

В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев, Е. В. Бойко

ДЕФОРМАЦИИ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ОЗЕРА БАЙКАЛ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ПРИЛИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

В результате натурного эксперимента на льду озера Байкал получены упругие и вязкие параметры льда, амплитуды приливных и свободных колебаний, величины смещения ледовых полей, скорости деформирования и накопления напряжений перед разрушением на границах. С учетом экспериментальных данных рассмотрена задача об устойчивости ледовых пластин под действием сжимающих напряжений.

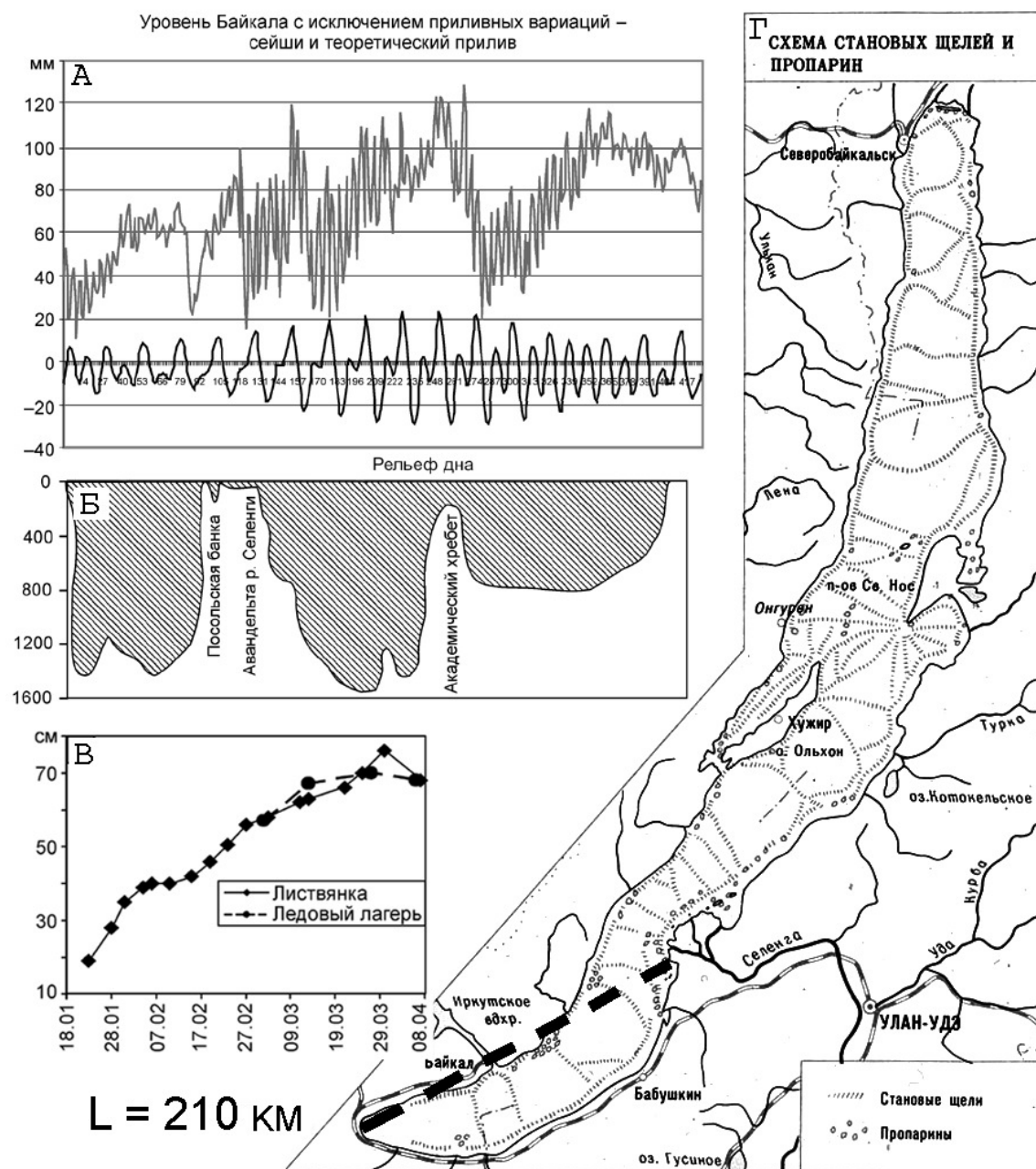
Ключевые слова: полевой эксперимент, моделирование, свободные колебания, деформация и разрушение ледовых полей, прилив, сейши озера Байкал.

Введение

Интерес к исследованиям в области физики и механики льда стимулируется насущной необходимостью освоения природных богатств в областях земного шара с холодным климатом. Разработка месторождений нефти и газа в шельфах северных морей, возведение сложных инженерных сооружений, взаимодействующих с ледяным покровом или вечномерзлыми грунтами, решение вопросов, связанных с осуществлением безопасной навигации в морях Северного Ледовитого океана, — все это ставит ряд актуальных научно-технических проблем. Наши исследования проводились с использованием пресноводного ледового покрова оз. Байкал в качестве объекта изучения в режиме мониторинга смещений и деформаций льда вплоть до его разрушения. Процессы деформирования льда существенно зависят от условий и геометрии нагружения. Изучение особенностей движения отдельных ледовых полей и разрушения льда проводилось на основании результатов, полученных в период зимних экспедиции на льду озера и в поселке Листвянка (2006–2008 гг.). Рассматривались деформации и 3D смещения льда под воздействием температурных и ветровых нагрузок, приливов и сейшей оз. Байкал. Для проведения измерений использовались датчики уровня, светодальномеры и приемники космической геодезии (GPS).

Приливы и сейши озера Байкал

Известно, что длина оз. Байкал — 636 км, а его ширина изменяется от 25 до 80 км [1]. В южной части толщина льда нарастает с января по март и обычно достигает $0,7 \div 1,2$ м, сезонные изменения водного уровня озера — около 1 м (рис. 1). Распределение ветров, температур и течений в различных частях озера, сезонные вариации уровня и конфигурация береговой линии определяют типичное положение магистральных трещин ледового покрова озера, окаймляющих и пересекающих его. Воздействие с длиной волны



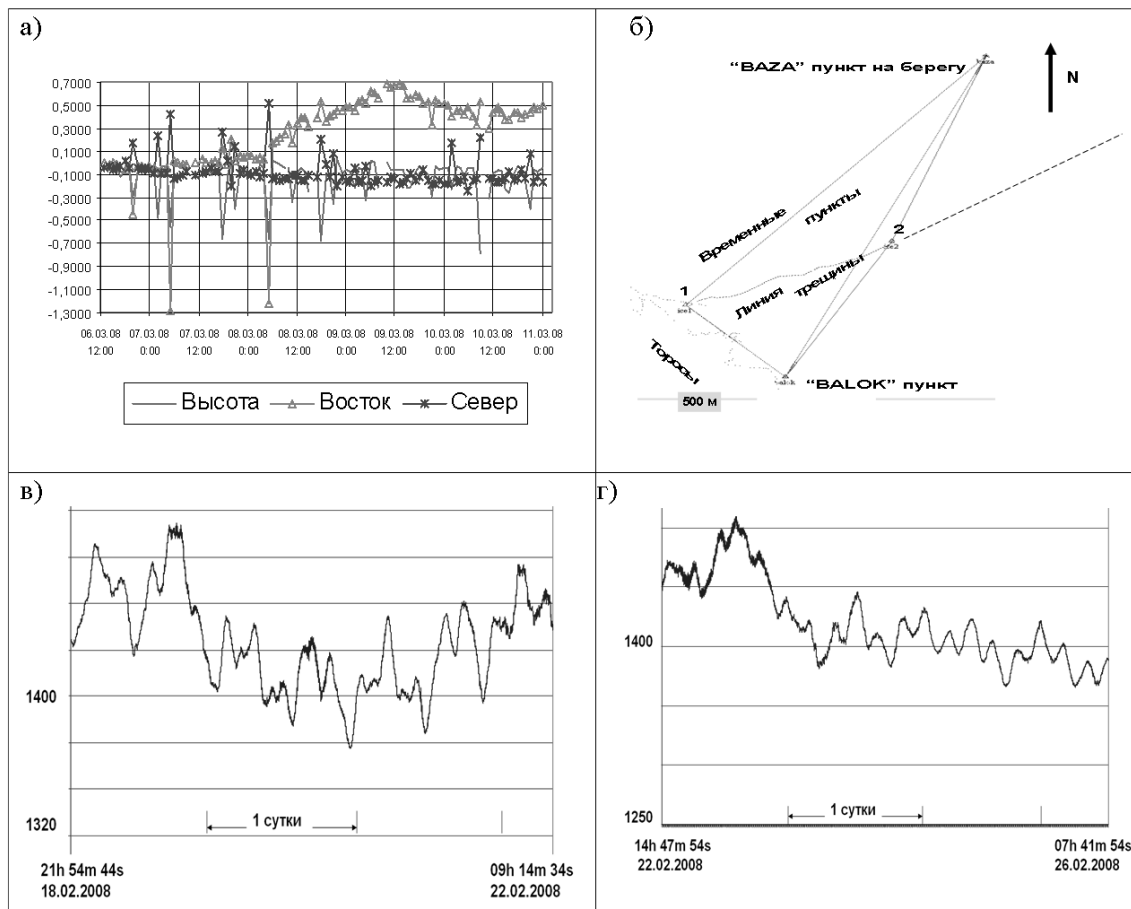


Рис. 2. Вариации смещения ледового покрова: *a* — смещение пункта «Balok» относительно пункта «Baza» (в метрах), расположенного на берегу, по результатам GPS измерений в период с 12 ч 06.03.2008 по 0 ч 11.03.2008. На рисунке выделяются периодические вариации — приливы (периоды от 12 до 24 ч) и сейши Байкала (периоды от 1 до 4,5 ч); *b* — положение на льду пунктов GPS измерений в период экспедиции в марте 2008 г.; *в, г* — вариации уровня в пункте Листвянка. Приливные колебания и сейши

ши (см. рис. 1). Из спектрального анализа получаем периоды сейш: 4 ч — 33 м, 2 ч — 33 м, 1 ч — 28 м, 1 ч — 06 м. Узловые линии сейш находятся на расстоянии 280, 130, 360, 540 км соответственно от южной части озера (посёлка Култук). Теоретические периоды сейш связаны соотношением

$$T_n = 2l / (n \sqrt{gH}),$$

где l — длина озера, H — его средняя глубина, $g = 9,8 \text{ м/с}^2$, и n — мода. Для первой моды сейш с периодом 4,6 ч получаем значение средней глубины озера 630 м.

Приливы озера Байкал рассматривались в известных работах [2], а для подобного по размерам и расположению озера Танганьика в Африке подробный анализ приведен в работе [3]. Принимая во внимание короткий период собственных колебаний озер, для анализа приливов с периодом 12 ч и более можно использовать статическую теорию приливов. Используя метод приливного анализа NICUM [4] для оценки амплитуд главных приливных волн, в пункте Листвянка получаем значения: от $7,8 \div 7,9$ (M2) до $20,9$ мм (Mf) и от $4,3 \div 4,6$ (O1) до $6,38 \div 6,9$ мм (K1). Полный прилив достигает нескольких сан-

тиметров. Сходные значения для амплитуд получены методом ETERNA [5]. Получен положительный фазовый сдвиг для волны M_2 ($+13,7^\circ$) и других волн (O_1 , $+13,0^\circ$), определена ориентация при минимальном фазовом сдвиге (азимут 70°N , см. рис. 1). Этот факт наряду с высоким значением амплитуды двухнедельного прилива (Mf) говорит о несовершенстве статической модели. Для этой модели известно соотношение между вертикальным смещением Δr и наклоном поверхности ϵ [3]:

$$\Delta r = L\Delta \sin \epsilon, \quad \epsilon(\text{rad}) = \Delta r/L,$$

где L — ширина озера в данном азимуте. Для волны M_2 получаем значение амплитуды 7,964 мм. Соответствующий наклон вертикали составляет $\epsilon = A_{th}\gamma_{th}$. Астрономическая амплитуда A_{th} (9,544 мс) для твердой Земли модулируется упругим откликом Земли согласно соотношению для амплитудного фактора $\gamma_{th} = 1 + k - h = 0,69125$. Его теоретические значения, согласно результатам, полученным для станции Талая, составляют $\gamma_{NS} = 0,704$ и $\gamma_{EW} = 0,710$ [6]. Полагаем поэтому $\epsilon(\text{мс}) = 6,597$ и $\epsilon(\text{рад.}) = 31,98$ рад. Подставим эти величины в соотношение $L = \Delta r/\epsilon(\text{рад.})$, дающее величину L в пределах от 206 до 249 км, что соответствует размерам южной впадины озера Байкал до дельты р. Селенги (см. рис. 1).

Относительные смещения вдоль магистральных трещин и свободные колебания ледовых полей

В период экспедиции 2006 г. изучались относительные смещения ледовых полей в зоне многокилометровых квазилинейных трещин. Измерения выполнялись в третьей декаде февраля, при этом дневные температуры изменялись от -12 до -20 °С, а ночные — от -20 до -26 °С при толщине льда $0,9 \div 1,2$ м. Полигон располагался в 3 км от берега и в 6 км от поселка Листвянка. Измерения с помощью светодальномера проводились в трех пунктах, на полигоне, разделенном большой магистральной трещиной, протянувшейся от берега Байкала к его середине более чем на 15 км (рис. 3). Морфологические признаки показывали на преимущественно сдвиговое смещение по трещине. В структуре трещины выделяется тонкая ($1 \div 5$ см) относительно мощности ледовых блоков перемычка между блоками, достигающая $3 \div 10$ см (ширина). В результате наблюдений, выполненных в дневное время, зарегистрированы изменения длины линии по разным берегам трещины (база — отражатель 1) от 314,513 до 314,575 м за 100 ч наблюдений (22–26 февраля). По линии поперек трещины (база — отражатель 2) изменения достигли 120 мм за тот же период. Траектория относительных смещений протянулась на ЮВ. Продолжительность отдельных измерений ограничивалась погодными условиями и емкостью батарей питания. Многократный опрос трех линий удалось провести только 25 февраля (см. рис. 3). Изменение деформаций за 8 ч составило $2 \cdot 10^{-4}$, а разрыв трещины, сопровождавшийся громким хлопком, наступил ночью. Угол между направлением сжатия и осью трещины сдвига составил 45° . В этот период разрывы трещины происходили с периодичностью 1–3 дня. В дневное время отмечен циклический ход деформации, связанный с температурными вариациями. Он имеет три стадии. Сначала в течение двух часов зарегистрирована деформация растяжения поперек трещины, далее в течение трех часов —

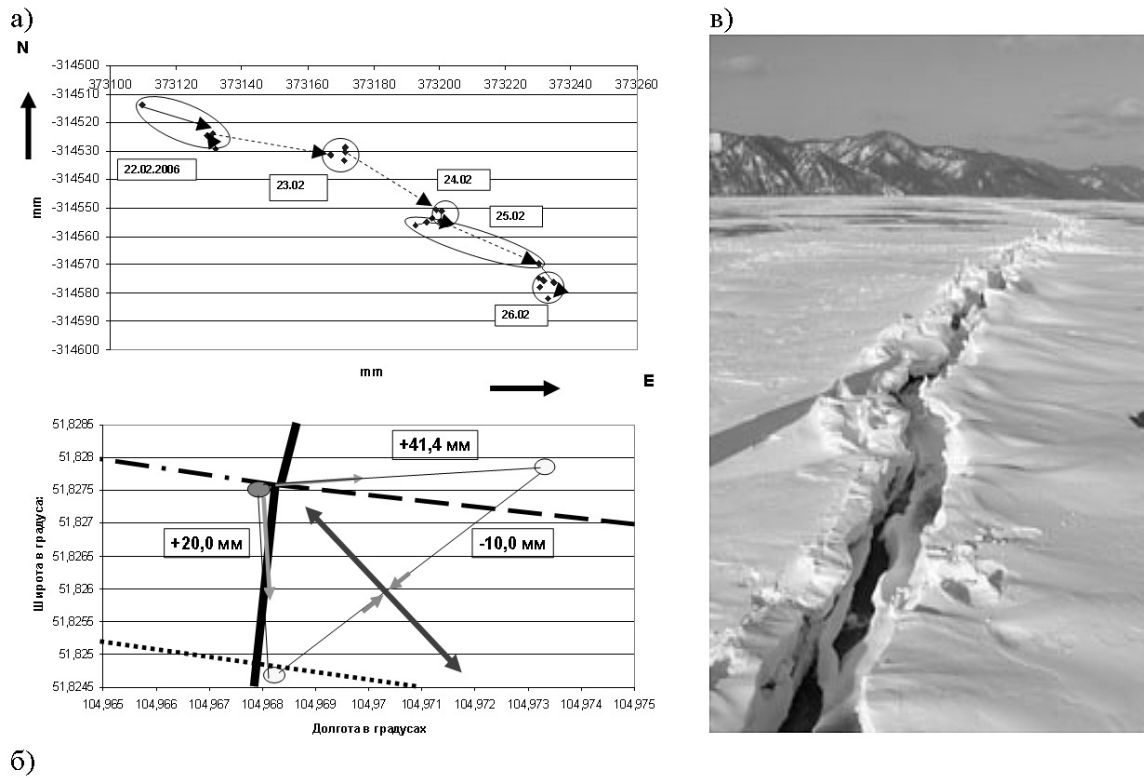


Рис. 3. Измерения на ледовом полигоне: а — горизонтальная векторная диаграмма относительных смещений, по данным светодальномера с 22.02.2006 по 26.02.2006; б — полигон (B-R1 = 314 м, B-R2 = 373 м, R1-R2 = 499 м), В (черная точка) — база, R1 и R2 (серые точки) — положение отражателей, толстая линия — магистральная трещина растяжения-сдвига, прерывистые линии — зоны консолидированного надвига. Показано изменение длин линии за 8 ч (с 10 до 18 ч 25.02.2006). Величина и положение главных осей деформации: сжатие $-0,2 \cdot 10^{-4}$, $38,1^\circ\text{N}$; растяжение $+1,9 \cdot 10^{-4}$, $128,1^\circ\text{N}$; в — магистральная многокилометровая трещина расширения-сдвига

сдвиговая деформация, которая заканчивается возникновением разрыва и собственных колебаний ледовых полей, а далее начинается обратное смещение.

Процесс хрупкого разрушения льда по магистральным трещинам, соединенным тонкой коркой при соотношении толщин на границе как 1 к $10 \div 20$, рассмотрен в работе [7]. При малых значениях отношения толщин a/b происходит значительная концентрация напряжения у трещины. Например, при $b/a = 15$ происходит увеличение напряжения в 10 раз. Подобное распределение смещений и усиление деформаций в близкой к трещине зоне приводит к частым обновлениям разрывов по ледовым трещинам.

Собственные колебания ледовых блоков, зарегистрированные после образования разрыва, представлены затухающим процессом с собственным периодом $\omega_0 = 0,1$ рад./с. Оценка вязкости льда по кривой затухания лежит в пределах: $10^{11} \div 10^{12}$ Па·с. Известно, что вязкость льда меняется в широких пределах от 0,002 до 2200 (в единицах 10^{11} Па·с) в зависимости от температуры [8]. Большое значение вязкость имеет при изучении ледников, где течение ламинарное (вязкость $10^{11} \div 10^{14}$ Па·с, плотность $0,9168 \cdot 10^3$ кг/м³, число Рейнольдса равно 13). Наша оценка сделана при температуре верхней кромки льда -15°C . Для описания процесса свободных колебаний ледовых по-

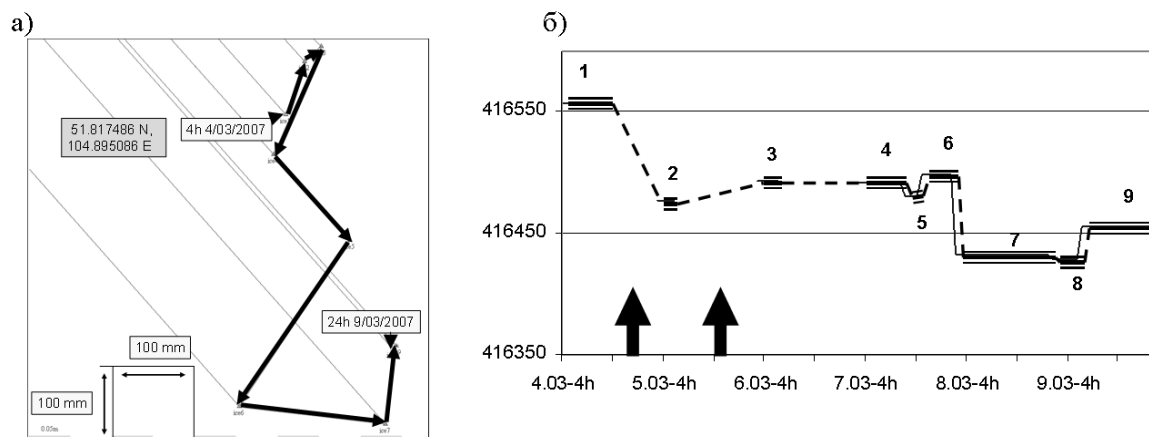


Рис. 4. Результаты GPS измерений — горизонтальные (а) и вертикальные (б) смещения пункта (в мм) с 4 ч 04.03.2007 до 0 ч 10.03.2007 (U.T., L.T. + 8 h). Смещения вычислены относительно пункта Иркутск (IRKT). Стрелками показаны моменты байкальских землетрясений (20-15-21.4, 04.03.2007, 55,69 °N, 110,15 °E, $M = 4,1$; 16-48-54.9, 05.03.2007, 54,97 °N, 109,34 °E, $M = 4,0$). Момент «6–7» (ночь 07–8.03.2007) — хрупкое разрушение льда — надвиг западного поля на восточное величиной от 0,5 до 1 м. Опускание на границе ледовых полей составило 0,65 м (толщина пластины льда). Опускание на 0,05 м зарегистрировано на расстоянии 25 м от трещины

лей можно использовать одномерную модель из трех блоков с вязко-упругими связями. Применяя эту модель, мы получили значение упругого модуля $E = 10^9 \div 1,4 \cdot 10^{10}$ Па. Верхняя оценка получилась сходной с определениями на льду акустическим методом ($E = 0,9 \cdot 10^{10} \div 1,4 \cdot 10^{10}$ Па, коэффициент Пуассона $\nu = 0,36 \div 0,38$, модуль сдвига 2 ГПа). Энергетические оценки процесса разрушения трещины проведены по кинетической энергии $W_K = 10^7$ Дж, т.е. класс 7 (степень энергии), или магнитуда около 2. Используя оценку по сейсмическому моменту $M_0 = 2 \cdot 10^{10}$ Нм, получаем магнитуду $M = 2,4$ [7]. Ледовый шум с такими энергетическими характеристиками и регистрируется на сейсмостанциях Байкальского региона. Возвращаясь к процессу накопления деформации ($1,1 \cdot 10^{-4}$ за 8 ч), получаем оценку скорости $3,8 \cdot 10^{-9}$ м/с, а для напряжений (при $K = E/[3(1 - 2\nu)] = 1,9 \cdot 10^{10}$ Па) скорость накопления составила 0,072 КПа/с.

Особенности смещений ледовых полей относительно берега, устойчивость при продольной нагрузке

Течения и падение уровня, температурные и ветровые воздействия вызывают смещение ледового покрова, образование поперечных магистральных трещин и полей торосов. При этом на границах ледовых полей наблюдается сжатие и надвиг плит. Измерения скоростей смещения ледовых полей относительно берега озера проводилось в течение нескольких зимних экспедиций. Температурные условия при этом несколько отличались. Так, в марте 2007 г. толщина льда достигла 0,60–0,65 м, дневная температура $-15 \div -25$ °C при скорости ветра $15 \div 25$ м/с. Линия становой трещины, простирающаяся на $10 \div 12$ км от берега на ЮВ, являлась крайне извилистой. Использование приемников космической геодезии позволило получить картину 3D смещений пункта относительно постоянной станции Иркутск (IRKT в международной сети IGS) (рис. 4). Штатив с ан-

тенной был установлен в 25 м к западу от трещины в районе базового лагеря экспедиции, который находится в 3 км от берега. Период наблюдений выделялся не только резкими изменениями погодных условий, но и несколькими землетрясениями, случившимися в северной части озера. С 4 по 10 марта продолжался активный деформационный процесс, закончившийся ночью с 7 на 8 марта вскрытием трещины и надвигом 0,5–1,0 м западного ледового поля на восточное, что явилось причиной опускания края ледового поля вплоть до GPS пункта (см. рис. 4). Траектория горизонтальных и вертикальных смещений отражает сейсмический процесс на дне озера (4–5 марта) и надвиг на восток (7–8 марта). Отметим, что горизонтальная скорость смещения ледового поля относительно берега достигает 0,3 м в сутки, а траектория смещений включает движение на север, далее на юг и восток. Вертикальные смещения на порядок меньше, выделяется период землетрясений и ледовый надвиг. В целом, результаты мониторинга смещений показали, что в ходе динамических событий 7–8 марта на границе раздела произошла значительная подвижка как в нормальном (конвергенция), так и в тангенциальном направлении, величина динамического сжатия ледовых плит, составила $0,5 \div 1$ м в зависимости от конкретного участка. Далее (12 и 22 марта) в результате сжатия произошло разрушение ледового поля. Вертикальные смещения: 65 см на краю ледового поля и 5 см в 25 метрах от трещины говорят о значительных изгибных деформациях ледовых пластин, предшествующих разрушению по трещинам.

В начале марта во время экспедиции 2008 г. мощность льда достигала $0,5 \div 0,6$ м, температура $-5 \div +3$ °С, ветровая нагрузка почти отсутствовала, что сказалось на очень слабом развитии процесса разрушения трещин в этот период. Расстановка антенн GPS приемников показана на рис. 2, было задействовано 3 комплекта, при этом две станции на берегу и на базе работали постоянно, две станции по разные стороны трещины работали в дневное время и опрашивались попеременно. Базовый лагерь располагался в 3,5 км от берега, расстояние до временных станций — 1,5 и 2,5 км. Скорости смещения относительно береговой станции достигали 0,2 м в сутки для восточной компоненты, две другие компоненты практически не изменялись. Монотонное смещение на восток отмечено во всех пунктах, ошибка во временных пунктах больше из-за короткого времени наблюдения, также на этих станциях регистрируются колебания в периоды прохождения автомашин по дороге через трещину. Различающиеся в два раза скорости изменения длин линий база-пункт (1 и 2) отражают вращение ледовых полей и процесс раскрытия-закрытия трещины. При этом трещина была заполнена водой при практически положительных температурах. Периодическое обновление разрыва происходило в 1 км западнее пункта 1.

Ледовые поля, их деформацию и разрушение с учетом наблюдаемых значительных изгибов можно рассмотреть в рамках теории деформирования тонких пластин. Оценим устойчивость тонкой ($h \ll L$) пластины под действием горизонтальной нагрузки (изгибная жесткость пластины $D = E\Delta h^3/12(1 - \nu^2)$).

Рассмотрим пример прогиба пластины под действием горизонтальной сжимающей силы, определим ее минимальную величину и форму, т.е. длину волны возникающего отклонения. Для пластины, опертой по краям, при горизонтальной силе F прогиб

определяется уравнением

$$D\Delta d^4\omega/d^4x + F\Delta d^2\omega/d^2x = 0.$$

После интегрирования получим

$$D\Delta d^2\omega/d^2x + F\omega = c_1x + c_2.$$

Из условия $\omega = 0$ при $x = 0, L$ и $d^2\omega/d^2x = 0$ при $x = 0, L$ находим $c_1 = 0$ и $c_2 = 0$, уравнение принимает вид $D\Delta d^2\omega/d^2x + F\Delta\omega = 0$. Общее решение этого уравнения дается формулой

$$\omega = c_3 \sin(F/D)^{1/2}x + c_4 \cos(F/D)^{1/2}x,$$

где c_3 и c_4 — постоянные интегрирования. Поскольку при $\omega = 0$ и $x = 0$ c_4 должно быть равно нулю, и, следовательно, $\omega = c_3 \sin(F/D)^{1/2}x$. Кроме того, ω также должно быть равно нулю при $x = L$, откуда при $c_3 \neq 0$ следует, что $\sin(F/D)^{1/2}L = 0$. Иначе говоря, величина $(F/D)^{1/2}L$ должна быть целой, кратной π :

$$(F/D)^{1/2}L = n\pi, \quad n = 1, 2, 3 \dots$$

Разрешая это равенство относительно F , находим $F = (n\pi/L)^2D$. Это равенство определяет ряд значений F , для которых существуют нетривиальные решения уравнения. Наименьшее значение F соответствует ($n = 1$) $F = (\pi/L)^2D$. При этом критическом значении форма изогнутой пластины описывается синусоидой:

$$\omega = c_3 \sin(F/D)^{1/2}x = c_3 \sin(\pi x/L).$$

Рассмотрим эту задачу с учетом гидростатической восстанавливающей силы. Оказывается, что если F превысит критическое значение, то пластина бесконечной длины ($L \rightarrow \infty$) потеряет устойчивость и примет синусоидальную форму (λ — длина волны). Уравнение для смещения запишем в виде (толщина льда постоянна, над ним не появляется вода, $\rho_{\text{вода}}$ — плотность воды)

$$D\Delta d^4\omega/d^4x + F\Delta d^2\omega/d^2x + \rho_{\text{вода}}g\omega = 0.$$

Это уравнение имеет решение вида $\omega = \omega_0 \sin(2\pi x/\lambda)$, где λ определяется как корень биквадратного уравнения:

$$D(2\pi/\lambda)^4 - P(2\pi/\lambda)^2 + \rho_{\text{вода}}g = 0,$$

$$(2\pi/\lambda)^2 = \{[P \pm (P^2 - 4\rho_{\text{вода}}gD)]^{1/2}\}/(2D).$$

Отсюда заключаем, что длина волны деформируемой пластины будет вещественна только в том случае, если F превышает критическое значение $F_K = (4Dg\rho_{\text{вода}})^{1/2}$, которое можно записать в виде

$$F_K = \{(Eh^3\rho_{\text{вода}}g)/[3(1 - \nu^2)]\}^{1/2} = \sigma_K h,$$

где σ_K — критическое напряжение, связанное с силой F_K :

$$\sigma_K = \{(Eh\rho_{\text{вода}}g)/[3(1 - \nu^2)]\}^{1/2}.$$

Для параметров байкальского льда ($h = 1$ м) получаем значение критического напряжения 7,3 МПа (73 бар). При уменьшении толщины льда уменьшается и критическое напряжение, что при сильном ветровом воздействии ведет к образованию торосов. Для сравнения рассмотрим пример об устойчивости литосферы Земли. В этом случае критическое напряжение океанической литосферы записываем в виде $\sigma_K = [(E \cdot h \cdot (\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{вода}})g)/[3(1 - \nu^2)]]^{1/2}$, при толщине упругой литосферы в 50 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0,25$, плотность мантии $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, плотность воды $\rho_{\text{вода}} = 1000$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6,4$ ГПа (64 кбар). Для континентальной коры критическое напряжение составит $\sigma_K = [(Eh(\rho_{\text{мантия}} - \rho_{\text{кора}})g)/[3(1 - \nu^2)]]^{1/2}$, при толщине упругой литосферы в 150 км, $E = 100$ ГПа, $\nu = 0,25$, $\rho_{\text{мантия}} = 3300$ кг/м³, $\rho_{\text{кора}} = 2600$ кг/м³, находим $\sigma_K = 6,1$ ГПа (61 кбар). Как видим, устойчивость земной литосферы, и в океаническом, и в континентальном случае на три порядка выше. Другими словами, устойчивость ледовых полей очень слабая, что и отражается в образовании торосов и систем магистральных трещин.

Измерения на льду Байкала показали важные возможности современных космических методов определения положения (координат). Точности определения на миллиметровом и сантиметровом уровнях позволяют применять эти методы в комплексе с геофизическими измерениями.

Заключение

1. Установлено, что относительные смещения ледяных полей происходят по трещинам со скоростью до 70 мм в сутки как вдоль, так и поперек оси трещины. Скорость смещения ледяных полей относительно берега достигает 30 см в сутки. Высокая скорость деформирования приводит к потере устойчивости, быстрому накоплению напряжений в зоне магистральных трещин и периодическому хрупкому разрушению.

2. Собственные колебания блоков ледяных полей имеют минутные периоды с амплитудой до 12 мм. С учетом теории для свободных колебаний блоков с вязко-упругими связями определены значения вязкости и модуля Юнга для льда, согласующиеся с данными, полученными другими геофизическими методами.

3. Энергетические оценки по быстрым смещениям ледяных полей показывают, что наблюдаемые природные ударные разрывы трещин эквивалентны слабым землетрясениям с магнитудой $M = 2$.

4. Из анализа приливного сигнала получены оценки амплитуд для главных волн: от 7,8÷7,9 мм M2 до 20,9 мм Mf и от 4,3÷4,6 мм O1 до 6,38÷6,9 мм K1. Долгопериодная часть (Mf) не соответствует статической теории прилива. Необходимость разработки динамической теории приливов озера следует и из анализа фазового запаздывания прилива.

5. Сейши озера Байкал имеют периоды: 4 ч — 33 м, 2 ч — 33 м, 1 ч — 28 м, 1 ч — 06 м. С использованием периода первой сейши, получена оценка средней глубины озера Байкал (630 м). Возникновение сейш связано с землетрясениями, вариациями атмосферного давления и приливами.

6. Современные методы определения положения и измерения геофизических полей на льду позволяют исследовать тонкие эффекты в эксплуатируемых нефтегазовых месторождениях при глубинах до 2,5 км.

Список литературы

1. Атлас Байкала. М., 1993.
2. *Aksentieva Z. N.* Sur les marées du Lac Baikal // Troudi Poltavskoi Grav.Obs. 1963. T. II P. 106–117 1948:В.И.М. No. 34. P. 1104-1117.
3. *Melchior P.* The Tides of the Planet Earth. 2nd ed. Oxford: Pergamon Press, 1983.
4. *Van Ruymbeke M., Beauducel Fr., Somerhausen A.* The Environmental Data Acquisition System (EDAS) Developed at the Royal Observatory of Belgium // Journal of the Geodetic Society of Japan. 2001. Vol. 47.
5. *Wenzel H. G.* The Nanogal Software: Earth Tide Data Processing Package ETERNA 3.30 // Bull. Inf. Marees Terrestres. 1996. Vol. 124. P. 9425–9439.
6. *Timofeev V. Y., Ardyukov D. G., Gribanova E. I., van Ruymbeke M., Ducarme B.* Tidal and Long-Period Variations Observed with Tiltmeters, Extensometers and Well-Sensor (Baikal Rift, Talaya Station) // Bull. Inf. Marees Terrestres. 2009. P. 135.
7. *Тимофеев В. Ю., Ардюков Д. Г., Гранин Н. Г., Жданов А. А., Кучер К. М., Бойко Е. В., Тимофеев А. В.* Деформация ледового покрова, приливные и собственные колебания уровня озера Байкал // Физическая мезомеханика. 2010. № 13 спецвыпуск. С. 58–71.
8. *Паундер Э.* Физика льда. М.: Мир, 1967, 189 с.
9. *Turcotte D. L., Schubert G.* Geodynamics. John Wiley&Sons, 1982. 730 p.
10. *Ferguson J. F., Klopping F. J., Chen T., Seibert J. E., Hare J. L., Brady J. L.* 4D Microgravity Method for Watering Control // Geophysics. 2008. Vol. 73. No. 6. P. 163–180.

Материал поступил в редколлегию 15.07.2012

Адреса авторов

АРДЮКОВ Дмитрий Геннадьевич

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

пр. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

e-mail: ardyukovdg@ipgg.sbras.ru

БОЙКО Елена Валерьевна

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

пр. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

e-mail: boykoev@ipgg.sbras.ru

ТИМОФЕЕВ Антон Владимирович

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

пр. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

e-mail: timofeevy@ipgg.sbras.ru

ТИМОФЕЕВ Владимир Юрьевич

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

пр. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

e-mail: timofeevy@ipgg.sbras.ru