

АВТОКОЛЕБАНИЯ В ДРЕЙФУЮЩЕМ ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Ньюбом А.А.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 199397,
Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38. e-mail: smirnov@aari.ru; kovalev@aari.ru;
alexey.a.nubom@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 11.02.2019, одобрена к печати 05.09.2019

При мониторинге физико-механического состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана исследовался широкий спектр колебательных и волновых процессов в системе лед–вода. Исследования проводились на дрейфующих станциях «Северный Полюс» с помощью сейсмометров и наклономеров. Вертикальные и горизонтальные смещения в ледяном поле характеризуют параметры волновых процессов, обусловленных сжатием и торошением льдов – механических автоколебаний. Механика возникновения и распространения волн может анализироваться с учетом упруго-вязких свойств ледяного покрова. Рассмотрена феноменологическая модель возникновения периодических горизонтальных смещений на протяженном разрыве в сплошном ледяном покрове. При сбросе напряжений на разрыве излучаются упругие горизонтально поляризованные волны.

Ключевые слова: морской дрейфующий лед, сжатие, разломы, релаксационные автоколебания, горизонтально-поляризованные волны, феноменологическая модель

Введение

В общей модели динамики морского дрейфующего льда основными параметрами являются вектор скорости дрейфа, касательные напряжения трения на разделе воздух–лед и лед–вода, горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли, проекция силы тяжести на поверхность моря и горизонтальная составляющая приливообразующей силы и силы взаимодействия ледяных полей (Thorndike, Cheung, 1977; Гудкович, Доронин, 2001). Сдвиговые подвижки и разрушение дрейфующих льдов происходят непрерывно, создавая и изменяя структуру ледяного покрова. Выявление связи крупномасштабных процессов в системе атмосфера–лед–океан необходимы для совершенствования методов прогнозирования сжатия и торошения льдов, образования во льду локальных и протяженных разломов и разводий. На аэрофотоснимках и спутниковых изображениях льда прослеживаются мозаичные образования с линейными размерами от сотен метров до сотен километров. С использованием спутниковых снимков ледяного покрова получены оценки углов внутреннего трения и «мезомасштабного сцепления» ледяных образований (Marco, Thomson, 1977). Углы разлома позволяют определять

свойства льда в масштабе нескольких сотен километров. Предельные напряжения сдвига при измеренных углах разлома могут достигать разрушающих напряжений. Такую оценку напряжений в ледяном покрове при сдвиге, по аналогии с тектоническими разломами в земной коре, можно назвать геофизической прочностью (Мячкин, Костров, 1975). Результаты натуральных инструментальных данных о параметрах крупномасштабной механики и динамики льда позволяют получать физическую основу для объяснения природы таких явлений. Совокупность трещин, гряд торов и других нарушений сплошности льда является иерархической самоорганизующейся системой. Перестройка структурных связей льдов разного масштаба сопровождается волновыми и колебательными процессами на поверхности океана. Масштабная фрагментация структуры льдов обусловлена циклическими процессами во льду, которые в силу их регулярности поддерживают постоянные состояния разрушения по большим пространственным и временным масштабам. Одним из основных факторов, через которые эти процессы реализуются, являются периодические горизонтальные подвижки льда, особенно проявляющиеся через автоколебательные процессы.

В открытой диссипативной системе, каковой является океан, все время протекают процессы перераспределения и трансформации энергии и массы. Одновременно при этом изменяются и свойства системы, которая перестраивается. Переходы между энергетическими уровнями осуществляются «катастрофическим» путем и сопровождаются появлением самоподобных структур (Bak et al., 1987; Chmel et al., 2012). Процесс деформирования и разрушения льда в этом случае на различных уровнях структурной иерархии в принципе единообразен, или самоподобен. Отсюда следует автомодельность процесса структурообразования, который предполагает простые количественные соотношения между размерами области разрушения и энергией процесса разрушения. Анализ блоковой структуры ледяных образований выявил ее фрактальность, что является важнейшими признаками иерархических систем. Масштабный ряд событий разрушения ледяных полей может быть выражен степенным законом как для пространственных, так и для временных характеристик.

Пространственные масштабы деформирования морского ледяного покрова и образования упорядоченных структур обусловлены возникновением напряженно-деформированного состояния льда геофизического масштаба. Спутниковые изображения блоковой ромбовидной картины каналов и разводий, а также характер подвижек на большой площади свидетельствуют о проявлении хрупких сдвиговых форм разрушения сплошного ледяного покрова (Смирнов и др., 2013; Weiss, Dansereau, 2017).

На спутниковых изображениях льда структуру ледяного покрова можно характеризовать фрактальной размерностью D . В случае фрактального характера профилей плоских объектов, отношение между величинами ледяных полей S (площадь) и L (периметр) удовлетворяет соотношению $S^D \approx L^2$. Выборочные данные обработки спутниковых снимков дают величину фрактальной размерности в диапазоне 1.1–1.4 (Смирнов, Чмель, 2006).

Известно, что упруго-вязко-пластические деформации льда развиваются на определенном уровне имеющихся внутренних напряжений (Смирнов, 1996; Palmer, Croasdale, 2012). Очевидно, что этот уровень напряжений различен для различных льдов и зависит в первую очередь от физико-механических свойств льда. Лед можно рассматривать как среду с собственным источником энергии. Сочетание внутренних и внешних сил может привести к лавинообразному характеру разрушения льда. Известны случаи, когда происходит самопроизвольное разрушение льда спустя значительное время после приложения внешних сил. Существенную роль играют релаксационные процессы и спусковые механизмы. На основании натуральных инструментальных измерений параметров механики деформирования и разрушения морских льдов получены следующие обобщенные характеристики зарегистрированных процессов:

- разрушение льда при взаимодействии ледяных полей между собой или на контакте с инженерным сооружением может сопровождаться смятием, дроблением, сдвигом, потерей устойчивости при продольном изгибе ледяного поля;
- деформирование и разрушение ледяного покрова при сжатии и торошении может носить периодический характер;
- явления сжатия и торошения сопровождаются автоколебательными процессами и излучением упругих и изгибно-гравитационных волн.

Приведенный краткий обзор результатов натуральных исследований крупномасштабной механики и динамики морского льда создает подходы к совершенствованию технологии мониторинга и получению новых данных, использованию статистических методов обработки материалов наблюдений, разработке математических моделей, проведению численного моделирования физических процессов и прогнозированию экстремальных ледовых явлений в океане. Особый интерес представляют автоколебательные процессы, возникающие при явлениях сжатия и торошения льдов. С этой целью в последние годы были проведены натурные измерения параметров волновых процессов с характерными свойствами горизонтально поляризованных волн-SH. Выявление физической природы обнаруженных процессов и их масштабы являются одной из приоритетных задач полярной океанологии.

Приборы и методика наблюдений

Рассматриваемые в настоящей статье данные по волновым процессам во льду были получены с помощью комплекса измерительной техники, устанавливаемой непосредственно на дрейфующем ледяном покрове (Смирнов и др., 2017). На дрейфующих станциях «Северный полюс» толщина обширных ледяных полей, как правило, составляла 1–2 м при толщине снега на льду 10–40 см. Высота гряд протяженных торосов достигала несколько метров.

Вертикальные и горизонтальные смещения и ускорения во льду регистрировались с помощью электронно-молекулярных трехкомпонентных сейсмометров/велосиметров СМЕ-4311 с амплитудно-частотной характеристикой в диапазоне 0.01–60 Гц с чувствительностью 4 кВ/м/с. Приборы устанавливались в ледяные

шурфы с теплоизолирующим покрытием. Для определения кинематических и динамических характеристик колебаний и волн приборы размещались на льду по схеме треугольника со сторонами до 300 м. Запись сигналов осуществлялась с дискретностью 100 Гц на мобильные регистраторы высокого разрешения с привязкой к абсолютному времени. Весь комплекс обладал малым потреблением мощности от внешнего аккумулятора, большой емкостью энергонезависимой памяти, встроенным высокостабильным генератором и модулем GPS в совокупности с аналого-цифровым трактом.

Статические и динамические наклоны ледяного поля измерялись с помощью маятниковых наклономеров в диапазоне $0.1\text{--}10^3$ мкрад. Регистрация сигналов наклона или горизонтального ускорения осуществлялась в комплексе с сейсмометрами.

После применения к исходным записям сейсмометров и наклономеров операции дифференцирования или интегрирования определялись значения колебательных ускорений и смещений соответственно. Круглосуточный инструментальный мониторинг состояния ледяного покрова сопровождался визуальным осмотром ледяного поля, обнаружением сквозных трещин и возможных подвижек и торошений. Особое внимание уделялось информации, возникающей перед сжатием и торошением льдов. Прогностические признаки экстремальных параметров динамики льда позволяют принимать меры безопасности в ледовом лагере.

Натурные данные

Непрерывная регистрация кинематических и динамических процессов во льду осуществлялась, как правило, в течение нескольких месяцев. При обработке данных выявлялись распределения характеристик различных волновых процессов во льду, обусловленных воздействием ветра, волн зыби от удаленных штормов на открытой воде, внутренних короткопериодных волн, акустических сигналов при трещинообразовании и подвижках. Как уже отмечалось, основной задачей в данной работе являлось выявление механических автоколебательных процессов и сопутствующих им упругих горизонтально поляризованных волн-SH. Подобные явления на поверхности Северного Ледовитого океана (СЛО) появлялись сравнительно редко, что объясняется низкой повторяемостью условий образования сплоченного и консолидированного ледяного покрова в зимне-весенний период. Выделенные нами события релаксационных автоколебаний на дрейфующих станциях СП-39 и СП-40 позволяют говорить о неизвестном ранее природном явлении на поверхности океана, покрытого льдом.

Ниже представлены фрагменты динамических событий в ледяном покрове в различные периоды наблюдений на дрейфующих станциях «Северный Полюс» в 2013–2015 гг. На рис. 1 показана запись сигналов от приборов, установленных на ледяном поле дрейфующей станции «Северный Полюс-39». Наклонометры и сейсмометр размещались на льду в вершинах треугольника со сторонами 200 м. Канал СН-Х – запись от наклономера, ориентированного на С-Ю: два канала СН-У, удаленные друг от друга на 200 м, ориентированы на З-В. Каналы С-Z, С-У и С-Х – записи вертикальной Z и горизонтальных У и X компонент одного сейсмометра в одной из вершин треугольника.

После применения к исходным записям сейсмометра операции дифференцирования определены значения колебательных ускорений, которые идентичны с записями наклономеров. Отсюда следует важный вывод: записи наклономеров и горизонтальных компонент сейсмометров регистрируют горизонтальные колебательные ускорения. Вертикальная компонента значительно меньше по амплитуде по сравнению с горизонтальными компонентами.

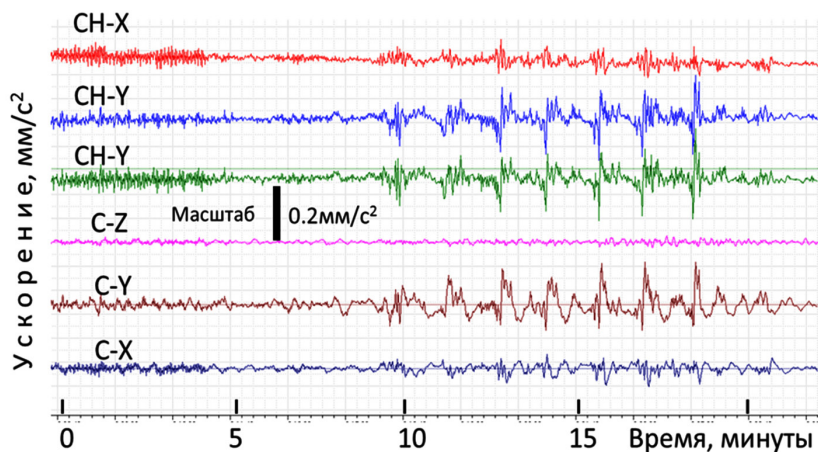


Рис. 1. Фрагмент записи динамического процесса в дрейфующем ледяном покрове. Наклонометры СН-Х, два удаленных на 200 м друг от друга наклонометра СН-У и один сейсмометр (компоненты С-З, С-У, С-Х) установлены на льду по треугольной схеме. Длительность циклического процесса – около 9 мин. Масштаб амплитуды колебаний обозначен вертикальной полосой и составляет 0.2 мм/с². Интервалы времени между цугами составляют 80–100 сек. Дрейфующая станция «Северный Полюс-39», 4 февраля 2012 г.

На рис. 1 хорошо выделяются семь цугов колебательного процесса. Длительность каждого цуга достигала 40 секунд. Интервалы между цугами в течение 9 мин увеличивались с 80 до 100 сек. Максимальная двойная амплитуда колебательного ускорения к окончанию события достигала 0.4 мм/с². Из данных наклономеров и сейсмометра следует, что амплитуда горизонтальных колебаний в цуге в несколько раз больше амплитуды вертикальных колебаний. Это различие интенсивности компонент является одним из основных признаков колебаний, поляризованных в горизонтальной плоскости.

Другое событие с повторяющимися цугами волн наблюдалось на этой же станции СП-39 9 марта 2012 г. На рис. 2 показана запись периодических цугов, содержащих колебательные процессы с горизонтальной поляризацией. Обозначения записей каналов в рис. 2 подобны обозначениям на рис. 1.

В амплитудном спектре колебаний в цуге выделяются пики на периодах 10–50 сек. Масштаб амплитуды колебаний обозначен вертикальной полосой и составляет 2 мм/с². Максимальная двойная амплитуда в импульсе горизонтального колебательного ускорения достигала 4 мм/с². Отмечается, как и в предыдущем примере, что амплитуда горизонтальных колебаний в цуге в несколько раз больше амплитуды вертикальных колебаний.

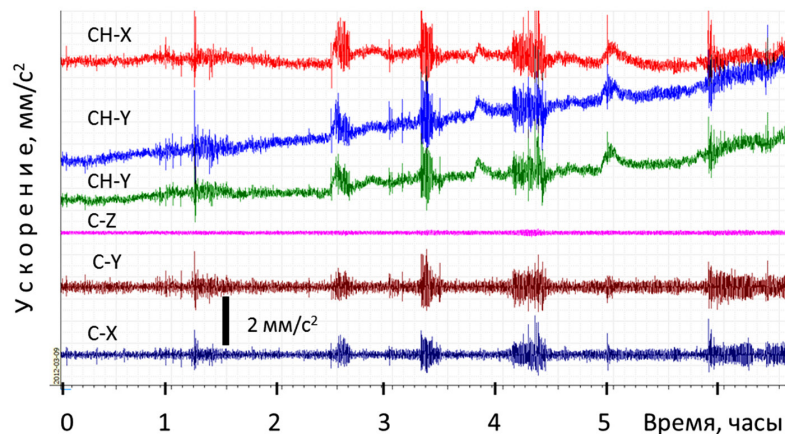


Рис. 2. Фрагмент записи динамического процесса в дрейфующем ледяном покрове. Обозначения записей каналов на рис. 2 подобны обозначениям на рис. 1. Расстановка наклономеров CH-X, Y, Y и сейсмометра C-ZYX – по треугольной схеме на льду со сторонами 200 м. Длительность циклического процесса – около 5 час. Интервалы времени между цугами составляют 86, 54 и 56 мин. Длительность импульсов изменялась от 12 до 20 мин. Дрейфующая станция «Северный Полюс-39», 9 марта 2012 г.

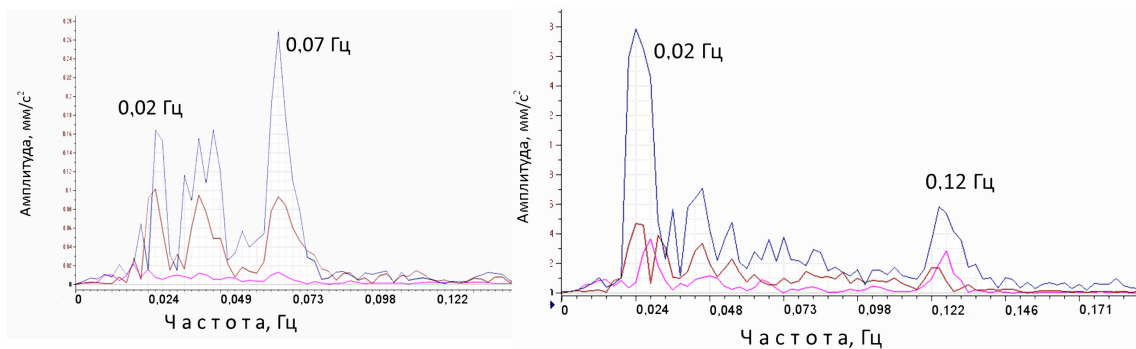


Рис. 3. Амплитудные спектры волн во втором и третьем цуге рис. 2. На фоне колебаний с периодами 10–20 сек возникали цуги колебаний с периодом 10–50 сек. По вертикальной оси – колебательное ускорение. Максимальная амплитуда достигала 4 мм/с².

На рис. 3 показаны амплитудные спектры колебаний из записи второго и третьего цугов (см. рис. 2). На фоне колебаний с периодами 10–20 сек возникали цуги колебаний с периодом 10–50 сек. Интенсивность горизонтальных колебаний в несколько раз больше вертикальных колебаний, при этом вектор горизонтальной компоненты волны описывает в горизонтальной плоскости эллипс. Временной сдвиг между фазами колебаний в цуге говорит о том, что зарегистрированы упругие волны. Эллиптическая поляризация и направление на источник характеризуют волну как горизонтально-поляризованную волну-SH. Цуги колебаний возникали с интервалами 86, 54 и 56 мин. Длительность цугов не превышала 20 мин. На записях горизонтальных импульсов двойная амплитуда колебательных ускорений достигала 5 мм/с².

На рис. 4 показана запись динамического процесса в ледяном поле при наблюдениях на дрейфующей станции СП-40 в 2013 г. В трех точках ледяного поля сейсмометры регистрировали цуги колебаний, поляризованные в горизонтальной плоскости. Цуги колебаний следовали с уменьшением интервалов между ними, со-

ставляя периодичность в диапазоне от 30 до 20 мин. Период колебаний в цуге достигал 20 сек. Масштаб колебательной скорости обозначен вертикальной полосой и составляет 1.0 мм/с. Максимальная двойная амплитуда колебательной скорости с периодом 20 сек достигала 2 мм/с.

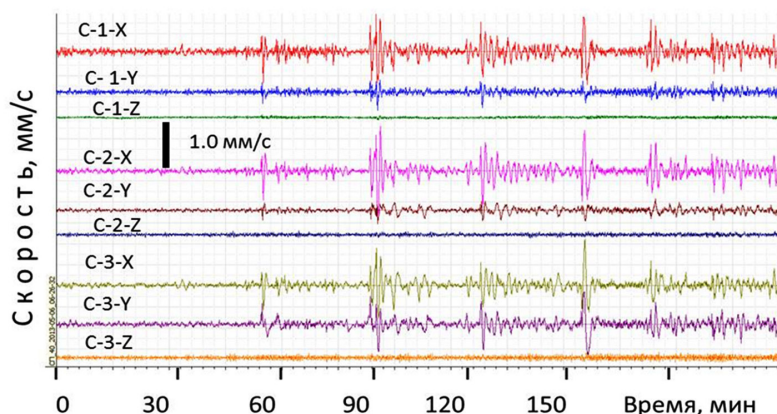


Рис. 4. Фрагмент исходной записи динамического процесса в дрейфующем ледяном покрове при пространственной расстановке сейсмометров в вершинах треугольника 1, 2, 3 со сторонами 300 м. Z – вертикальная компонента, X, Y – компоненты с ориентацией на С-Ю и З-В. Дрейфующая станция «Северный Полюс-40», 6 мая 2013 г.

Для сравнения следует привести запись, полученную после применения к исходной записи 06.05.2013 г. операции дифференцирования и получения характеристик в значениях колебательного ускорения (рис. 5). Такая запись характеризует динамичность процесса на более высоких частотах. Максимальная двойная амплитуда колебательного ускорения при периоде 4 сек достигала 2 мм/с^2 . Цуги колебаний следуют с уменьшением интервалов от 30 до 20 мин.

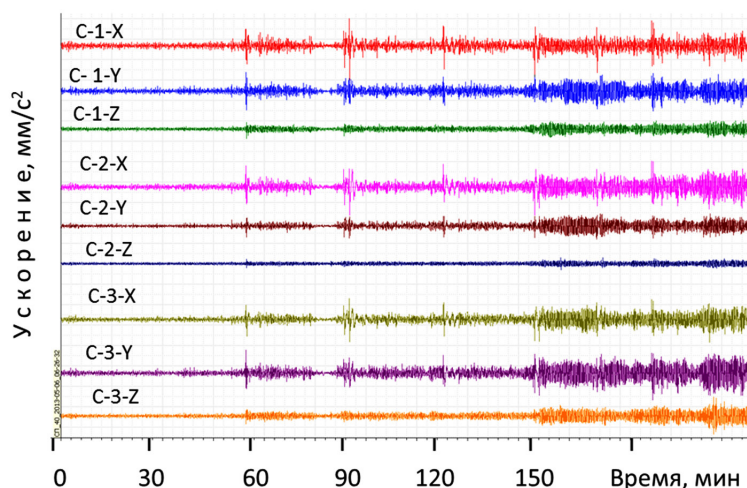


Рис. 5. Фрагмент записи колебательного ускорения во льду при пространственной расстановке сейсмометров Y, X, Z по треугольнику со сторонами 300 м. Цуги колебаний следуют с уменьшением интервалов от 30 до 20 мин. Дрейфующая станция «Северный Полюс-40», 6 мая 2013 г.

Как видно из рис. 5, через два часа после первых признаков сжатия отмечалось повышение интенсивности сравнительно высокочастотных автоколебаний. Максимальная двойная амплитуда ускорения при периоде 4 сек достигала 2 мм/с^2 . В амплитудном спектре колебаний, показанных на рис. 5, преобладают горизонтально-поляризованные волны (рис. 6).

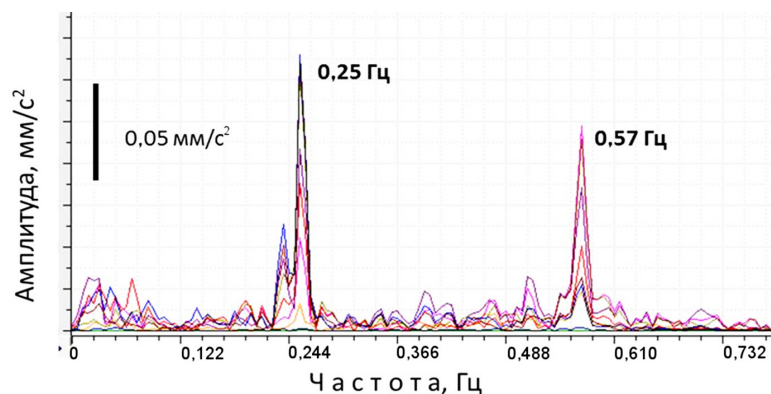


Рис. 6. Амплитудный спектр горизонтально поляризованных колебаний в дрейфующем льду. Использован фрагмент записи длительностью 20 минут из рис. 5 на 150 минуте. На фоне колебаний с периодом 10–25 сек возникали автоколебания с периодами 4.0 и 1.5 сек. «Северный Полюс-40», 6 мая 2013 г.

В рассмотренном примере 6 мая 2013 г. (рис. 4 и 5) интенсивность горизонтальных колебаний была в несколько раз больше вертикальных колебаний, при этом вектор горизонтальной компоненты волны описывал в горизонтальной плоскости эллипс (рис. 7). Эллипсы поляризации показывают, что между событиями А и Б в течение 30 мин направление на источник практически не изменялось и составляло около 90° относительно большой оси эллипса. Можно предположить, что эти волны с поперечно-горизонтальной поляризацией аналогичны волнам-SH при сейсмических экспериментах и наблюдениях (Мячкин, Костров, 1975).

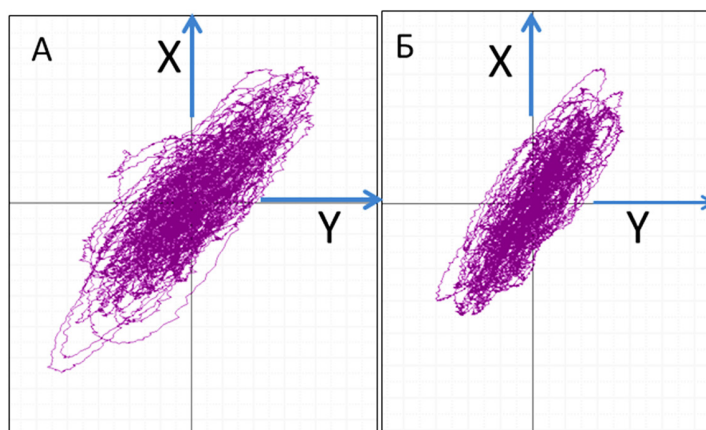


Рис. 7. Эллипсы поляризации колебаний в горизонтальной плоскости в ледяном покрове. Время между событиями А и Б – около 30 мин. Дрейфующая станция «Северный Полюс-40», 6 мая 2013 г.

Результаты и обсуждение

В рассматриваемые периоды наблюдений не проводились прямые измерения периодического крупномасштабного смещения льдов. Однако, располагая измерениями параметров скорости смещения частиц льда или ускорения в момент сброса напряжений при подвижке, то есть в короткий интервал времени, можно предположить о возникновении явления циклического разрушения льда на протяженном разрыве в ледяном покрове при сжатии льдов. Механика такого явления обусловлена силами сжатия и реологическими свойствами морского льда. Стабильность интервала времени и амплитуды сброса напряжений позволяют сравнивать физику крупномасштабного механического процесса с эпицентром землетрясения, в котором наблюдаются явления накопления и сброса напряжений и излучение упругих волн. Физика этого явления может проявляться во льду в самых различных масштабах. Очевидно, что чем больше интервал времени между экстремальными событиями, тем большее пространство льда захвачено явлением релаксационных автоколебаний.

Рассмотренные события динамических процессов в дрейфующем ледяном покрове позволяют создать обобщенную картину явления периодических процессов сжатия и торошения. Физико-механические процессы перехода льда из одного состояния в другое и этапы развития крупномасштабных периодических пульсаций можно описать следующей феноменологической моделью.

1. Под действием постоянной и длительной силы в дрейфующем сплошном ледяном покрове создается двумерное поле напряжений (Хейсин, Ивченко, 1976; Weiss, Dansereau, 2017).

2. В некоторый момент во льду образуется протяженная на десятки/сотни километров прямолинейная сквозная трещина/разлом (Marco, Thomson, 1977).

3. В результате напряженно-деформированного состояния в ледяном покрове возникает горизонтальное смещение по вертикальным стенкам сквозной трещины. Сдвиг по контакту лед–лед сопровождается деформированием зоны контакта, сбросом напряжений и излучением упругих волн (Смирнов, Чмель, 2006).

4. Горизонтальная подвижка с трением в зоне контакта может продолжаться в течение некоторого времени с возможным образованием протяженной гряды торов и чередующихся разводий. При этом, естественно, в зоне разлома происходит падение давления сжатия, обусловленного коэффициентом кинетического трения и временем релаксации напряжений. В результате относительное смещение стенок разлома прекращается. Однако трещина/контакт остается в сжатом состоянии из-за постоянно действующей горизонтальной силы сжатия.

5. В зоне сжатого ледяного контакта и увеличения коэффициента трения до статического начинает повышаться давление.

6. С ростом нормальных и касательных напряжений на плоскости разрыва и при достижении разрушающих напряжений сдвига на контакте опять происходит относительное смещение по всей длине трещины/разлома. При подобном сдвиге со сжатием опять происходит разрушение ледяного контакта смятием и дроблением.

Сброс напряжений сопровождается излучением упругих SH-волн. Очевидно, что деформирование и разрушение льда происходит с включением вязких и упругих свойств льда.

7. Через определенное время относительное смещение стенок трещины прекращается и опять начинается рост нормальных и касательных разрушающих напряжений на контакте.

На основании феноменологической модели процесс смещения и остановок по протяженной сжатой трещине с временными интервалами продолжительностью до часа и более может повторяться в течение нескольких часов. Расстояние, на котором может происходить периодическое относительное смещение по протяженному контакту, может составлять сотни метров. Это подтверждается спутниковыми снимками: как правило, разводья одинаковой формы и размера могут чередоваться по протяженному разлому на десятки/сотни километров. Отсюда следует, что периодическое относительное смещение льда по сжатому контакту, продолжающееся в течение нескольких часов, может достигать сотни метров. В случае, изображенном на рис. 8 и 9, относительное смещение на контакте произошло почти на 100 м. Таким образом, можно констатировать, что в течение нескольких часов в ледяном покрове возникают периодические подвижки со сжатием с интервалами от единиц до десятков минут.

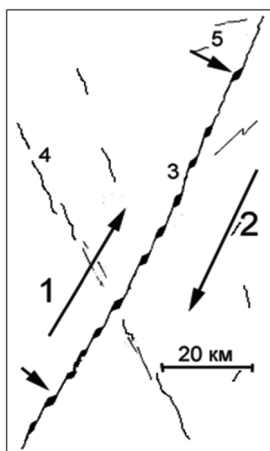


Рис. 8. Фрагмент участка ледяного покрова с протяженным сдвиговым разломом и последующей подвижкой по разлому (рисунок-копия со спутникового снимка).

1 и 2 – направление относительного смещения по разлому.
3, 5 – цепочка разводьев на сдвиговом разломе; 4 – следы сжатого контакта лед–лед.

В феноменологической модели рассмотрено возникновение двумерного поля напряжений в сплоченном ледяном покрове и образование разрыва с последующими подвижками по разрыву. При локальных воздействиях такое состояние проявляет свойства твердого тела. Внутренние усилия в значительной степени обуславливаются деформациями ледяного покрова и для их определения можно принимать закон Гука. Известно, что динамические подвижки в дрейфующем льду – это взаимные смещения ледяных полей при высокой сплоченности и сжатии, сопровождающиеся механическими деформациями контактов взаимодействующего льда как твердого тела. При значительных силах сжатия могут возникать протяженные разломы в ледяном покрове с образованием гряд торосов.

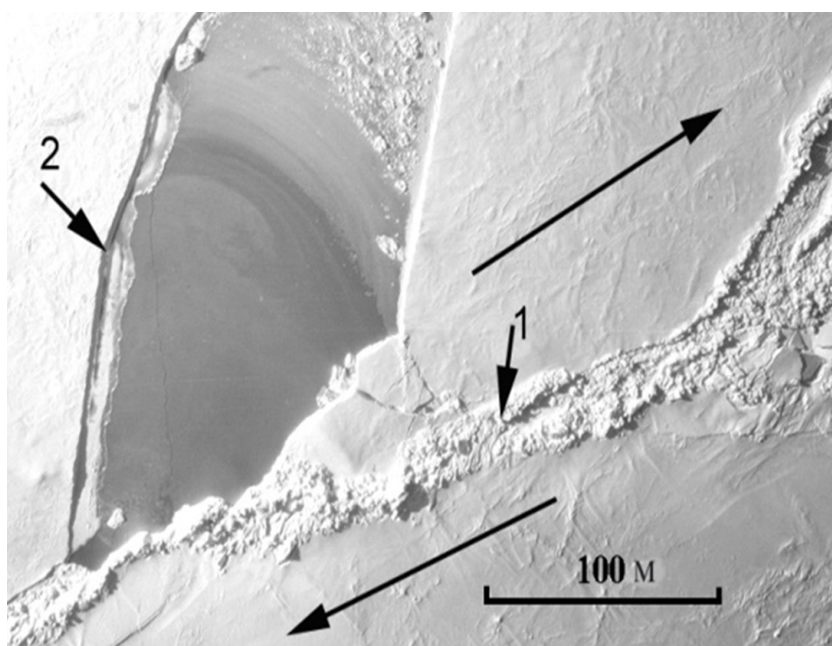


Рис. 9. Аэрофотоснимок образовавшегося развоя при сдвиговом торшении по протяженному разлому в ледяном покрове. 1 – торсы сдвига при сжатии, 2 – линия первоначальной трещины разрыва.

Во время образования сквозных трещин в ледяном покрове отмечаются сбросы напряжений. Эти напряжения характеризуют способность ледяного покрова накапливать в себе энергию упругих деформаций и косвенным образом отражать локальную и масштабную прочность льда. Рост внутренних напряжений будут регулировать постоянно действующие релаксационные процессы. По результатам экспериментальных наблюдений, периоды релаксации внутренних напряжений в ледяном покрове не превышают суток (Хейсин, Ивченко, 1976); поэтому ледяной покров «не помнит» воздействий более, чем суточной давности.

Длительные изменения внешних условий ведут к постепенному переходу больших массивов льда в неравновесное состояние, к появлению в них избыточного напряжения и возможного последующего самопроизвольного разрушения. Лед можно рассматривать как среду с аккумулированной энергией. Разрушение ледяного покрова вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими внутри объема льда. В некоторые моменты сочетание этих сил приводит к лавинообразному быстрому характеру разрушения. Самопроизвольное разрушение может произойти спустя значительное время после действия внешних сил. Этот процесс сопровождается явлениями самоорганизации геометрических форм и самоподобия, а во временных рядах непрерывных измерений параметров динамики льда – эффектами нелинейных автоколебательных процессов (Смирнов, Чмель, 2006; Chmel et al., 2012).

Таким образом, зарождение сдвигового разлома в ледяном покрове обусловлено силовым воздействием в условиях двумерного поля напряжений. Максимальные значения скорости подвижек на расстоянии 5 км достигали 50 мм/с (Легеньков,

1988). Отмечено, что между подвижками льда и локальным ветром прямой связи не отмечалось, и «особенно удивительным кажется, когда льды приходят в движение без видимой на то причины. Это воспринимается как самопроизвольное возбуждение подвижек льда». Подобные данные также получены при натуральных измерениях мезомасштабных деформаций ледяного покрова в море Бофорта на базе $X = 8317$ м (Thorndike, Cheung, 1977). Максимальные скорости упругих подвижек в сжатом ледяном покрове достигали ~ 1 см/с. Можно предположить, что не отмечается разницы в величинах сдвига отдаленных друг от друга на десятки километров ледяных полей, то есть очевидно, что относительный упругий сдвиг происходил одновременно на пространстве до 100 км и более.

В результатах инструментальных наблюдений обозначен феноменологический подход к формулировке определяющей модели крупномасштабной физики и механики возбуждения и распространения волновых процессов в системе лед–вода. Силы внутреннего взаимодействия при периодических сдвигах со сжатием по протяженному разрыву проявляются в процессе обмена энергией между ледяными образованиями. Параметризация и математическое описание таких процессов является сложными и принципиальным вопросом. В течение многих лет используются разные модели взаимодействия льдов (упругие, упруго-вязкие, упруго-пластические), что свидетельствует о недостаточной изученности характера этого динамического явления.

Выше уже указывалось, что в математических моделях динамики морского дрейфующего льда простейшей схематизацией является представление ледяного покрова как двумерного однородного изотропного сплошного слоя с возникающим в нем тензором внутренних напряжений (Хейсин, Ивченко, 1976; Weiss, Dansereau, 2017). Поиски связей интегральных модельных напряжений с локальными, которые можно инструментально измерить, дают возможность уточнять эмпирические коэффициенты при математическом моделировании и прогнозе природных явлений.

На многих спутниковых изображениях льда прослеживаются развитые структуры в морских льдах: перекрещивающиеся прямолинейные трещины и разводя указывают на вероятность образования относительно быстрых деформаций на больших площадях ледовой поверхности океана. При определенных условиях на обширном пространстве происходит хрупкое разрушение ледяного покрова. При этом после разрежения льдов и появления на «распльве» протяженных каналов отмечается, что ледовые ромбовидные образования имеют углы пересечения разрывов в сравнительно узком диапазоне ($\sim 30^\circ$). Подобная размерность линий скрытых трещин и гряд торосов в ледяном покрове может быть обусловлена реализацией модели разрушения Кулона-Мора (Marco, Thomson, 1977):

$$\tau = C + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi,$$

где τ – предельное сопротивление сдвигу, или сопротивление разрушению по плоскости сдвига, σ_n – нормальное напряжение/давление на плоскость сдвига, C – прочность сцепления ледяного контакта, φ – угол внутреннего трения ледяного покрова

как дискретной среды. В этом случае параметры мезомасштабной прочности льда выражаются через силу сцепления ледяных образований и угол внутреннего трения на плоскостях скольжения.

Представленные выше результаты натурных исследований отражают физику и механику процессов деформирования и разрушения дрейфующего ледяного покрова в СЛО. На этой основе намечаются подходы к использованию статистических методов обработки данных мониторинга физико-механических процессов и разработке математических моделей. Для описания локальных и крупномасштабных релаксационных автоколебаний в ледяном покрове можно использовать модели упруго-вязких сред, например, модели Кельвина-Фохта и Максвелла.

После возникновения трещины/разрыва в ледяном покрове контактное напряжение начинает возрастать по экспоненциальному закону. Этот рост напряжений может описываться соответствующими математическими уравнениями. С позиции теории твердых деформируемых сред картина деформирования ледяного покрова в данном случае может описываться с помощью моделей, учитывающих физико-механические свойства льда. Одним из простейших описаний упруго-вязкой среды является известное соотношение (Егер, 1961; Palmer, Croasdale, 2012):

$$\sigma = E_1 \varepsilon + \eta_1 \frac{d\varepsilon}{dt},$$

где E представляет упругую компоненту напряжения (модуль упругости); η_1 имеет размерность коэффициента вязкости в механике жидкости, произведение η_1 на скорость деформации $d\varepsilon/dt$ является диссипативной компонентой напряжения. Если к данной среде в момент времени $t = 0$ приложено постоянное напряжение σ_1 , то деформация возрастает по закону:

$$\varepsilon = \frac{\sigma_1}{E_1} (1 - e^{-E_1 t / \eta_1}) = \frac{\sigma_1}{E_1} (1 - e^{-t/\alpha}),$$

где $\alpha = \eta_1/E$ имеет размерность времени. При бесконечном возрастании времени ($t \rightarrow \infty$) относительная деформация ε стремится к статическому увеличению ($\varepsilon \rightarrow \sigma_1/E$). Если напряжение сбрасывается, то деформация убывает до нуля по экспоненциальному закону. Постоянная времени α является временем запаздывания/последствия данной модели среды.

В описании упруго-вязкой среды Максвелла уравнение деформации ε рассматривается как сумма упругой $\varepsilon_1 = \sigma/E_1$ и вязкой ε_2 компоненты, определяемой уравнением $\sigma = \eta_2 d\varepsilon_2/dt$, где E_1 – модуль упругости, η_2 – коэффициент вязкости. Таким образом, в ледяном покрове могут реализоваться следующие параметры:

$$\frac{d\sigma}{dt} = E_1 \frac{d\varepsilon_1}{dt}, \quad \sigma = \eta_2 \frac{d\varepsilon_2}{dt}.$$

Отсюда описываемая феноменологическая упруго-вязкая среда может подчиняться уравнению Максвелла:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{d\varepsilon_1}{dt} + \frac{d\varepsilon_2}{dt} = \frac{1}{E_2} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\eta_2}.$$

Если среда Максвелла подвергнута деформации ε_2 , которая сообщена внезапно в момент времени $t = 0$, а затем оставлена постоянной, то скорость деформации $d\varepsilon/dt = 0$ и при $t = 0$ напряжение $\sigma = E_2\varepsilon_2$; это приводит к решению:

$$\sigma = E_2\varepsilon_2 e^{-E_2 t/\eta_2} = E_2\varepsilon_2 e^{-t/\beta},$$

где $\beta = \eta_2/E_2$ имеет размерность времени. Напряжения убывают во времени по экспоненциальному закону, причем скорость убывания зависит от величины β , которая соответственно называется временем релаксации. Применительно к ледяному покрову физически это означает, что зона контакта разлома работает с переменными модулями упругости и к упругому процессу подключаются вязкие свойства льда. В описанных двух моделях величины модулей упругости и вязкости, естественно, разные.

Процесс деформирования объема льда в зоне разлома/сдвига может закончиться без остаточных деформаций, то есть можно предположить, что система возвращается на первоначальный уровень напряженного состояния. При многократном повторении динамических подвижек ход деформаций и напряжений не видоизменяется, то есть можно считать, что физико-механические свойства зоны сдвига при циклических/повторных нагрузках и сбросах напряжений практически остаются неизменными. Фактически в наблюдаемых событиях (рис. 1–4) интервалы между сбросами и ростом напряжений несколько уменьшаются, что говорит об изменчивости механических характеристик ледового контакта. Очевидно, что такой автоколебательный процесс обусловлен постоянными значениями силы сжатия, толщины льда и прочности ледяного контакта на разломе. Предложенные пути создания моделей на основе фундаментальных законов физики и механики различных сред могут найти приложение в исследованиях ледяного покрова СЛО.

В соответствии с целью данной работы важно обратить внимание на следующий факт. Автоколебательные процессы сопровождаются излучением горизонтально поляризованных волн. При сравнительно резком сдвиге в ледяном покрове и сбросе напряжений происходит практически мгновенный сброс упругих деформаций, порождающих упругие сдвиговые волны. Теоретические и экспериментальные работы по излучению упругих поперечных волн при сдвиговых деформациях в различных средах позволяют утверждать, что описанное нами явление периодических цугов волн можно отнести к волнам типа-SH. Согласно работе (Marsan et al., 2011), скорость низкочастотных упругих волн составляла около 400 м/с. Следует заметить, что измеренные данные существенно меньше значений скорости поперечных волн во льду. Поэтому вопрос о природе зарождения низкочастотных волновых цугов с горизонтальной поляризацией требует уточнения в будущих исследованиях на морских льдах.

Выводы

1. Получены не известные ранее данные о явлении периодических горизонтальных смещений в сплоченном ледяном покрове СЛЮ, которые можно представить как крупномасштабные релаксационные автоколебания. Процесс может длиться несколько часов и состоять из периодических сбросов напряжений с интервалами от единиц до десятков минут. Приводится описание феноменологической модели явления автоколебаний для случая сплошного ледяного покрова при сжатии на протяженном разрыве.

2. Физика образования автоколебаний обусловлена процессами сжатия сплоченных льдов, образованием протяженной трещины/разрыва в ледяном покрове и периодическим смещением по разрыву. Периодичность смещения может быть объяснена на основе упруго-вязких свойств льда на контакте протяженного разрыва.

3. Механика разрыва ледяного покрова горизонтальным сдвигом и последующее периодическое смещение в зоне разлома/трещины сопровождаются излучением упругих горизонтально поляризованных волн-SH с частотой от 0.02 Гц до 0.10 Гц (периоды волн – от 10 до 50 сек).

4. Методы контактных инструментальных наблюдений позволяют получать результаты, способствующие пониманию процессов динамики и механики в морских льдах через физику волновых и колебательных процессов.

5. Получены натурные данные для осуществления параметризации физико-механических процессов в ледяном покрове и разработки математических моделей различного масштаба, проведения численного моделирования и прогнозирования параметров экстремальных ледовых явлений в режиме реального времени.

Работа выполнена в рамках ЦНТП РОСКОМГИДРОМЕТА за 2017–2019 гг.

Литература

- Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. С-Пб.: Гидрометеиздат, 2001. 110 с.
- Егер Д.К. Упругость, прочность и текучесть. Перевод с английского. М.: Машгиз, 1961. 172 с.
- Легеньков А.П. Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 104 с.
- Мячкин В.И., Костров Б.В. Основы физики очага и предвестники землетрясений // В кн.: Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 11–39.
- Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометиздат, 1996. 162 с.
- Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Бородкин В.А., Ньюбом А.А., Шушлебин А.И. Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения. СПб: ААНИИ, 2017. 174 с.
- Смирнов В.Н., Панов Л.В., Соколов В.Т. Динамика процесса разлома дрейфующего ледяного поля станции «Северный Полюс-38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 98. С. 26–34.
- Смирнов В.Н., Чмель А.Е. Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады Академии наук. 2006. Т. 5. С. 684–687.

- Хейсин Д.Е., Ивченко В.О. Распространение ледовых сжатий в сплоченных льдах // Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 5. С. 803–812.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise // Phys. Rev. Lett. 1987. Vol. 59. P. 381–384.
- Chmel A., Smirnov V., Shcherbakov I. Hierarchy of Non-Extensive Mechanical Processes in Fracturing Sea Ice // Acta Geophysica. June. 2012. Vol. 60. No. 3. DOI: 10.2478/s11600-011-0061-x.
- Marco J.R., Thomson R.E. Rectilinear leads and internal motions in the ice pack of the Western Arctic ocean // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. No. 6. P. 979–987.
- Marsan D., Weiss J., Metaxian J.P., Grangeon J., Roux P.F., Haapala J. Low-frequency bursts of horizontally polarized waves in the Arctic sea-ice cover // J. Glaciol. 2011. Vol. 57(202). P. 231–237.
- Palmer A., Croasdale K. Arctic Offshore Engineering / London: World Scientific, 2012. 357 p.
- Thorndike A.S., Cheung J.Y. Aidx measurements of sea ice motion 11 April 1975 to May 1976. AIDJEX Bulletin. 1977. No. 35. P. 1–149.
- Weiss J., Dansereau V. Linking scales in sea ice mechanics // Philos. Trans. R. Soc. A. 2017. Vol. 375(2086), 20150352. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2015.0352>.

SELF-EXCITED OSCILLATIONS IN THE DRIFTING ICE COVER OF THE ARCTIC OCEAN

Smirnov V.N., Kovalev S.M., Nubom A.A.

Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, 199397, Bering Street, 38,
e-mail: smirnov@aari.ru; kovalev@aari.ru; alexey.a.nubom@mail.ru
Submitted 11.02.2019, accepted 05.09.2019

During the monitoring of physical-mechanical state of the ice cover of the Arctic Ocean a wide spectrum of oscillation and wave processes was in the system ice-water studied. The investigations were carried out on the drifting stations “North Pole” with seismometers and tiltmeters. Vertical and horizontal displacements in the ice field characterize parameters of wave processes caused by compression and ridging of ice-mechanical self-excited oscillations. Mechanics of appearance and propagation of waves can be considered with an account of elastic-viscous properties of the ice cover. A phenomenological model is considered of appearance of periodic horizontal displacements on an extensive rupture in a continuous ice cover. At the fault of stresses on the rupture elastic horizontally polarized waves are emitted.

Key words: sea drifting ice, compression, fractures, self-excited oscillations, horizontally polarized waves, phenomenological model

References

- Bak P., Tang C., and Wiesenfeld K. Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise. *Phys. Rev. Lett.*, 1987, Vol. 59, pp. 381–384.
- Chmel A., Smirnov V.N., and Shcherbakov I. Hierarchy of Non-Extensive Mechanical Processes in Fracturing Sea Ice. *Acta Geophysica*, June, 2012, Vol. 60, No. 3, doi:10.2478/s11600-011-0061-x.

- Gudkovich Z.M. and Doronin Yu.P.* Dreif morskih l'dov. (Drift of sea ice), S-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001, 110 p.
- Heisin D.G. and Ivchenko V.O.* Rasprostranenie levovyh szhatii v splochnennyh l'dah (Propagation of ice compressions in compacted ice). *Okeanologija*, 1975, Vol. XV, No. 5, pp. 803–812.
- Legenkov A.P.* Podvizhki I prilivnye deformatsii dreifuiushchego l'da. (Shearings and tidal deformations of drifting ice). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988, 104 p.
- Marco J.R. and Thomson R.E.* Rectilinear leads and internal motions in the ice pack of the Western Arctic ocean. *J. Geophys. Res.*, 1977, Vol. 82, No. 6, pp. 979–987.
- Marsan D., Weiss J., Metaxian J.P., Grangeon J., Roux P.F., and Haapala J.* Low-frequency bursts of horizontally polarized waves in the Arctic sea-ice cover. *J. Glaciol.* 2011, Vol. 57(202), pp. 231–237.
- Myachkin V.I. and Kostrov B.V.* Osnovy fiziki ochaga I predvestniki zemlyatryaseni. (Fundamental physics of earthquake centre and foreshocks). (Physics of earthquake centre). Moscow: Nauka, 1975, pp.11–39.
- Palmer A. and Croasdale K.* Arctic Offshore Engineering. London: World Scientific, 2012, 357 p.
- Smirnov V.N.* Dinamicheskie protsessy v morskih l'dah. (Dynamical processes in the sea ice). S-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996, 162 p.
- Smirnov V.N. and Chmel A.Ye.* Samopodobie I samoorganizatsiya v dreifuyushchem ledyanom pokrove Arkticheskogo basseina (self-similarity and self-organization in the drifting ice cover of the arctic Basin). *Doklady akademii Nauk*, 2006, Vol. 5, pp. 684–687.
- Smirnov V.N., Kovalyov S.M., Borodkin V.A., Nubom A.A., and Shushlebin A.I.* Instrumental'nyi monitoring I kratkosrochnyi prognoz yavlenii szhatiya I torosheniya. (Instrumental monitoring and short-term forecast of events of compression and ridging) S-Petersburg: AARI, 2017, 174 p.
- Smirnov V.N., Panov L.V., and Sokolov V.T.* Dinamika protsessa razloma dreifuyushchego ledyanogo polya stantsii "Severnyi Polyus-38" (Dynamics of fracture process of a drifting ice field of the station "North Pole-38"). *Problemy Arktiki I Antarktiki*, 2013, No. 98, pp. 26–34.
- Thorndike A.S. and Cheung J.U.* Aidjex measurements of sea ice motion 11 April 1975 to May 1976. *AIDJEX Bulletin*, 1977, No. 35, pp. 1–149.
- Weiss J. and Dansereau V.* Linking scales in sea ice mechanics. *Philos. Trans. R. Soc. A*, 2017, Vol. 375(2086), 20150352, <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2015.0352>.
- Yeger D.K.* Uprugost, prochnost I tekuchest. (Elasticity, strength and fluidity). Moscow: Mashgiz, 1961, 172 p.