледяной пластины в плоскости надреза.

Стрелкой указаны направление фронта трещины и начало движения.

ственно лавинообразное разрушение, рассмотрим фрактограмму поверхности разрушения образца льда, например, при условии $P \perp C \perp ПН$ (рис. 7). Из анализа рис. 7 следует, что продвижение фронта основной трещины из очага зарождения происходит достаточно медленно (сверху вниз). Область медленного роста трещины гладкая, обладает высокой отражательной способностью (зеркальная область) и занимает большую часть сечения. Малые нарушения с плавными переходами возникают, по-видимому, из-за различия уровней фронтов разрушения, распространяющихся в разных базисных плоскостях. За пределами зеркальной области имеется переходная область, поверхность которой более шероховатая. Эта шероховатость свидетельствует о более высокой скорости продвижения фронта. На этой стадии нерегулярные линии отрыва образуются чаще. Они более многочисленны и более четко выражены, чем в зеркальной области. Дальнейшее увеличение скорости распространения фронта приводит к взрывоподобному разрушению с образованием более сложных мелких фигур (“гребешки”, “елочки” и др.). В целом линии фрактограммы отражают главные деформационные процессы, на которые расходуется энергия разрушения. Совпадение плоскости макросдвига с плоскостью надреза подтверждает преимущественный вклад сдвиговых деформаций в процесс разрушения.

Экспериментальные данные позволяют рассчитать компоненты комплексного коэффициента интенсивности напряжений в вершине трещины при деформации сдвига (см. уравнение (3)) для условий $P \perp C \perp ПН$ при температуре около −10 °С:

$$K_{\mathrm{I}} = F_{\mathrm{I}}\tau_0\sqrt{\pi a} = 0{,}15\cdot\frac{P-Q}{2bt}\cdot 0{,}137\,\text{м}^{1/2} =$$

$$= 0{,}0206\cdot\frac{P-Q}{0{,}001}\frac{\text{м}^{1/2}}{\text{м}} = 20{,}6(P-Q)\frac{1}{\text{м}^{1/2}} = 7{,}8\ \frac{\text{кН}}{\text{м}^{3/2}},$$

$$K_{\mathrm{II}} = 0{,}9\tau_0\sqrt{\pi a} = 47\ \text{кПа}\cdot\text{м}^{1/2}, \qquad (5)$$

где t – время, с; b – полувысота пластины (см. рис. 3).

Таким образом, трещина подвергнута не только сдвигу, но и растяжению. Для трещин смешанного (I и II) типа условие разрушения задано комбинацией двух величин

$$K_{\mathrm{I}}^2 + K_{\mathrm{II}}^2 = \mathrm{const} = K_{\mathrm{IC}}^2, \qquad (6)$$

где K_{IC} = 47,6 кПа·м$^{1/2}$ – вязкость разрушения, или критический коэффициент интенсивности напряжений, полученный с учетом (6). Используя известное соотношение [*Броек, 1980*], находим для температуры −10 °С и скорости нагружения $5\cdot10^{-4}$ с$^{-1}$ временное сопротивление

$$\sigma_u = \sqrt{\frac{4K_{\mathrm{IC}}^2}{\pi a}} = \sqrt{\frac{4(47{,}6)^2}{\pi\cdot 0{,}006}}\sqrt{\frac{(\text{кПа}\cdot\text{м}^{1/2})^2}{\text{м}}} \approx 0{,}7\ \text{МПа}. \qquad (7)$$

Полученное значение на порядок превышает напряжение сдвига в глубинных слоях лед-

никового покрова [*Joughin et al., 2006*]. Основная причина столь большого расхождения состоит в зависимости временного сопротивления льда от скорости нагружения.

Для значений коэффициента K_{II} и сдвиговых напряжений $(\tau_s \cong \sigma_u)$, согласно теории линейной механики разрушения [*Броек, 1980*], находим равновесный размер трещины L в глубинных слоях ледникового покрова (случай медленного течения):

$$L \cong \frac{K_{II}^2}{\tau_s^2 f(a/b)} = \frac{47^2}{35^2 \cdot 0{,}36} \frac{\text{м(кПа)}^2}{(\text{кПа})^2} = 5 \text{ м}. \quad (8)$$

Согласно оценке, масштаб такого порядка будет определяющим в динамике движения льда в ледниковом покрове, а величина $L = f(T)$ может быть использована как критерий перехода к быстрому сдвигу. Нельзя не отметить также, что присутствие в придонных слоях ледникового покрова устойчивых трещин изменяет представления о состоянии льда в придонных слоях и динамике его движения. Ранее рассматривались два варианта: примерзание льда к ложу и скольжение льда по ложу. В результате получено, что поверхность контакта необязательно должна быть сплошной: дискретная структура контакта может включать, кроме пятен контакта (областей адгезионного и когезионного взаимодействия), еще и области, где взаимодействие (лед–лед, лед–грунт) происходит между берегами трещины.

Таким образом, применительно ко льду разработан комплексный метод испытания на сдвиг, в основу которого положено известное решение задачи о четырехточечном нагружении пластины, особенностью которого является регистрация сигналов акустической эмиссии в процессе нагружения и регистрация фрактограммы разрушения. Эта особенность позволяет не только количественно оценить компоненты коэффициента интенсивности напряжений K_I и K_{II} в вершине трещины, но и исследовать механизмы сдвига в заданных условиях нагружения. По сдвиговой компоненте коэффициента K_{II} оценен масштаб $L = 5$ м равновесной трещины в леднике. Однако, поскольку в эксперименте реализуется не чистый сдвиг, а лишь хорошее приближение к нему ($F_{II} > F_I, K_{II}/K_I \geq 8$), необходимо рассмотреть также влияние фактора стеснения при сдвиге.

Сдвиг, происходящий при пенетрации льда

Испытания льда на сдвиг по методу пенетрации основаны на эффекте выдавливания ледяного столба из пластины [*Епифанов, 2007*]. При вдавливании в лед плоского круглого в плане индентора по его периферии на тонком кольце происходит концентрация нормальных напряжений [*Гольдштейн и др., 2009*]. В результате на цилиндрической поверхности, являющейся продолжением кругового штампа, развиваются вязкие и пластические деформации. Под их действием лед, находящийся в тонком кольце, разогревается и становится более податливым. Если в опоре просверлить отверстие диаметром, равным диаметру индентора, и вдавливать индентор соосно с этим отверстием, то из ледяного образца выдавится стержень. В первом приближении будем рассматривать сдвиг на цилиндрической поверхности штампа как физическую имитацию движения льда в ледниковом покрове на границе Гука, т. е. между слоями, находящимися преимущественно в упругом и пластическом состояниях [*Глазовский и др., 2008; Епифанов, 2008*]. Схема устройства для индентирования льда приведена на рис. 8.

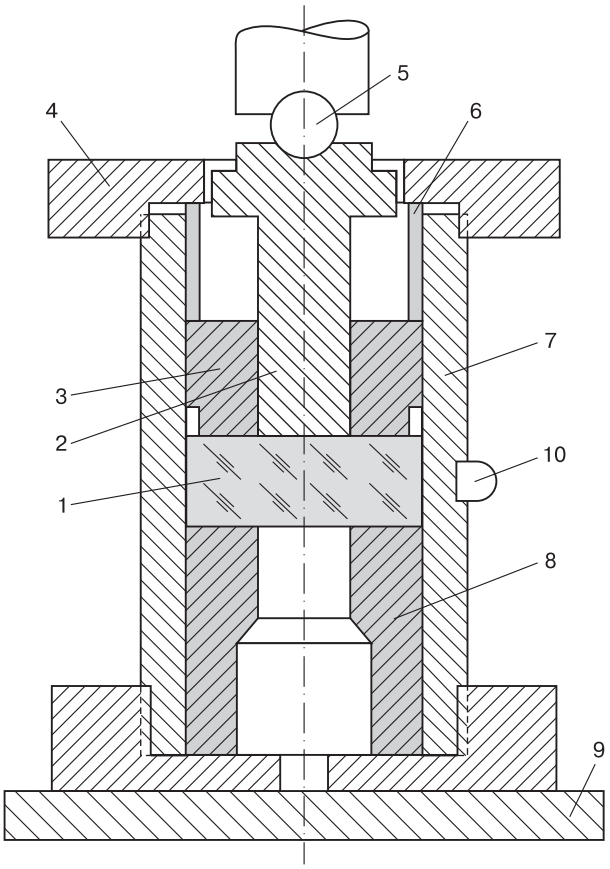

Рис. 8. Схема устройства для испытания льда по методу вдавливания цилиндрического штампа в ледяную пластину, опертую на плиту с соосным отверстием:

1 – образец льда; 2 – индентор диаметром 20 мм; 3 – кондуктор; 4 – верхняя крышка; 5 – шаровая опора; 6 – прижимная втулка; 7 – контейнер; 8 – опора; 9 – плита испытательной машины; 10 – акустический датчик.

Результаты измерений на сдвиг по методу пенетрации. *Пластичность и хрупкость льда в*

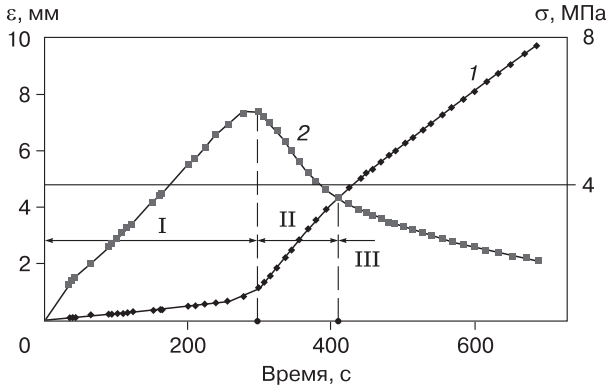

Рис. 9. Зависимости смещения индентора ε (кривая *1*) и напряжения сдвига σ (кривая *2*) от времени.

I–III – стадии деформирования.

условиях пенетрации. На рис. 9 представлены первичные данные измерений: зависимость смещения индентора ε (кривая *1*) и напряжений сдвига σ (кривая *2*) от времени в процессе пенетрации для условий $P\|C$ и при температуре –17 °С. Диаметр индентора 20 мм.

На кривых *1* и *2* выделены линейные отрезки I–III, в пределах которых сопротивление сдвигу изменяется линейно. При этом необходимо отметить, что в первом приближении зависимость сопротивления льда сдвигу от времени (кривая *2*) напоминает переход от трения покоя к трению скольжения тела, находящегося на плоскости, под действием сдвигающей силы. Эта аналогия не случайная – скольжение развивается внутри льда в "тонком" слое. На первом участке скорость сдвига равна $V_{\mathrm{I}} = 0{,}074$ м/год, на втором $V_{\mathrm{II}} = 0{,}9$ м/год и на третьем $V_{\mathrm{III}} = 0{,}62$ м/год. Фактически в экстремальной точке на кривой *2* наблюдается переход от медленного сдвига к быстрому. Интересно, что значения V_{II} и V_{III} сопоставимы с поверхностной скоростью ледникового покрова Антарктиды, например, вблизи куполов А и С [*Rignot et al., 2008*].

Пока отсутствуют теоретические обоснования непосредственной связи параметров сигналов АЭ с деформационными характеристиками льда, их расшифровка "привязана" к процессам, которые происходят при кратковременной ползучести в условиях сдвига. Так, на первом участке $E_{\mathrm{I}}^{\text{эф}} = 7\cdot10^{8}$ Па, что на порядок меньше значения упругого модуля льда $E = 9{,}3\cdot10^{9}$ Па в ненагруженном состоянии, к тому же сопротивление увеличивается пропорционально росту деформаций (см. рис. 9, участок I на кривой *1*) и при этом скорость остается постоянной. Эти факты позволяют утверждать, что этот участок соответствует II стадии пластической деформации (развитие предпочтительной кристаллической ориентации и динамическая перекристаллизация).

"Соревнование" между пластичностью и хрупкостью (разрывом) можно представить в виде уравнения [*Кобеко, 1952*]

$$\frac{d\sigma}{dt} = G\left(\frac{d\varepsilon}{dt} - \frac{\sigma}{\eta}\right), \qquad (9)$$

где η – вязкость льда; ε – деформация; σ – сдвиговые напряжения. Переход от пластичности к хрупкости при пенетрации происходит при условии

$$\frac{d\varepsilon}{dt} > \frac{\sigma}{\eta}. \qquad (10)$$

В зависимости от скорости деформации и температуры реализуются различные варианты "соревнования" между указанными процессами. Если за время развития необратимых деформаций микронапряжения успевают увеличиться до значений, превышающих предельно допустимые напряжения (прочность) льда, то происходит его хрупкое разрушение. Поэтому крип сопровождается процессами трещинообразования.

Хрупкое разрушение при пенетрации включает дробление, расщепление, радиальное и круговое растрескивания. Микротрещины ориентированы по касательной к цилиндрической поверхности и как бы оперяют столбообразную отдельность, которая при достижении критического давления начинает выдавливаться из образца льда.

На участках II и III (см. рис. 9) эффективные упругие модули равны соответственно $E_{\mathrm{II}}^{\text{эф}} = 7{,}2\cdot10^{7}$ Па и $E_{\mathrm{III}}^{\text{эф}} = 1\cdot10^{6}$ Па. Их значения на два и даже на три порядка меньше упругого модуля сдвига $G = 3{,}5\cdot10^{9}$ Па, причем скорость деформации возрастает на порядок. Дефицит упругого модуля $\Delta G \approx G - G_{\text{эф}}$ составляет от одного до трех порядков его значения и вызван деформационными изменениями структуры льда (перекристаллизация и рекристаллизация). Эти участки соответствуют III стадии пластической деформации (равновесие между упрочнением и разупрочнением), а перегиб на кривой *1* (см. рис. 9) вызван увеличением трения льда о стенки отверстия в опоре (см. рис. 8).

Необходимо отметить, что при пластической деформации в $10–10^{7}$ раз ускоряются процессы фазового превращения (облегчается диффузия замещения по узлам решетки) [*Ван Бюрен, 1962*]. Совместное действие различных факторов, включая понижения температуры плавления вблизи неоднородностей структуры, вызывает изменение реологических свойств льда. Так, при температуре –17 °С и скорости деформации $\dot{\varepsilon} = 10^{-4}$ с$^{-1}$ внутри столба и в прилегающем объеме образца процессы рекристаллизации успевают реализоваться за ко-

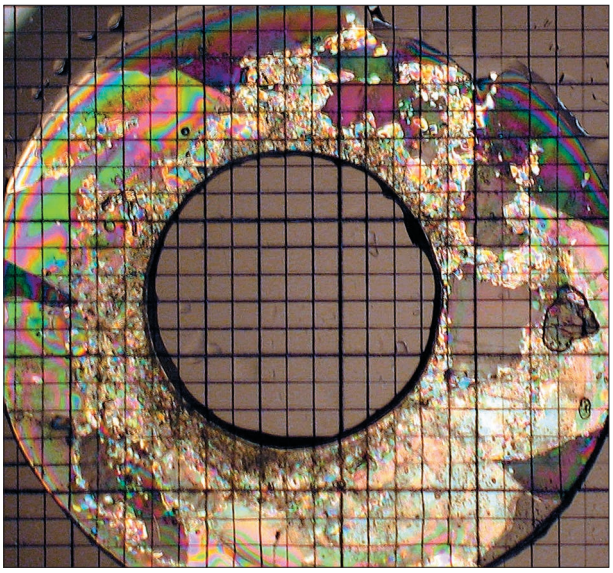

Рис. 10. Шлиф образца в разгруженном состоянии после выдавливания ледяного столба.

роткое время (~5 мин). Сдвиг происходит (как будет показано ниже) по границам мелкокристаллического льда, образовавшегося в результате рекристаллизации. В этом случае переход от пластического деформирования к блочному режиму скольжения представлен экстремальной точкой на кривой *2* (см. рис. 9).

Следует также подчеркнуть, что большая скорость сдвига не совпадает с максимальными ледовыми напряжениями (максимум на кривой *2*, см. рис. 9), а значит, и максимальными ледовыми напряжениями. Очевидно, что все описанные случаи обусловлены изменениями структуры льда (деформационными, рекристаллизационными и связанными с понижением температуры плавления). Подтверждением этому служит представленная на рис. 10 структура деформированного льда. Видно, что вблизи ледяного столба формируется структура с размером зерна в десятые доли миллиметра, по ледяной прослойке из этого мелкозернистого льда происходит сдвиг.

Таким образом, в процессе индентирования крупнокристаллическая структура льда вблизи поверхности сдвига благодаря совокупности процессов, включая рекристаллизацию, становится мелкокристаллической, а ее реологические свойства приближаются к свойствам льда в придонных слоях ледникового покрова. Дальнейшее совершенствование методики эксперимента по физическому моделированию медленного течения льда в придонных слоях ледникового покрова, основанного на индентировании, безусловно, является перспективным.

Для того чтобы оценить возможность применения выявленных на образцах зависимостей к реальному масштабу ледника, полученные нами данные в координатах “напряжение–приведенный размер” ($\sigma - D/h$) сопоставлены с аналогичной зависимостью для столбчато-гранулированного пресноводного льда S2 при температуре около –3 °С, заимствованной из работы [*Timco, 1986*] (рис. 11, где D – диаметр индентора, h – толщина ледяной пластины). В [*Timco, 1986*] обобщены данные по пенетрации из многих источников. Данные настоящей статьи находятся в согласии с этой обобщенной зависимостью, т. е. полученные нами максимальные напряжения оказываются в пределах разброса измеряемой величины (см. рис. 11, *а*). Это сопоставление дает основание полагать, что блочный механизм сдвига при развитом столбчатом разрушении (т. е. на более высоких масштабных иерархических структурах) включает как составную часть механизм крипа, который реализуется на малых по сравнению с блоками масштабах. Поэтому полученные нами данные вполне могут быть распространены, согласно теории подобия

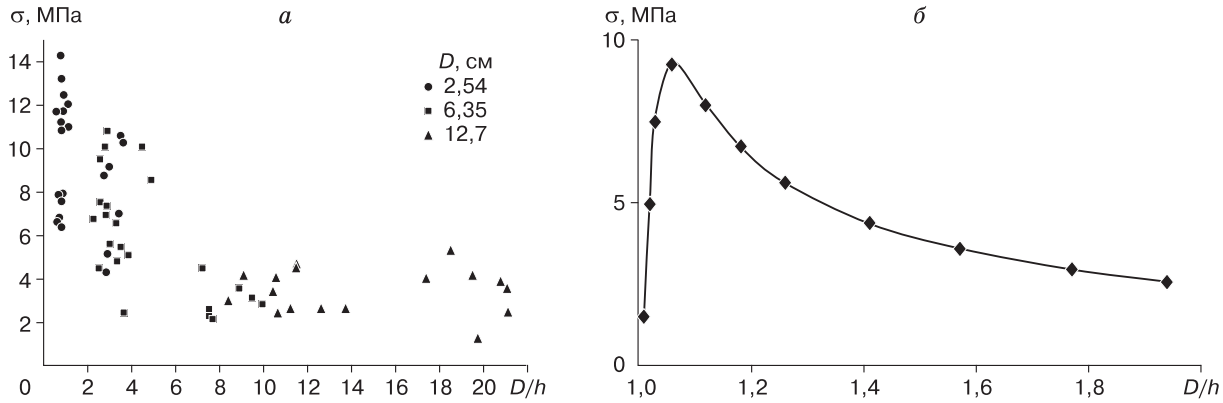

Рис. 11. Зависимости напряжений сдвига σ от масштаба D/h при индентировании:

а – из работы [*Timco, 1986*]; *б* – данные настоящей статьи.

[*Чижиков, 1970*], по крайней мере до линейного размера в несколько метров.

Акустико-эмиссионные сигналы, возникающие при сдвиге

На рис. 12 приведены зависимости от времени эффективной энергии акустических импульсов (кривая *1*) и прижимающей силы при пенетрации (кривая *2*) в диапазоне частот от 100 Гц до 20 кГц. Запись сигналов велась при пороговом значении превышения полезного сигнала над уровнем шумов 1:2. При обработке записи это отношение можно было изменять на десятки децибел. Одним из критериев установления порога чувствительности было прохождение сигнала АЭ через измерительный тракт при образовании видимой трещины размером 0,5 мм.

По записи временной развертки сигналов АЭ при пенетрации установлено, что параметры АЭ изменяются по амплитуде и частоте их следования таким образом, что можно выделить три временных интервала, соответствующих аналогичным участкам I–III на деформационных кривых (см. рис. 9). Например, медленное накопление локальных разрывов и их рост во льду (первый временной интервал) при достижении максимальной прижимающей силы сменяется часто следующими разрывами в закритической стадии нагружения (второй временной интервал).

Переход от медленного сдвига к ускоренному сопровождается столь большим выделением акустической энергии, что данный эффект может быть использован как реперная точка для установления этого перехода на деформационных кривых (рис. 13). Интенсивное выделение упругой энергии в этом случае объясняется, по-видимому, формированием цилиндрической поверхности сдвига (см. рис. 10).

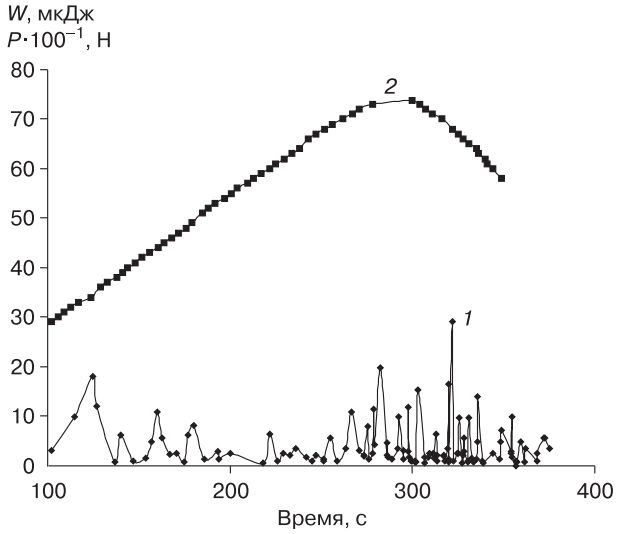

Рис. 12. Зависимости эффективной энергии акустического импульса *W* (кривая *1*) и силы *P* (кривая *2*) от времени индентирования.

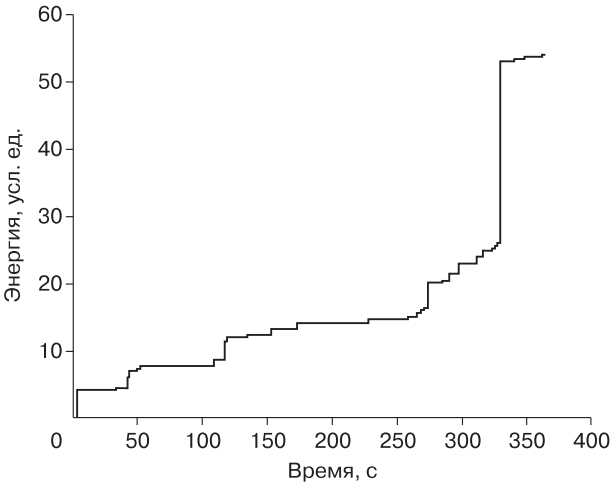

Рис. 13. Зависимость акустической энергии сигнала от времени нагружения.

Малая амплитуда сигналов непрерывной эмиссии и более низкая их частота на третьем временном интервале коррелируют с основным реологическим процессом выдавливания ледяного столба при уменьшающемся напряжении макросдвига. Выделение упругой энергии в этом случае обусловлено микроразрушениями при трении на поверхности сдвига. На фоне этого определяющего процесса отмечаются редкие сигналы АЭ, обусловленные дроблением льда в ледяной пластине и, как показали визуальные наблюдения, в меньшей степени образованием трещин в ледяном столбе.

Поскольку лед изначально прозрачен, квазистационарный характер сигналов АЭ при сдвиге, особенно на II и III стадиях, позволяет получить информацию о состоянии льда и происходящих в нем процессах.

На рис. 14 приведено трехмерное изображение сигналов АЭ, характерных для стадий I–III. По осям *X*, *Y* и *Z* отложены частота (кГц), амплитуда (дБ) и время (цена деления 0,01 с) соответственно. Следует отметить два сигнала АЭ разной амплитуды в высокочастотной части рабочего диапазона. Процесс пенетрации контролировали визуально, в результате было установлено, что в эти моменты пенетрации образовались две трещины (сначала продольная, потом радиальная). Они различаются по размеру и, как следствие, амплитуды сигналов также различны. Поэтому расшифровка и тарировка полученных одиночных сигналов для конкретной измерительной линии сводится к сопоставлению типа трещин, их разме-

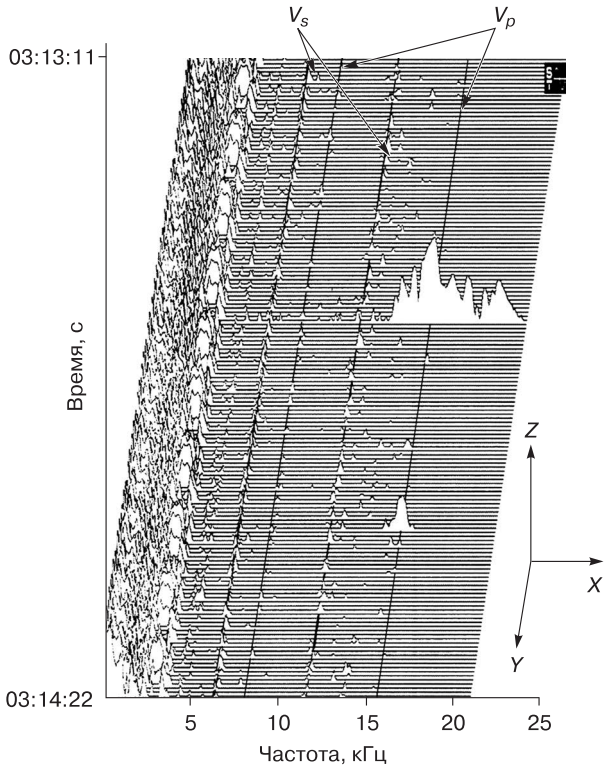

Рис. 14. Спектрограмма сигналов АЭ.

V_p – продольные волны; V_s – сдвиговые волны.

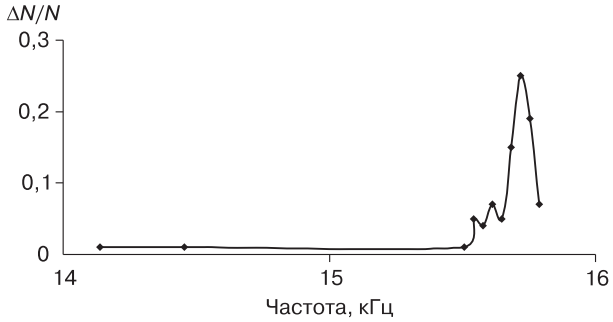

Рис. 15. Распределение относительного числа импульсов АЭ $(\Delta N/N)$ по частоте при образовании видимых трещин.

ра, условий нагружения (включая геометрические факторы) и физико-механических свойств льда.

Другим ключевым приемом расшифровки спектрограмм сигналов АЭ является установление гармоник для основного сигнала (см. уравнение (2)). Так, на спектрограмме выделены четыре "дорожки". Частоты первых двух равны 8244 и 6384 Гц, а двух последующих около 11 и 15 кГц. Нарушение микросплошности при сдвиге возбуждает упругие радиальные колебания. Для соседних спектрограмм разница частот равна Δf = 1860 Гц и $\Delta f \approx 4$ кГц, а длина акустического пути 2λ = 0,1 м (удвоенный диаметр образца), отсюда можно рассчитать скорость распространения упругих волн $V = 2\lambda\Delta f$. Для первых двух "дорожек" она составит 1860 м/с, а для двух последующих – около 4000 м/с. Полученные значения скоростей в пределах точности измерений близки к скорости сдвиговой и продольной волн для льда соответственно. Таким образом, осуществляется привязка регистрируемых сигналов к типу акустических волн, а следовательно, появляется возможность достоверной расшифровки полученных данных.

Выбор порога дискриминации, основанный на различии основных механизмов генерации сигналов акустической эмиссии, позволяет получить более объективные характеристики отдельно для макро- и микропроцессов. Так, используя разделение сигналов, относящихся к образованию видимых трещин во льду (большие амплитуды) и вызванных процессами микроразрушения при трении (малые амплитуды "дорожек"), можно построить распределение относительного числа импульсов АЭ по частоте (рис. 15). Так как частота $f \sim \sqrt{D/m}$, то полученная зависимость иллюстрирует образование дефектов разной массы m или разного масштаба разрушенной структуры. Экспериментальная зависимость, приведенная на рис. 15, характеризует взаимодействие дефектов, т. е. образование трещин одного типа провоцирует трещины другого типа. Визуальные наблюдения подтверждают эту корреляцию, например, тем, что в деформированных образцах обнаруживаются трещины разных типов (различные механизмы трещинообразования).

ВЫВОДЫ

С учетом специфических свойств льда разработаны два комплексных метода испытаний на сдвиг. В основу одного из них положено известное решение задачи о четырехточечном нагружении пластины с двумя боковыми надрезами, в основу другого – индентирование плоского круглого в плане штампа в ледяную пластину, жестко закрепленную на плите, которая имеет соосное со штампом отверстие. В процессе нагружения регистрировали параметры акустической эмиссии (амплитуду, частоту и длительность импульсов), а по окончании испытания – фрактограммы разрушения.

Для природного льда определены компоненты комплексного коэффициента интенсивности напряжений в кончике трещины, вязкость разрушения и временное сопротивление на сдвиг, равное 0,7 МПа для температуры –10 °С при скорости деформации около $5 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$. Полученное значение временного сопротивления экстраполировано

на скорость деформации, характерную для придонных слоев ледникового покрова (10^{-7} $с^{-1}$) для областей с медленным течением. Рассчитанное таким образом значение временного сопротивления (0,035 МПа) удовлетворительно согласуется с результатами расчетов других исследователей. В рамках линейной механики разрушения для глубинных слоев ледникового покрова при его медленном течении оценен равновесный размер трещины ~5 м. Полученный результат, по мнению авторов, свидетельствует о дискретной структуре контакта придонных слоев льда. Кроме пятен контакта (областей адгезионного и когезионного взаимодействия), по-видимому, существуют области, где взаимодействие (лед–лед, лед–грунт) происходит по берегам трещин.

Имитация движения льда на границе между слоями, находящимися преимущественно в упругом и пластическом состояниях в первом приближении достигается при индентировании. Получены зависимости от времени смещения и реакции сопротивления льда сдвигу при индентировании со скоростью деформации около $5{\cdot}10^{-4}$ $с^{-1}$. Исследован переход от медленного сдвига к быстрому в условиях стеснения. Установлено, что дефицит упругого модуля составляет от одного (на стадии медленного течения) до трех порядков (на стадии быстрого сдвига) его значения в недеформированном состоянии и что он вызван деформационными и рекристаллизационными изменениями структуры льда. Получено, что максимальная скорость деформации не совпадает с максимальной силой. Подтверждено, что при пластической деформации происходит существенное изменение реологических свойств льда, вызванное не только деформационными и рекристаллизационными изменениями его структуры, но, возможно, и понижением температуры плавления вблизи дефектов в структуре льда.

Сравнение данных настоящей статьи с обобщенной зависимостью пикового напряжения при индентировании от масштабного безразмерного параметра из работы [*Timco, 1986*] показало, что полученные нами максимальные напряжения оказываются в пределах разброса измеряемой величины. Поэтому, согласно теории подобия, они могут быть распространены по крайней мере до линейного размера в несколько метров. Таким образом, разработанные методы испытания на сдвиг позволяют моделировать движение льда в ледниковом покрове до масштабов нескольких метров и получать количественные характеристики природного льда в условиях бокового стеснения. Отличительной чертой разработанных методов является комплексность исследований, применение таких физических методов, как метод акустической эмиссии, фрактографии и микроскопии. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о процессах стадийного изменения структуры льда при сдвиге, которые реализуются по взаимно дополняющим хрупкому и вязкому механизмам и не противоречат данным других исследователей [*Schulson, Duval, 2009*].

Запись акустико-эмиссионных сигналов, возникающих при сдвиге, осуществляли в рабочем диапазоне от 100 Гц до 20 кГц. Одним из критериев установления порога чувствительности при обработке полезного сигнала было его прохождение через измерительную линию при образовании видимой трещины размером 0,5 мм. Синхронная запись деформационной кривой и эффективной энергии акустических импульсов при индентировании показала хорошую корреляцию акустических параметров выделяющейся упругой энергии с реологическими процессами. Поскольку в настоящее время отсутствуют теоретические обоснования прямой связи параметров сигналов акустической эмиссии с деформационными характеристиками льда и размером образующихся трещин, их расшифровка “привязана” к эмпирическим закономерностям кратковременной ползучести льда при сдвиге. Установленные закономерности взяты за основу для тарировки акустических измерительных линий и расшифровки акустических характеристик при движении льда в ледниковом покрове.

Метод АЭ широко применяют для получения информации о процессах, происходящих внутри кристаллической решетки льда [*Weiss, Grasso, 1997; Zaiser, 2006*]. В частности, исследования пластической деформации ледяных кристаллов показали, что макроскопическая пластичность непосредственно связана с движением большого количества дислокаций [*Weertman, 1973; Tatibouet et al., 1986; Louchet, 2004*]. Некоторые исследователи, например, Ф. Луше [*Louchet, 2004*], придерживаются гипотезы некоррелированного движения дислокаций. Они считают, что нет никакого характеристического размера источника выделения энергии или лавинообразного движения дислокаций, а есть прерывистое их перемещение. Концепция некоррелированного движения подвергается сомнению в работах [*Weiss, Grasso, 1997; Miguel et al., 2001; Weiss, Miguel, 2004*]. Основной их довод базируется на степенной аппроксимации распределения амплитуды сигналов АЭ. Наши попытки визуально обнаружить места возможного сосредоточения источников сигналов АЭ в кристаллической решетке деформированного льда привели к обнаружению прерывистых линий скольжения дислокаций (см. рис. 1). Эти дубликаты скольжения, а также фрактограмма разрушения ледяного образца при сдвиге (см. рис. 7) позволили принять в качестве рабочей гипотезы концепцию коррелированного движения дислокаций [*Weiss, Miguel, 2004*].

В рамках поставленной задачи исследования особое внимание уделено корреляции параметров сигналов АЭ и их временных зависимостей с физическими процессами, сопровождающими движение льда в ледниковом покрове. По-видимому, наработка результатов и составление некоторого подобия каталога сигналов АЭ для относительно простых тестов в лабораторных условиях должна облегчить их расшифровку в условиях реального ледника [*Roux et al., 2008*]. Выполненные исследования показали перспективность комплексного подхода к использованию акустических явлений, наблюдаемых в зонах сжатия и растяжения ледника, для определения риска быстрого сдвига, т. е. перехода от накопления дефектов в активных зонах ледника к локальной подвижке.

Полученные результаты могут быть использованы при натурных исследованиях возникновения быстрого сдвига в придонных слоях выводных ледников с помощью акустических методов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-01146).

Литература

Броек Д. Основы механики разрушения: Пер. с англ. М., Высш. шк., 1980, 368 с.

Ван Бюрен. Дефекты в кристаллах: Пер. с англ. под ред. А.Н. Орлова, В.Р. Регеля. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 584 с.

Воронина И.Ю., Епифанов В.П. Акустические исследования структурных изменений гранита при осевом сжатии // Акуст. журн., 1980, т. 26, вып. 3, с. 371–376.

Глазовский А.Ф., Епифанов В.П., Юрьев Р.В. Реологические характеристики льда и их влияние на динамику Антарктического ледникового покрова // Материалы гляциол. исслед., 2008, вып. 105, с. 17–28.

Гольдштейн Р.В., Епифанов В.П., Осипенко Н.М. Масштабный эффект при разрушении речного льда в условиях индентирования // Актуальные проблемы механики: Механика деформируемого твердого тела. М., Наука, 2009, с. 35–55.

ГОСТ 25.002-80. Расчеты и испытания на прочность в машиностроении. Акустическая эмиссия. Термины, определения и обозначения. М., Изд-во стандартов, 1981, 42 с.

Грешников В.А., Дробот Ю.Б. Акустическая эмиссия. Применение для испытаний материалов и изделий. М., Изд-во стандартов, 1976, 272 с.

Епифанов В.П. Разрушение поликристаллического льда // Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 6, с. 1364–1367.

Епифанов В.П. Трещинообразование во льду при сжатии // Изв. РАН. Механика твердого тела, 1988, № 4, с. 181–188.

Епифанов В.П. Мезомеханика упругого деформирования льда // Материалы гляциол. исслед., 2003, вып. 95, с. 9–21.

Епифанов В.П. Механика и прочность пресного льда // Материалы гляциол. исслед., 2005, вып. 98, с. 56–64.

Епифанов В.П. Реологические особенности антарктического льда // Материалы гляциол. исслед., 2007, вып. 103, с. 96–106.

Епифанов В.П. Движение льда в Антарктическом ледниковом покрове // Материалы гляциол. исслед., 2008, вып. 105, с. 166–172.

Зарецкий Ю.К., Чумичев Б.Д. Кратковременная ползучесть льда. Новосибирск, Наука, 1982, 116 с.

Кобеко П.П. Аморфные вещества. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1952, 432 с.

Коллакот Р. Диагностика повреждений: Пер. с англ. под ред. П.Г. Бабаевского. М., Мир, 1989, 516 с.

Роузен Б. Разрушение твердых полимеров. М., Химия, 1971, 528 с.

Способ калибровки пьезоэлектрических акселерометров: Авт. свид-во 1569730 СССР: кл. G 01, P 21/00 / Епифанов В.П.; опубл. 07.06.90, Бюл. № 21, 1990а.

Способ прогнозирования лавинной опасности: Авт. свид-во 1608600 СССР: кл. G 01, V 1/00 / Епифанов В.П., Кузьменко В.П.; опубл. 23.11.90, Бюл. № 43, 1990б.

Справочник по коэффициентам интенсивности напряжений: С74. В 2-х т.: Пер. с англ. под ред. Ю. Мураками. М., Мир, 1990, т. 2, 1016 с.

Труэлл Р., Эльбаум Ч., Чик Б. Ультразвуковые методы в физике твердого тела: Пер. с англ. И.Г. Михайлова, В.В. Леманова. М., Мир, 1972, 308 с.

Фрост Г.Дж., Эшби М.Ф. Карты механизмов деформации: Пер. с англ. Л.М. Берштейна. Челябинск, Металлургия, 1989, 328 с.

Черепанов Н.В. Систематизация кристаллических структур льдов в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. Л., 1972, вып. 40, с. 78–83.

Чижиков Ю.М. Теория подобия и моделирования процессов обработки металлов давлением. М., Металлургия, 1970, 296 с.

Gagliardini O., Durand G., Wang Y. Grain area as statistical weight for polycrystal constituents // J. Glaciol., 2004, vol. 50, No. 168, p. 87–95.

Gold L.W. The cracking activity in ice during creep // Can. J. Phys., 1960, vol. 38, No. 9, p. 1137–1148.

Epifanov V.P., Kuzmenko V.P. Acoustic emission methods applied to avalanche-formation studies // J. Glaciol., 1988, vol. 34, No. 117, p. 232–235.

Faria S.H., Kipfstuhl S. Preferred slip-band orientations and bending observed in the Dome concordia (East Antarctica) ice core // Ann. Glaciol., 2004, vol. 39, p. 386–390.

Hamelin B.P., Bastie P., Duval P. et al. Lattice distortion and basal slip bands in deformed ice crystals revealed by hard X-ray diffraction // J. Phys., 2004, vol. IV, No. 118, p. 27–33.

Joughin I., Jonathan J., Bamber L. et al. Integrating satellite observations with modelling: basal shear stress of Fibcher-Ronne ice streams, Antarctica // Philos. Trans. Roy. Soc. A., 2006, vol. 364, p. 1795–1814.

King E.C., Woodward J., Smith A.M. Seismic and radar observations of subglacial bed forms beneath the onset zone of Rutford Ice Stream, Antarctica // J. Glaciol., 2007, vol. 53, No. 183, p. 665–672.

Lawrence W., Cole D.M. Acoustic emissions from polycrystalline ice // Cold Reg. Sci. Technol., 1982, vol. 5, No. 3, p. 183–199.

Liu F., Baker I., Dudley V. Dislocation-grain boundary interactions in ice crystals // Philos. Mag., 1995, vol. A71, p. 15–42.

Louchet F. Dislocations and plasticity of ice // C.R. Physique, 2004, No. 5, p. 687–698.

Miguel C.M., Vespignani A., Zapperi S. et al. Intermittent dislocation flow in viscoplastic deformation // Nature, 2001, vol. 410, p. 667–671.

Morozov N.F., Petrov Yu.V. Incubation time based testing of materials // Europ. J. Mech. A. Solids, 2006, vol. 25, iss. 4, p. 670–676; doi:10.1016/j.euromechsol.2006.05.005.

Nakaya U. Mechanical properties of single crystals of ice. Pt 1. Geometry of deformation // U.S. Army Snow Ice and Permafrost Establish. Res. Rep., 1958, 28 p.

Neuhäuser H. Slip line formation and collective dislocation motion // Dislocations in Solids/ Ed. by F.R.N. Nabarro. North Holland, Amsterdam, Elsevier, 1983, vol. 6, p. 319–440.

Otsuka A., Miyata T., Tohgo K. et al. Investigation of mode II fatique characteristics of aluminium alloy weldments using four-point-shear loading test technique // Proc. of the 16th Fatigue Symp., Tokyo, The Soc. of Mater. Sci., 1982, p. 26–30.

Readings C.J., Bartlett J.T. Slip in single crystals of ice // J. Glaciol., 1968, vol. 7, p. 479–491.

Rignot E., Jonathan L., Bamber M.R. et al. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling // Nature Geosci., 2008, vol. 1, p. 106–110.

Roux P.F., Marsan D., Metaxian J.F. et al. Microseismic activity within a serac zone in an alpine glacier (Glacier d'Argentiere, Mont Blanc, France) // J. Glaciol., 2008, vol. 54, No. 184, p. 157–168.

Schulson E.M., Duval P. Creep and fracture of ice. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2009, 402 p.

Tatibouet J., Perez J., Vassoille R. High-temperature internal friction and dislocations in ice Ih // J. Physique, 1986, No. 47, p. 51–60.

Timco G.W. Indentation and penetration of edge-loaded freshwater ice sheets in the brittle range // Proc. of the 5th Intern. Offshore Mechanics and Arctic Eng. Symp., OMAE '86, Tokyo, Japan, 1986, vol. IV, p. 444–452.

Weertman J. Creep of ice // Physics and Chemistry of Ice / Ed. by E. Whalley, S.J. Jones, L.W. Gold. Ottawa, Roy. Soc. Canada, 1973, p. 320–337.

Weiss J. The role of the attenuation on acoustic emission amplitude distributions and b-values // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1997, vol. 87, No. 5, p. 1362–1367.

Weiss J., Grasso J.R. Acoustic emission in single crystals of ice // J. Phys. Chem., 1997, vol. B 101(32), p. 6113–6117.

Weiss J., Miguel C.M. Dislocation avalanches correlations // Math. Sci. Eng., 2004, vol. A387-389, p. 292–296.

Zaiser M. Scale invariance in plastic flow of crystalline solids // Adv. Phys., 2006, vol. 55, p. 185–245.

Zaretsky Y.K., Chumichev B.D., Solomatin V.I. Ice behaviour under Load // Eng. Geol., 1979, vol. 13, No. 1–4, p. 299–309.

Zaretsky Y.K., Fish A.M., Gavrilo V.P., Gusev A.V. Short-term Ice Creep and Microcrack Formation Kinetics. N.Y., 1976, p. 196–203. (U.S. Army CRREL; Tran. TL 539).

Поступила в редакцию
27 августа 2010 г.