

КОЛЕБАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОЛЯ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ СП-35 В ДИАПАЗОНЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ВНУТРЕННИХ ВОЛН ОКЕАНА

вед. инж. А.А.НЮБОМ, науч. сотр. С.М.КОВАЛЕВ, вед. инж. К.В.СОБОЛЕВСКИЙ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, alexey.a.nubom@mail.ru

На дрейфующей станции «Северный полюс-35» были проведены измерения динамического состояния ледяного покрова. Район высадки — к северо-востоку от м. Арктический архипелага Северная Земля в северной части Таймырского ледяного массива в координатах $81^{\circ} 27'$ с.ш. и $115^{\circ} 19'$ в.д. Начало работы станции — 21 сентября 2007 г. Полученные результаты проанализированы с использованием статистического, спектрального и гармонического анализа, изучены взаимнокорреляционные и автокорреляционные функции процессов колебания ледяного поля и метеопараметров. В результате определены амплитуды и частоты волновых движений подо льдом за зимне-весенний период.

Ключевые слова: колебания ледяного покрова, внутренние волны, амплитуда, частота, период.

ВВЕДЕНИЕ

При исследовании динамики ледяного покрова Северного Ледовитого океана большое внимание обращается на разработку моделей дрейфа, процессов сжатия и разрушения ледяного покрова и др. Все эти природные процессы сопровождаются колебаниями и волнами на поверхности океана. Изучение таких волн с помощью наклономеров проводилось в различные годы на дрейфующих станциях «Северный полюс» [Смирнов, 1972]. Установлено, что в Центральной Арктике наблюдаются колебательные процессы широкого диапазона амплитуд и периодов. Колебания ледяного поля, вызванные изгибно-гравитационной волной, создают в слое сжимающие и растягивающие напряжения, что может привести к разлому ледяного покрова [Смирнов, 1996].

Численные значения характеристик колебаний ледяного покрова, полученные из теоретических моделей [Поверхностные..., 2002; Музылев, 2008], оказались сопоставимы с результатами натурных работ. Вместе с тем практически отсутствуют работы, связанные с решением статистических задач теории внутренних волн. Тем самым затрудняется интерпретация натурных наблюдений внутренних волн. Положение усугубляется еще и тем, что исследования внутренних волн в натурных условиях представляют значительные трудности в техническом плане.

В данной работе представлены результаты исследований гравитационных колебаний двух классов волн, одновременно присутствующих на ледяной поверхности в Северном Ледовитом океане: внутренних волн и волн зыби (дрейфующая станция «Северный полюс-35», северная часть Таймырского ледяного массива в координатах $81^{\circ} 27'$ с.ш. и $115^{\circ} 19'$ в.д., период работы — сентябрь 2007 г. — март 2008 г.).

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Измерения производились с помощью наклономеров, расставленных на поверхности ледяного поля размером 5×6 км с толщинами до 2,5 м. Наклоны регистрировались в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Сигналы от приборов с помощью специализированной программы, работающей в круглосуточном режиме, архивировались на магнитный носитель. Запись полученных сигналов производилась на компьютер. Перевод аналоговых сигналов в цифровую форму

осуществлялся с помощью аналогово-цифровых преобразователей L-154. Частота опроса составляла 100 Гц по каждому каналу. Колебания льда регистрировались круглосуточно с 1 декабря по 14 марта.

Для дальнейшего анализа полученные записи были объединены в двухнедельные файлы, дискретизация которых составляла уже 5 Гц. Данной дискретизации достаточно по теореме Котельникова–Найквиста для изучения внутренних волн и зыби в ледяном покрове. Для определения циклических составляющих волн применялся спектральный и гармонический анализ, рассчитывалось разложение Фурье. Спектральный анализ является одним из наиболее эффективных методов анализа случайного волнового движения. Спектральные характеристики волнового поля позволяют идентифицировать основные механизмы формирования этого движения с различными пространственно-временными масштабами. Кроме того, этот метод полезен не только с точки зрения моделирования структуры его спектров, но и как взгляд на явления, происходящие в океане через выбранное «спектральное окно» с последующим детальным статистическим анализом рассматриваемых через это «окно» флуктуаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для выделения классов волн и установления значимых величин амплитуд волн был выполнен спектральный анализ временных серий наблюдений. В результате вычислений был получен амплитудный спектр, показывающий распределения величин амплитуды в зависимости от частоты колебаний (рис. 1). Из рисунка видно, что максимумы амплитуд располагаются в двух областях: высокочастотной части спектра, это частоты 0,048–0,057 Гц (периоды 10–40 с), и низкочастотной

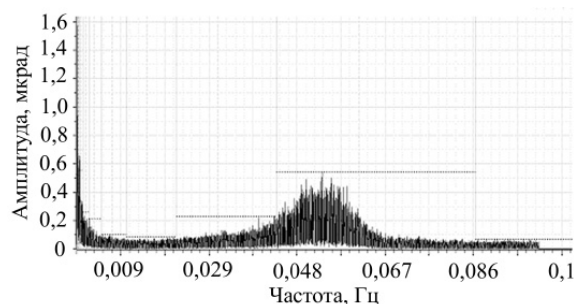


Рис. 1. Амплитудный спектр наклонов ледяного поля за период 15–31 декабря 2007 г.

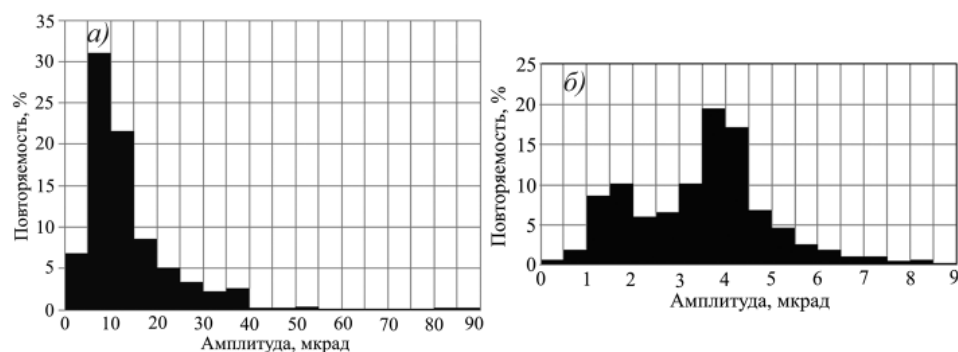


Рис. 2. Повторяемость амплитуды наклонов ледяного поля в диапазоне периодов 10–40 с (а) и в диапазоне периодов 10–180 мин (б) в зимний период 2008 г.

области 0,000088–0,0016 Гц (периоды 10–180 мин). Первый диапазон колебаний вызван волнами зыби. Низкочастотный диапазон колебаний связан с реакцией льда на внутренние волны.

На основе отфильтрованных колебаний в зимне-весенний период наблюдений (с 1 декабря 2007 г. по 15 марта 2008 г.) построены гистограммы (рис. 2) и рассчитаны описательные статистики.

Для колебаний с периодами 10–40 с были определены абсолютные значения амплитуды наклонов льда. Среднее значение колебаний 11,27 мкрад, медиана 7,95 мкрад, стандартное отклонение 11,3 мкрад. Гистограмма повторяемости амплитуды наклона льда, по сути, ее эмпирическая функция распределения. На ней выделяется одна мода ($M_0 = 7,95$ мкрад), характеризующая наиболее устойчивое состояние амплитуды более 30 % колебаний. Небольшое количество колебаний по амплитуде в несколько раз превосходит все остальные. Эти колебания характеризуются положительным «хвостом» на гистограмме. Максимальная амплитуда 84,5 мкрад держалась в течение нескольких часов 25 января 2008 г.

Распределение колебаний с периодами 10–180 мин двухмодальное. Есть два наиболее устойчивых состояния ($M_{01} = 1,5$ мкрад, $M_{02} = 3,5$ мкрад), среднее значение 3,25 мкрад, стандартное отклонение 1,5 мкрад, максимальная амплитуда 8,3 мкрад.

Чтобы исследовать временную изменчивость амплитуд, была выполнена фильтрация колебаний в различных диапазонах частот. Пример работы такого фильтра показан на рис. 3. Полосовой пропускающий фильтр, являющийся нерекурсивным частотным фильтром, вырезает не попавшие в нужный диапазон частоты.

На рис. 4 показан типичный волновой процесс в зимний период 2008 г. на СП-35. Видно, что колебания зыби носят цуговой характер; в цуге, как правило, 5–8 колебаний.

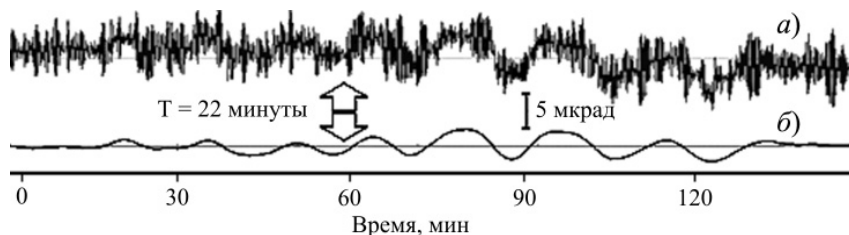


Рис. 3. Запись колебаний наклонов ледяного поля (а) с помощью наклономера; запись после использования полосового пропускающего фильтра (б), декабрь 2008 г.

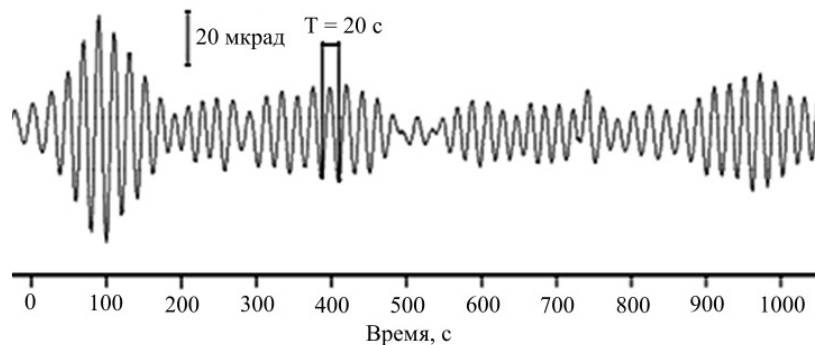


Рис. 4. Запись колебаний наклонов ледяного поля, обусловленных волнами зыби, март 2008 г.

Для исследования временной изменчивости амплитуд в различных диапазонах частот была выполнена фильтрация колебаний полосовым фильтром. На рис. 5 приведены результаты анализа для различных диапазонов частот за зимне-весенний период. Как видно из рисунка, максимальные значения амплитуды волн зыби наблюдаются в диапазонах 0,03–0,05 и 0,05–0,07, что соответствует графикам *б*, *в*, на рис. 5. Ранее подобные результаты были получены на дрейфующих станциях «Северный полюс-20, 24» [Смирнов, 1996], где отмечались волны зыби с периодом от 20 до 30 с (0,05–0,033 Гц) во льдах толщиной до 10 м.

Для различных диапазонов частот, соответствующих внутренним волнам, также был рассчитан амплитудный спектр, значимые локальные максимумы которого приведены на рис. 6. Долгопериодные волны продолжительностью до 3 ч наблюдались в январе и феврале и имели максимальную амплитуду в середине февраля. Среднепериодные внутренние волны имеют период 1 ч, а короткопериодные – 10 мин.

Для внутренних волн локальный параметр Кориолиса на широте около 74° равняется периоду прилива 12,4 ч. Это приводит к тому, что внутренние приливные волны не могут распространяться в океане как свободные волны и поэтому трансформируются в пакеты более короткопериодных волн. Разнообразие источников возбуждения (ветер, флуктуации давления), наличие различного рода неоднородностей (рельефа дна, береговой черты) усиливают случайную компоненту внутренних волн, усложняя адекватное описание волнового поля. В условиях покрытого льдом океана ветровое напряжение не передается внутренним колебаниям, и спектральный уровень внутренних волн уменьшается [3].

Для более подробного описания процесса рассчитывалась автокорреляционная функция записи накломера длительностью несколько часов (рис. 7). Сдвиг при первом пересечении нуля (радиус корреляции) показывает, что инерционность процесса колебаний составляет 5 с. Период колебаний соответствует локальному максимуму автокорреляционной функции, т.е. периоду 20 с. По типу процесс от-

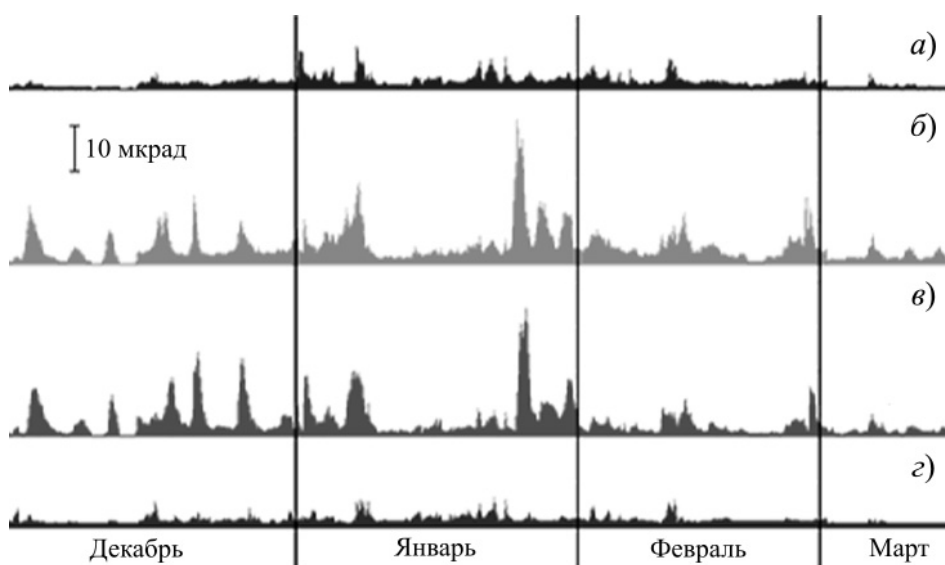


Рис. 5. Изменчивость интенсивности колебаний ледяного поля в период 2007–2008 гг.: *а* – колебания с частотой 0,01–0,03 Гц; *б* – 0,03–0,05 Гц; *в* – 0,05–0,07 Гц; *г* – 0,07–0,09 Гц

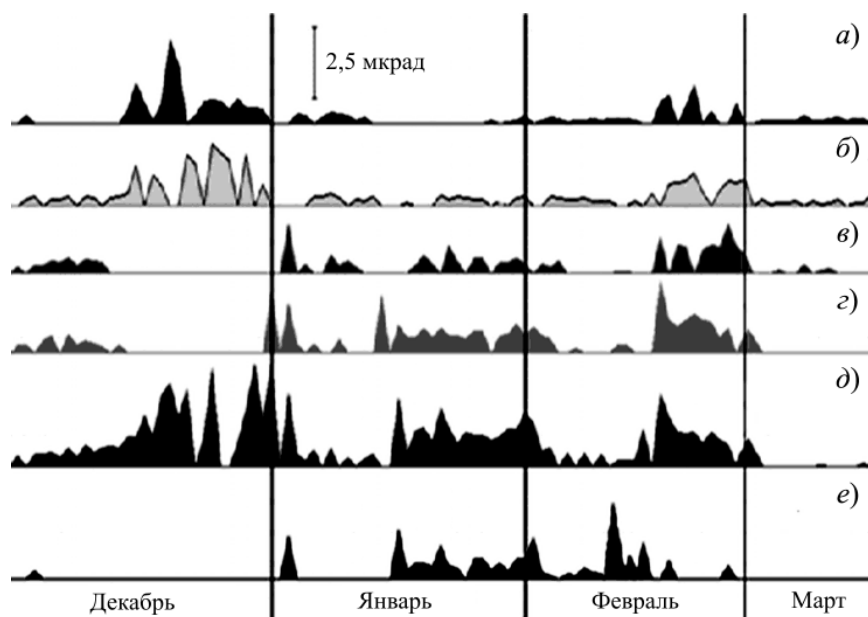


Рис. 6. Изменчивость интенсивности колебаний ледяного поля с частотами 0,0016–0,00042 Гц (а), 0,00042–0,00024 Гц (б), 0,00024–0,00017 Гц (в), 0,00017–0,00013 Гц (г), 0,00013–0,00012 Гц (д), 0,00012–0,000088 Гц (е) в период 2007–2008 гг.

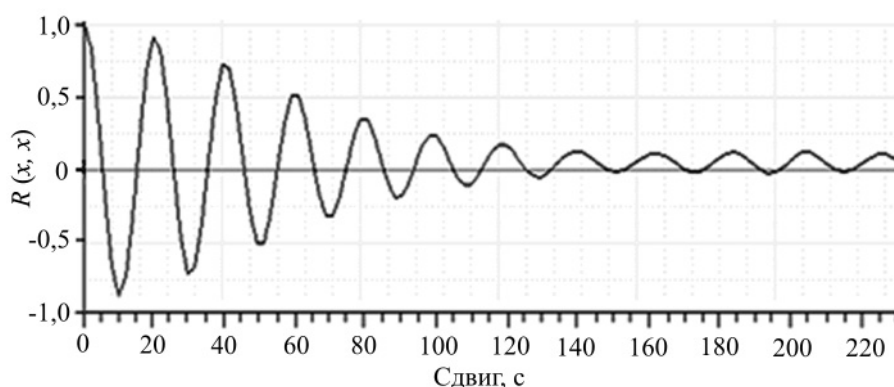


Рис. 7. Автокорреляционная функция записи наклономера на ледяном поле, март 2008 г.

носится к квазигармоническому, т.к. присутствует устойчивое ярко выраженное периодическое колебание продолжительностью 20 секунд на кратных сдвигах автокорреляционной функции.

На основе гармонического анализа были определены параметры колебаний ледяного покрова. В табл. 1 приведены характеристики наиболее значимых колебаний волн зыби, например, 24 и 25 января 2008 г., когда были зафиксированы максимальные вертикальные перемещения льда с амплитудой до 8 мм.

Для волн зыби (колебания с периодом 10–40 с) и внутренних волн (колебания с периодом 10–180 мин) были рассчитаны амплитуды, графики временной

Таблица 1

Характеристики значимых гармоник 24, 25 января 2008 г. Дрейфующая станция СП-35

k	ω_k , Гц	T_k , с	a_k	b_k	A_k , мкрад	τ_k , град.	V_k , %
1	0,041	24,39	-28,71	17,52	34	-59	10
2	0,04	25,00	-28,82	-15,65	33	-62	9
3	0,046	21,74	-26,79	-14,23	30	-62	8
4	0,043	23,26	-23,96	-16,28	29	-56	7
5	0,044	22,73	-25,88	12,32	29	-65	7

Примечание: ω_k – частота k -й гармоники, T_k – период k -й гармоники, a_k и b_k – коэффициенты Фурье, A_k – амплитуда k -й гармоники, τ_k – фаза k -й гармоники, V_k – вклад гармоники в общую дисперсию

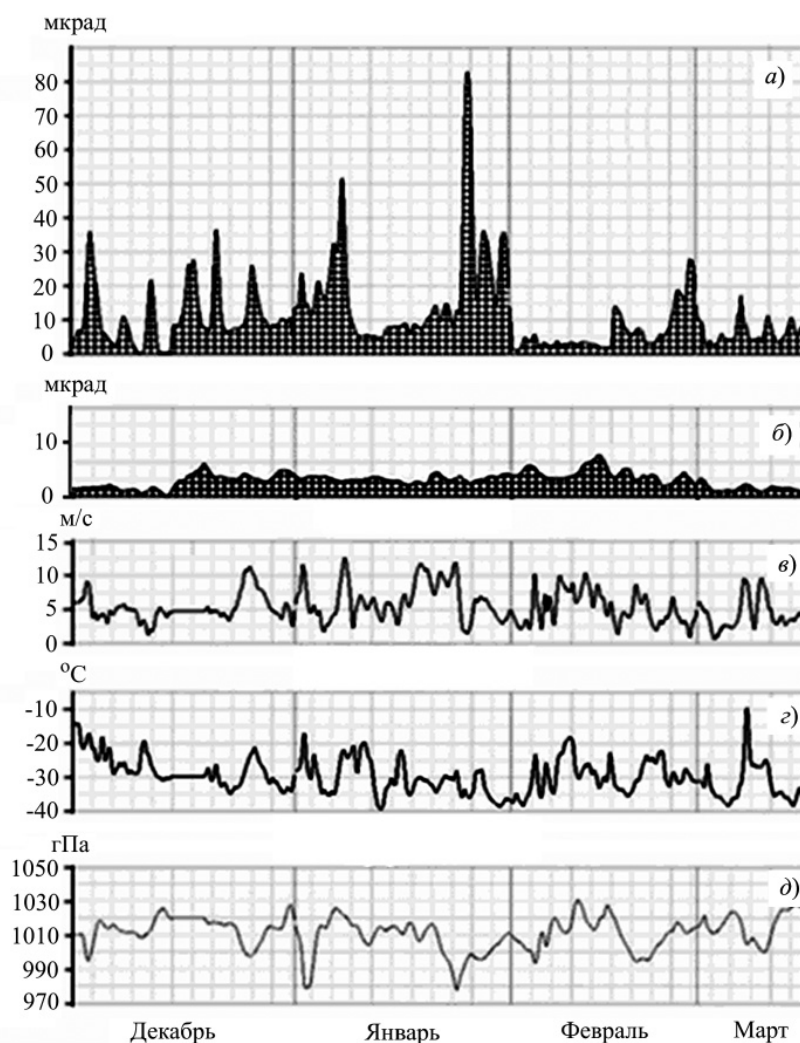


Рис. 8. Временная изменчивость амплитуд колебаний наклонов льда с периодом 10–40 с (а) и 10–180 мин (б); скорости ветра (в), температуры воздуха (г), атмосферного давления (д) в точке измерений

изменчивости которых приведены на рис. 8а и 8б соответственно. Из рисунков видно, что амплитуда волн зыби превосходит амплитуду внутренних волн. Согласно 8а, наблюдаются участки многократного увеличения амплитуды колебаний относительно общего фона.

Был выполнен корреляционный анализ связи отфильтрованных амплитуд колебаний с метеопараметрами в районе измерения: скоростью ветра, температурой воздуха и величиной приземного атмосферного давления (рис. 8). За период наблюдений декабрь–март 2008 г. все рассмотренные метеопараметры в районе измерений изменялись в широких пределах. Однако из анализа следовало, что коэффициенты взаимной корреляции между метеопараметрами и колебаниями оказались незначимыми. Очевидно, локальные метеоусловия не являются главной причиной наблюдаемых колебаний ледового покрова.

ВЫВОДЫ

По данным наблюдений колебаний ледяного покрова на дрейфующей станции СП-35 были выделены два частотных диапазона, относящихся к классу внутренних волн и волн зыби в Северном Ледовитом океане.

Колебания зыби носят цуговой характер; в цуге, как правило, может быть 5–8 колебаний. Амплитуды вертикального перемещения ледяного покрова достигают нескольких миллиметров. Максимальные значения амплитуды зыби в зимне-весенний период наблюдались в январе.

Колебания ледяного поля с периодами от 10 минут до 2–3 часов можно отнести к процессу совместного волнового движения внутренних волн океана и ледяного покрова.

Изучение метеорологической обстановки в районе наблюдений показало, что образование зыби не связано с локальными гидрометеорологическими условиями. Направление прихода зыби и спектральный состав (основной период 24 с) говорят о том, что зарождение волны произошло, вероятно, на значительном удалении от станции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов В.Н. Колебания ледяного покрова, обусловленные внутренними волнами Северного Ледовитого океана // Доклады АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1105–1108.
2. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
3. Поверхностные и внутренние волны в арктических морях / Под ред. И.В.Лавренова и Е.Г.Морозова. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 363 с.
4. Музылев С.В. Внутренние волны под ледяным покровом // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 397–400.

A.A.NUBOM, S.M.KOVALEV, K.V.SOBOLEVSKIY

OSCILLATIONS OF ICE FIELDS OF DRIFTING STATION «NORTH POLE-35» IN A SURFACE AND INTERNAL OCEAN WAVEBANDS

On drifting station «North Pole-35» measurements of dynamic state of ice were conducted. Initial geographic coordinates of «North Pole-35» were 81°27' of North latitude and 115°19' of East longitude (to north-east from the Arctic Cape of Severnaya Zemlya archipelago in northern part of Taymyr ice array). Start the station – 21.09.2007. The results were analyzed using statistical, spectral and harmonic analysis. It were examined the cross correlation and autocorrelation functions of ice fields processes and meteorological parameters. As a result, amplitude and frequency of the wave movements under ice over the winter-spring period were determined.

Keywords: ice cover fluctuations, internal waves, amplitude, frequency, period.