

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЗКОЧАСТОТНЫХ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД ДВИЖЕНИЯ ЦИКЛОНА НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В.Г.КОРОСТЕЛЕВ, С.М.КОВАЛЕВ

ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены результаты исследований колебаний ледяного покрова Северного Ледовитого океана (СЛО), вызванных прохождением циклона в один из периодов дрейфа станции СП-33 в 2005 г. Основное внимание обращено на выявление связи между возмущением свободной поверхности СЛО и анемобарическими процессами. Ледяной покров выступает в роли своеобразного индикатора изменчивости поверхности океана под воздействием ветра, течений и барических градиентов. Показано, что одной из основных причин разломов и торошений морского льда является процесс перемещения циклонов в акватории СЛО, вызывающий аномальные отклонения уровня моря. Изучение взаимосвязи между характером динамики и деформаций льда различного масштаба с привлечением спутниковых наблюдений является основой для совершенствования моделей динамического поведения морского льда, используемых в прикладных задачах ледовых прогнозов, а также при изучении природы катастрофических явлений локального и геофизического масштабов.

ВВЕДЕНИЕ

Деформации и разломы поверхности ледяного покрова в акваториях Северного Ледовитого океана (СЛО) в основном обусловлены активными процессами взаимодействия океана и атмосферы, которые в зависимости от масштабов процессов реализуются в областях радиусом от сотен метров до сотен километров. Наиболее интенсивно деформирование ледяного покрова происходит в периоды активизации процессов среднего масштаба, к числу которых в первую очередь следует отнести подвижные барические системы типа циклонов. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать их как главный фактор процесса взаимодействия океана и атмосферы.

Начало теоретического исследования деформаций дрейфующего льда положил Н.Н.Зубов [3] в 1938 г., выдвинув теорию образования и расползания полос дрейфующего льда, происходящих под действием ветра. Позже, в 1946 г. он же [4] показал, как возникают и развиваются во времени сжатие и разрежение льда при прохождении барических систем. Идею Н.Н.Зубова о зависимости деформации льда от барических систем использовал Н.К.Ханайченко [7]. В 1946 г. он обратил внимание на то, что деформационному полю атмосферного давления должно соответствовать «деформационное поле напряжения ледяного покрова», и указал принцип построения последнего. Это поле дает наглядную картину образования сжатия и разрежения льда. Теория Н.К.Ханайченко получила некоторое подтверждение также на опытном материале в работе В.Х.Буйницкого [1]. Теоретическое исследование вопроса о зависимости деформации льда от барического поля получило дальнейшее развитие в 1977 г. в работе З.М.Гудковича [2].

Инструментальными измерениями выявлены приливные составляющие поля и напряжений во льду с периодом от 11,9 ч до 12,4 ч [8]. При измерении наклонов

ледяного покрова СЛО отмечена его изменчивость, обусловленная не только поверхностными и внутренними волнами, но и прохождением циклонов [5, 6]. Очевидно, что уровень океана может повышаться или понижаться в виде движущихся поднятий (впадин) сложной формы диаметром в десятки-сотни километров. Ледяной покров в этом случае повторяет форму поверхности океана и может подвергаться деформированию и разрушению.

Изменения уровня СЛО в районах расположения циклонов приводят к появлению аномальных динамических наклонов ледяного покрова с периодами, соответствующими периодам вертикальных перемещений поверхности океана. Вследствие чего экспериментальное изучение флуктуаций уровня моря проводится с помощью наклономеров, установленных на поверхности льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ НИЗКОЧАСТОТНЫХ НАКЛОНОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Рассмотрим в качестве примера один из случаев реакции ледяного покрова на прохождение циклона в районе дрейфа станции СП-33 в августе 2005 г. Дрейф станции в указанный период проходил в Западном полушарии и характеризовался сменой генерального направления дрейфа в течение 17–19 августа (рис. 1). Ледовая обстановка вокруг станции характеризовалась наличием значительного числа разводьев и сквозных трещин. Ледяной покров представлял собой набор отдельных ледяных полей и льдин различной площадью, практически не контактирующих между собой. Такая ситуация довольно типична для конца арктического лета. В период с 12 по 20 августа в районе дрейфа станции СП-33 (область А, рис. 1) отмечалось прохождение небольшого по глубине и длительности циклона. На рис. 2 приведен временной ход метеозлементов (давление, температура воздуха, скорость и направ-

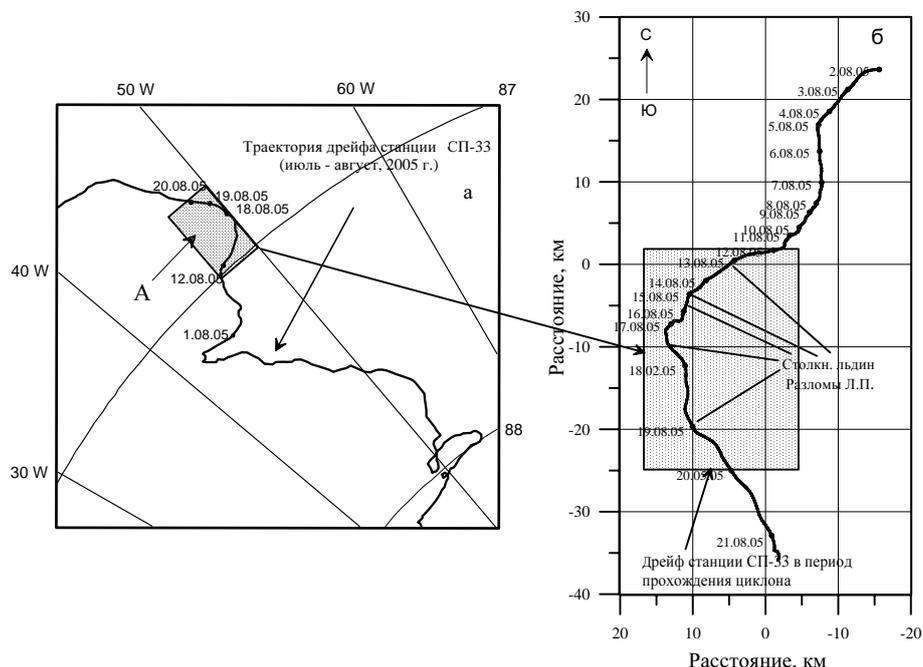


Рис. 1. Характер генерального дрейфа станции СП-33 в июле–августе 2005 г. (а – сферические координаты) и участок дрейфа станции СП-33 в период прохождения циклона (б – прямоугольные координаты)

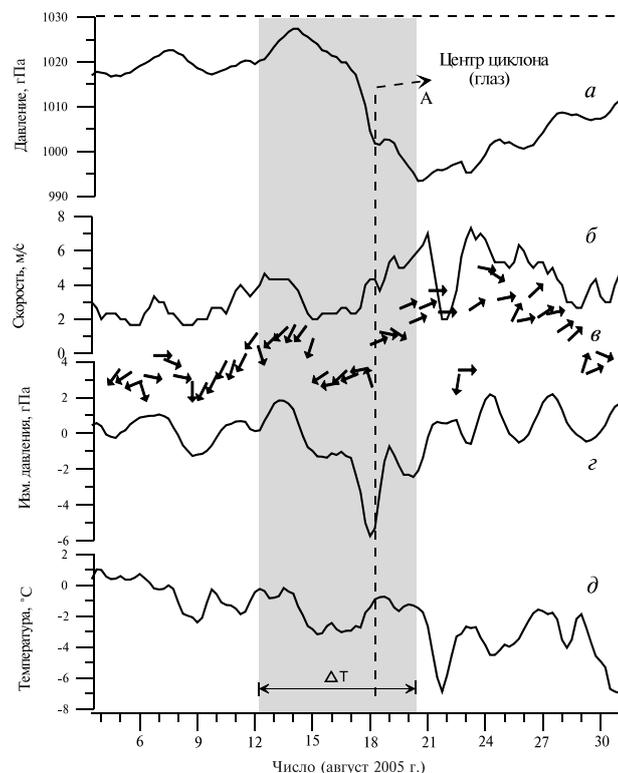


Рис. 2. Временной ход метеопараметров в период дрейфа станции СП-33 в августе 2005 г.: *a* – изменение давления воздуха; *б* – изменение скорости ветра; *в* – изменение направления вектора скорости ветра; *г* – вариации атмосферного давления воздуха (ВЧ-составляющая атмосферного давления); *д* – изменение температуры воздуха

ление ветра), измеренных с интервалом времени 6 ч в течение 3–30 августа 2005 г. Как видно из рисунка, в первой половине месяца (3–16.08.05) давление было довольно высоким ($P_{\text{средн.}} = 1020,1$ гПа).

Спад давления во второй половине месяца ($P_{\text{средн.}} = 1010$ гПа) указывал на перестройку крупномасштабной синоптической системы над акваторией СЛО. В то же время на этом фоне отмечаются более высокочастотные флуктуации давления, скорее всего обусловленные прохождением в районе дрейфа станции циклонов, т.е. барических систем среднего масштаба ($\sim 50\text{--}300$ км) с периодом несколько суток. С помощью ряда математических процедур данные флуктуации давления были выделены из временного ряда, характеризующего общий ход атмосферного давления за указанный период (рис. 2 *г*).

На графике суточных вариаций атмосферного давления в течение августа (рис. 2 *д*) отмечается абсолютный минимум (16–19.08.05). Характерно, что в данный период произошла смена направления генерального дрейфа станции СП-33. Это хорошо видно на схеме дрейфа станции, представленной на рис. 1. При этом по широте направление дрейфа поменялось на 180° . Учитывая, что в данный период ледяной покров был довольно разрежен (слабый контакт между ледяными полями), он в большой степени был подвержен ветровому воздействию, вследствие чего направления скорости дрейфа льда и скорости ветра проявляют некоторую корреляцию. Полного совпадения направлений векторов скорости ветра и дрейфа быть не может,

поскольку на характер дрейфа ледяного покрова влияют скорость и направление подповерхностных течений, взаимодействующих с нижней границей ледяного покрова (в пограничном слое лед–жидкость).

На рис. 3 приведен характер изменчивости во времени азимутов скорости ветра (*a*) и скорости дрейфа (*б*). В качестве дополнительной информации на рисунке приведен временной ряд, характеризующий интенсивность колебаний ледяного покрова на частотах более 0,1 Гц (*в*) и график перемещения станции СП-33 в широтном направлении (*г*).

Сопоставляя данные процессы (рис. 3) с временным ходом метеопараметров (рис. 2), с определенной степенью достоверности (в отсутствие синоптических карт) можно утверждать, что станция в период до 17 августа находилась в переднем фронте циклона. На это указывали начало процесса понижения атмосферного давления и устойчивость направления ветра (перемещение воздушных масс против часовой стрелки). В период со второй половины 17 августа по первую 18 августа район дрейфа станции пересекал центр циклона (фиксация локального минимума атмосферного давления, рис. 2 *г*). На то, что глаз циклона находился чуть южнее точки наблюдения, указывал факт поворота вектора скорости ветра по часовой стрелке (вправо, рис. 2 *в*). При этом направление скорости ветра практически изменилось на 180° в течение 17–20 августа (тыл циклона).

В период с 12 по 15 августа азимуты скорости ветра и скорости дрейфа практически одинаковы. Это говорит о том, что дрейф льдины был вызван силами трения в пограничном слое воздух–лед. Направление дрейфа в данный период

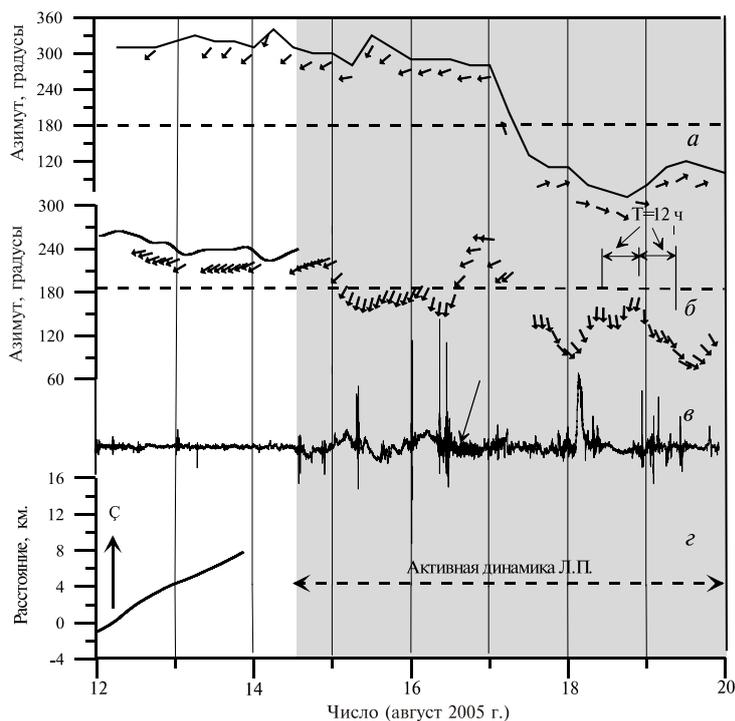


Рис. 3. Временная изменчивость азимутов направлений скорости ветра (*a*) и скорости дрейфа ледяного покрова (*б*), амплитуды ВЧ-колебаний (сейсмоаклономер, *в*), перемещений станции СП-33 в широтном направлении (*г*)

практически совпадало с направлением ветра (рис. 3 а, б). Довольно стабильное атмосферное давление в данный период указывало на небольшие значения горизонтальных градиентов давления.

При приближении переднего фронта циклона (15–16.08.05, рис. 3) отмечается поворот вектора скорости ветра по часовой стрелке, в то время как вектор скорости дрейфа постепенно поворачивался влево (против часовой стрелки). Разнонаправленность векторов скорости ветра и скорости дрейфа вызвало некоторую активизацию динамических процессов во льду (увеличение и уменьшение ширины разводий, столкновения льдин, разломы ледяных полей и т.д.). Данные процессы довольно хорошо отмечались визуально, а также путем регистрации колебаний ледяного покрова, возбуждаемых во льду в периоды контактного взаимодействия ледяных полей (рис. 3 в).

Пересечение передним фронтом циклона района наблюдений (16–17.08.05, рис. 3) вызвало довольно существенные флуктуации значений азимутов скорости ветра и скорости ледяного покрова (до 100°). В каждый последующий момент времени угол между векторами скорости ветра и скорости дрейфа постоянно менялся. При этом интенсивность и длительность динамических процессов во льду увеличилась в несколько раз (рис. 3 в). В тыловой части циклона (18–20.08.05, рис. 2) направление ветра довольно устойчиво и противоположно направлению в переднем фронте циклона (16–18.08.05, рис. 2). Различная направленность векторов скорости ветра и скорости дрейфа в поле циклона обусловлена системой поверхностных течений в пограничном слое лед–жидкость. На характер и частоту флуктуаций скорости и направления дрейфа также влияют приливообразующие силы. На рис. 3 б довольно хорошо отмечаются флуктуации азимута вектора скорости ледяного покрова с периодом 12 ч.

На рис. 4 а и 4 б приведены записи наклонов ледяного поля в двух взаимно перпендикулярных направлениях (X , Y) и рассчитанная временная реализация общего угла наклона ледяного покрова в период с 12 по 20 августа (рис. 4 в). Из временного ряда, характеризующего изменчивость во времени общего угла наклона, удался линейный тренд, вызванный синоптическими процессами временного масштаба большего, чем длительность рассматриваемого периода. Из рисунка видно, что процесс движения циклона в районе дрейфа станции сопровождался существенными по величине низкочастотными периодическими наклонами ледяного покрова. При этом в областях локальных экстремумов временного ряда (рис. 4 в) наклономерами и сейсмометрами (СМЗ) фиксировались пакеты горизонтально поляризованных колебаний. То, что колебания имели горизонтальную поляризацию, говорил факт отсутствия соответствующих колебаний на записях, полученных с помощью сейсмометра СМЗ(Z), установленного на льду для фиксации вертикально поляризованных колебаний. Длительность пакетов и цугов колебаний варьировалась от нескольких до сотен секунд.

Ввиду того, что общий наклон ледяного покрова есть величина векторная ($\vec{\alpha}_i$), направление наклона определяется его азимутом φ_i . На рис. 4 г приведен временной ход азимута φ_i наклона ледяного покрова $\vec{\alpha}_i$ и его изменчивость через каждые 20 мин в период с 12 по 20 августа. Во время прохождения циклона помимо изменения величины общего угла наклона довольно существенно меняется его азимут. В период нахождения станции в тылу циклона (20.08.05, рис. 3 г) азимут угла наклона льда φ_i практически возвратился в прежнее положение (12.08.05, рис. 4 г). Такое поведение ледяного покрова возможно только в случаях вертикального смещения поверхности ледяного покрова (вверх или вниз) в течение несколько суток, соответствующего времени прохождения через район наблюдений области пониженного давления. При этом область максимальных смещений льда находилась в стороне от точки регистрации динамических наклонов и перемещалась со временем. На это указывало изменение

азимута (направления) общего угла наклона (Т0, Т1, Т2, рис. 4 д). Сопоставляя записи наклона ледяного покрова (рис. 4 в) и изменчивости его азимута (рис. 4 з), можно отметить следующие закономерности:

- локальные максимумы и минимумы наклона ледяного покрова (рис. 4 в) совпадали по времени с периодами максимального изменения его азимута (направления на источник наклона);
- периоды активной динамики льда соответствовали периодам максимального изменения азимута общего угла наклона (рис. 4, Т0, Т1, Т2).

Исходя из этих закономерностей, можно сделать вывод, что в период с 14 по 19 августа через район проведения наблюдений синхронно с циклоном (непосредственно под областью низкого давления) перемещалось локальное возмущение поверхности СЛО, представлявшее собой сложное пространственное образование (типа цуга волн или солитона) средних масштабов (более 100 км). На склоне этого образования (локальные экстремумы наклона льда) регистрировались процессы столкновения льдин, небольшие торошения и разломы льда.

Из ряда теоретических и экспериментальных работ известно, что при распространении длинной поверхностной гравитационной волны в водоеме, покрытом льдом, в точках максимального наклона профиля волны (склоне) наблюдается дивергенция льдов (увеличение ширины разводий, смещение льдин относительно друг друга и т.д.). Учитывая, что поле циклона характеризуется существенными скоростями ветра и разнонаправленностью векторов скорости ветра и дрейфа, – вероятность столкновения, торошения льдин различной площади существенно возрастает в сравнении со спокойным периодом (при отсутствии в заданном районе движущихся барических систем).

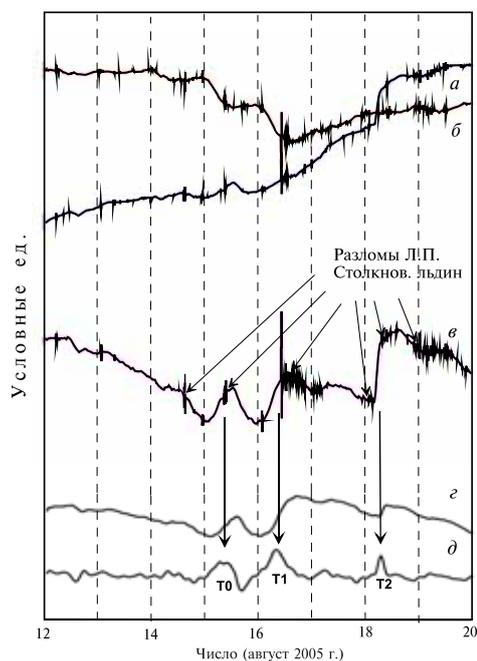


Рис. 4. Запись наклонов льда в двух взаимно-перпендикулярных направлениях (а, б), расчетные значения общего угла наклона (в), азимут общего угла наклона (з), изменения азимута угла наклона (д, через 20 мин)

Информация о значениях наклонов ледяного покрова в двух направлениях (X , Y) не может использоваться для расчета вертикального смещения Z ледяного поля. Для получения истинных вертикальных смещений необходима пространственная расстановка наклономеров (расстояния между которыми соизмеримы с размерами центральной области циклона). Это дает возможность рассчитать скорость перемещения вынужденного возмущения поверхности СЛО и соответственно провести оценку его пространственных размеров по горизонтали и вертикали.

С помощью двух наклономеров (X , Y), установленных в одной точке, можно получить только форму (временной разрез) перемещающегося во времени возмущения поверхности ледяного покрова («псевдосмещения»).

Для получения характера временной изменчивости вертикальных смещений ледяного покрова необходимо знание скорости движения циклона относительно поверхности СЛО — $V(t)$.

Как уже упоминалось выше, для получения истинной скорости движения возмущения (вертикальные отклонения поверхности океана от среднего уровня) необходимо проведение синхронных измерений угла наклона поверхности СЛО в нескольких точках. Ввиду того, что мы не знаем скорости перемещения циклона, сделаем следующее допущение — будем считать, что скорость постоянна и равна величине A . Величина скорости дрейфа льда существенно меньше скорости циклона, вследствие чего ее можно не учитывать.

Регистрация временной изменчивости угла наклона льда производилась с частотой 20 Гц. Для уменьшения уровня помех и получения сглаженной оценки временного ряда, характеризующего наклоны ледяного покрова, применялась процедура «скользящего среднего» по 21 точке. В результате прореживания данных временной ряд наклонов формировался значениями с интервалом одна секунда.

Зная угол наклона льда и скорость циклона — A , можно предположить, что за время смены угла наклона с φ_i на φ_{i+1} возмущение проходит расстояние $L = A \times \Delta t$. Вертикальное смещение за время Δt составит величину:

$$h_i = L \times \operatorname{tg}(\varphi_i).$$

Учитывая, что $\Delta t = 1$ с, а $L = A$, в первом приближении вертикальные отклонения уровня моря Z_i можно выразить формулой:

$$Z_i(t) = A \int_0^{t_i} \operatorname{tg}[\varphi_i(t)] dt.$$

Реально измеряемые углы наклона ледяного покрова лежали в диапазоне $10^{-6} - 10^{-3}$ рад. вследствие чего величина $\operatorname{tg} \varphi_i(t) \approx \varphi_i(t)$. Принимая значения $A = 1$, «псевдосмещения» Z_i^1 можно вычислить по формуле

$$Z_i^1(t) = \int_0^{t_i} \varphi_i(t) dt.$$

Полученный временной ряд Z_i^1 пропорционален истинным величинам Z_i (при условии постоянной скорости движения циклона). Учитывая, что $Z_i^1 \sim Z_i$, характер графика изменчивости во времени (форма кривой) величины Z_i^1 будет приблизительно соответствовать по форме графику временного хода истинного смещения льда (Z_i).

Поскольку основной нашей задачей является поиск причин, вызывающих разломы, торошения, образования разводий и т.д., необходимо провести синхронный анализ изменения параметров колебаний льда и дрейфа в период воздействия на него внешних сил (ветра, атмосферного давления, поверхностных течений в поле циклонов).

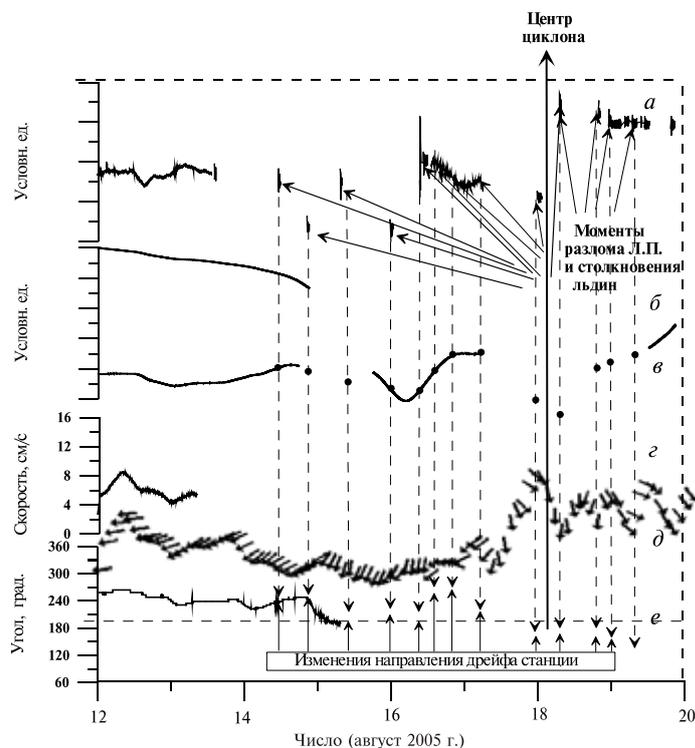


Рис. 5. Временной ход угла наклона ледяного поля (*a*), расчетных значений смещений поверхности СЛО (*b*), ВЧ – составляющая вертикальных смещений льда (*v*), модуля скорости дрейфа льда (*z*), направление вектора скорости дрейфа (*d*) и азимута скорости дрейфа (*e*)

На рис. 5 приведены временные ряды общего угла наклона ледяного поля (*a*), расчетных значений вертикальных «смещений» поверхности СЛО (*b*), смещения льда после удаления из временного ряда (*b*) тренда и низкочастотной составляющей (*v*), модуля скорости дрейфа льда (*z*), направления вектора скорости дрейфа (*d*) и азимута скорости дрейфа (*e*).

Путем сопоставления соответствующих временных рядов попытаемся выявить причину активизации некоторых динамических процессов во льду. Учитывая, что мы рассматриваем случай воздействия циклона на поверхность льда в период максимальной его разреженности, динамика льда не так ярко выражена в сравнении с зимним периодом. Взаимодействие льдин между собой (летний период) происходит в результате их столкновения во время закрытия сквозных трещин и разводьев. Данные явления могут происходить только в случаях, когда отдельные льдины, формирующие в данный момент ледяной покров, имеют различную по величине скорость.

Моменты и периоды столкновения льдин фиксировались сеймонаклонометрами $СН(X, Y)$ и сейсмометрами $СМЗ(X, Y)$, установленными в одной точке. В процессе контактного взаимодействия льдин происходила генерация колебаний, которые в виде цугов и пакетов горизонтально поляризованных волн распространялись вдоль поверхности ледяного покрова.

На рис. 5 *a* отмечены моменты времени начала регистрации цугов волн, возбуждаемых в результате контактного взаимодействия соседних льдин. С помо-

шью вертикальных линий идентифицируем соответствующие моменты времени на графиках временной изменчивости параметров, упомянутых выше.

Временной ход вертикальных смещений, представленный на рис. 5 б, построен по результатам регистрации наклонов в двух направлениях (X , Y). График, характеризующий временную изменчивость вертикальных смещений ледяного покрова, имеет минимум в период прохода центра циклона в районе дрейфа станции. Тренд, присутствующий во временном ряде смещений (рис. 5 б), по-видимому, связан с процессами, временной масштаб которых существенно больше, чем длительность рассматриваемого периода. С целью удаления тренда реализация величин смещений ледяного покрова подвергалась процедуре цифровой фильтрации (ФНЧ-фильтр). Полученный в результате фильтрации временной ряд характеризовал изменчивость смещений льда во времени с периодом менее 8 суток (рис. 5 в).

При сопоставлении временных рядов, представленных на рис. 5, отмечаются следующие закономерности:

- динамические процессы, связанные с разломами и столкновениями льдины (СП-33) с соседними с ней ледяными полями, фиксировались датчиками в периоды смены направления скорости дрейфа (рис. 5 а, д, е);
- время смены направления дрейфа станции соответствовало времени максимальных наклонов ледяного покрова в данный период (рис. 5 а, в, д, е);
- в периоды столкновения льдин отмечалось небольшое уменьшение (на 1–5 см/с) мгновенной скорости дрейфа станции;
- моменты разломов и столкновений льдин происходили в периоды нахождения станции на «склоне» смещений ледяного покрова (рис. 5 в).

ВЫВОДЫ

– Причиной, вызывающей изменения уровня поверхности ледяного покрова, вероятней всего, служит процесс перераспределения структуры течений в верхнем слое океана под воздействием движущихся барических систем. При этом непосредственно под центром циклона формируется область с более низкой плотностью поверхностных вод, а в периферийных областях циклона – повышенная плотность поверхностных вод. Вследствие этого нескомпенсированные градиенты давления являются источником широкого набора движений жидкости в приповерхностном слое океана (в частности, во вращающейся жидкости могут формироваться мезомасштабные вихри).

– Циклоны создают на поверхности ледяного покрова области разрежения и сжатия льдов. Области сжатия (конвергенции), как правило, приходятся на районы, расположенные непосредственно под областью низкого давления (центра циклона). Максимальное разрежение испытывает ледяной покров во фронтальных областях циклона (области дивергенции).

– Переупорядочивание структурных элементов ледяного покрова происходит по периферии циклона. Максимальные подвижки льдин относительно друг друга отмечались в переднем фронте и тылу циклона.

С целью совершенствования получения прогностических признаков деформирования, разломов и торошений льда необходимо привлечение дополнительной информации:

- синоптическая ситуация над исследуемым районом;
- временная изменчивость метеопараметров (давление, температура, скорость и направление ветра);
- характер дрейфа льдов в заданном районе (временная изменчивость вектора скорости дрейфа и его азимута);
- эволюция гидрофизических полей приповерхностного слоя океана (~200 м).

Для более детального изучения характера реакции поверхности СЛО на воздействия циклонов необходимо проведение синхронных измерений угла наклона ледяного покрова в нескольких точках, разнесенных в пространстве на 10–100 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буйницкий В.Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне // Труды дрейфующей экспедиции на л/п «Г. Седов». Т. IV. М.: Изд. Главсевморпути, 1951. С. 74–179.
2. Гудкович З.М. Об изменениях сплоченности и сжатиях льдов в барических системах // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 364. С. 75–81.
3. Зубов Н.Н. Движение льдов при прохождении барических систем // Докл. Гос. Океаногр. ин-та. 1946. № 15. С. 1–3.
4. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометеиздат, 1947. 451 с.
5. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
6. Смирнов В.Н. Особенности динамики и механики деформирования льда Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 73–84.
7. Ханайченко Н.К. Деформационные поля напряжения и перемещения льдов в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1946. № 6. С. 69–150.
8. Tucker III W.B., Perovich D.K. Stress measurements in drifting Pack Ice // Cold regions science and technology. 1992. Vol. 20. № 2. P. 119–139.

V.G.KOROSTELEV, S.M.KOVALEV

SOME RESULTS OF THE INVESTIGATIONS OF THE ICE COVER LOW-FREQUENCY OSCILLATIONS DURING THE PERIOD OF THE CYCLONE MOTION ABOVE THE SURFACE OF THE ARCTIC OCEAN

The results of the investigations of the oscillations of the drifting ice field of the Arctic Ocean caused by the passage of cyclone in one of the drift periods of the station "North Pole-33" in the 2005 are considered. The main attention is paid at the revealing of the connection between perturbation of the free surface of Arctic Ocean and anemobaric processes. The ice cover plays a role of an original indicator of the ocean cover variability under action of the wind, currents and baric gradients. It is shown that the process of the movement of the cyclones in the Arctic Ocean is one of the causes of the fractures and ridging of the sea ice. This process causes anomaly declination of the sea level. The study of the interconnection between the dynamics character and ice deformations of the different scale with attraction of the satellite observations is a base for improvement of the models of the sea ice dynamic behaviour used in the applied tasks of the ice forecasts and at the study of the catastrophic phenomena nature of the local and geophysical scales.