ПРОЦЕССЫ В ГЕОСРЕДАХ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
№ 2(2)
2015

PROCESSES IN GEOMEDIA

SCIENTIFIC JOURNAL
Volume 2(2)
2015

ВЛИЯНИЕ ВЯЗКО–ПЛАСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ДРЕЙФУЮЩЕГО ЛЬДА НА ЭВОЛЮЦИЮ ПОЛЯ ЕГО СПЛОЧЕННОСТИ

А.Е. Букатов, Д.Д. Завьялов, Т.А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, ddzav@yandex.ru

На основе разработанной конечно-элементной модели совместной динамики воды и льда выполнено исследование влияния вязко-пластической реологии льда на эволюцию заданного первоначально равномерно распределенного поля его сплоченности в Азовском море под действием ветра северных румбов. Показано, что учет вязко-пластических свойств льда может приводить к увеличению площади зон с увеличивающейся сплоченностью за счет льда, приходящего из областей с меньшей градацией бальности. Формирование зон повышенной сплоченности зависит от величины предельного давления ледового сжатия и направления ветра. Наиболее заметное влияние реологии проявляется в южной части Таганрогского залива и у входа в Керченский пролив при ветрах всех северных румбов, а также в Утлюкском лимане, Арабатском и Темрюкском заливах при северном ветре и у побережья в районе между Казантипским заливом и мысом Зюк при северо-восточном ветре. Здесь отмечается и наибольшая скорость затухания энергии, обусловленной силами внутреннего взаимодействия во льду.

Ключевые слова: *морской лед, динамика морского льда, реология льда, дрейф льда, сплоченность морского льда.*

THE INFLUENCE OF DRIFTING ICE VISCOUS-PLASTIC PROPERTIES ON EVOLUTION OF THE COHESION FIELD

A.E. Bukatov , D.D. Zav'yalov , T.A. Solomaha

A finite element model of coupled dynamics sea and ice for the Azov Sea was developed. An ice model was based on viscous-plastic rheology. The rheology influence on the evolution of initial uniform distribution of ice area fraction by the wind of the northern rhumbs has been investigated. It was shown that the inclusion of viscous-plastic properties of ice can expansion the area of the zones with increasing concentration by ice coming from areas where ice concentration is low. The formation of zones of increased concentration depends on the ice compressive strength and the wind direction. The most noticeable rheology influence on the fields of concentration and rate of energy dissipation by internal ice forces, is observed in the southern part of the Gulf of Taganrog and at the entrance of the Kerch Strait in the north winds all points of the compass, in Utlyuksky firth, Arabat and Temryuk bay at the northern wind and in the area between the Kazantip bay and the cape Zyuk at the north-easterly wind.

Keywords: *sea ice, dynamics of sea ice, ice rheology, ice drift, sea ice concentration*

Ледяной покров является важной составляющей гидрологического режима полярных районов океана, замерзающих окраинных и внутренних морей. Он влияет на процессы взаимодействия океана и атмосферы, лимитирует хозяйственную деятельность в регионе, существенно осложняет условия для судоходства и представляет реальную угрозу для гидротехнических сооружений. Динамика полей ледовитости и сплоченности льда зависит не только от температуры воздуха и солености морской воды, но и от скорости, направления и продолжительности действия ветра. При этом важным фактором формирования структуры ледовых полей является и взаимодействия между льдинами, зависящего от сплоченности льда и его реологических свойств, обусловливающих проявления сил внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Целью настоящей работы является оценка влияния вязко–пластической реологии льда на эволюцию поля его сплоченности. Исследование выполнено на основе разработанной для Азовского моря двумерной математической модели совместной динамики воды и льда [1], формируемой под действием ветра, с использованием условий вязко–пластической реологии Хиблера [2] для параметризации сил внутреннего взаимодействия во льду и с учетом трения на поверхности лед–вода. Динамика ледяного покрова определяется уравнениями баланса количества движения и горизонтальной адвекции его массы и сплоченности [3 − 6]. Зависимость эволюции скорости дрейфа льда в Азовском море от направления и времени воздействия ветра постоянной интенсивности без учета вязко-пластической реологии рассмотрена в [7].

Постановка задачи

Рассмотрим зависимость динамики пространственного распределения сплоченности дрейфующего в Азовском море ледяного покрова от его вязко-пластических свойств, направления и продолжительности действия ветра постоянной интенсивности. Исследования проведем на основе уравнений движения

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t}+\frac{1}{\rho_w}\left[(\vec{U}\nabla)\vec{V}+\vec{V}\,div(\vec{U})\right]=-\rho_w gH\nabla\zeta-H\nabla P_a-f\vec{k}\times\vec{U}+\vec{\tau}-\vec{\tau}^{\,b}, \qquad (1)$$

и уравнения неразрывности

$$\frac{\partial(\rho_w H)}{\partial t}=-div(\vec{U}), \qquad (2)$$

записанных в декартовых координатах для мелкой воды через вектор горизонтального потока количества жидкости $\vec{U}=\rho_w\int_{-h}^{\zeta}\vec{u}dz$ и сумму $H=h+\zeta$ отклонения свободной поверхности от невозмущенного уровня $\zeta(x,y,t)$ и глубины h(x,y) бассейна. Здесь $\vec{V}=H^{-1}\vec{U}$, $f=2\omega\sin\phi$ – параметр Кориолиса, $\vec{k}$ – единичный вектор, направленный вертикально вверх; g – ускорение свободного падения; Pa – атмосферное давление на морской поверхности; $\vec{\tau}=(1-C)\vec{\tau}^{\,a}+C\vec{\tau}^{\,i}$ – суммарное напряжение ветра $\vec{\tau}^{\,a}\left(\tau_x^a,\tau_y^a\right)$ и трения воды о лед $\vec{\tau}^{\,i}$, определяемых выражениями

$\tau_x^a = \gamma^2 \rho_a W^2 \cos\theta, \tau_y^a = \gamma^2 \rho_a W^2 \sin\theta$, $\vec{\tau}^i = K_i \rho_w \left|\vec{u}_i - \vec{u}\right| \left((\vec{u}_i - \vec{u}) \cos\beta + \vec{k} \times (\vec{u}_i - \vec{u}) \sin\beta \right)$, где K_i – коэффициент сопротивления, β – угол поворота скорости дрейфа льда $\vec{u}_i$ относительно вектора скорости течения $\vec{u}\left(u_x, u_y\right)$, $\vec{W}$ - скорость ветра, θ - угол между направлением ветра и осью X, γ – коэффициент ветрового напряжения, ρ_a, ρ_w – плотность воздуха и воды. В выражении для $\vec{\tau}$ величина C характеризует сплоченность льда. Отметим, что при моделировании ледяного покрова используется представление его в виде функции распределения по толщине. Дискретизация данной функции по градациям определяет интервалы изменение толщины hn (n – индекс градации) льда. Парциальная сплоченность Cn есть доля площади, занимаемая льдом данной категории. Если N – количество градаций льда по толщине, то суммарная сплоченность льда представляется суммой $C = \sum_{n=1}^{N} C_n$. Нулевая градация соответствует области открытой воды.

Начало координат выбрано на невозмущенном уровне морской поверхности, ось X направлена на восток, а ось Y – на север. Напряжение трения о дно бассейна определялось функцией $\vec{\tau}^b = (K_b H)^{-2} \rho_w^{-1} \vec{U} \left|\vec{U}\right|$, где K_b – коэффициент Шези, задаваемый в виде $\max\left(0.0025, \chi^2 Ln^{-2}\left(H / z_0\right)\right)$, χ – постоянная Кармана, z_0 – параметр шероховатости. На твердой границе области задавалось равенство нулю нормальной компоненты полного потока $\vec{U}_n = 0$. На южной границе Керченского пролива (45^0 6'с.ш.) задавалось условие свободного выхода волн в Черное море: $\vec{U}_n = \rho_w \zeta \sqrt{gH}$. В начальный момент (t=0) времени $\vec{U}(x, y, t) = 0$ $H(x, y, t) = h\left(x, y\right)$.

Дрейф морского льда описывается уравнениями баланса импульса. При этом морской ледяной покров рассматривается как двухмерный континуум. Предполагая, что скорость дрейфа льда одинаковая для всех его градаций по толщине, уравнение баланса импульса на поверхности моря запишем в виде:

$$m \frac{\partial \vec{u}_i}{\partial t} = (\vec{\tau}^a - \vec{\tau}^i) - mf\vec{k} \times \vec{u}_i - mg\nabla\zeta + \nabla\sigma, \tag{3}$$

Здесь $m = \rho_i \sum_{n=1}^{N} C_n h_n$ – поверхностная плотность льда, σ – тензор внутренних напряжений в ледяном покрове, изменчивость которого описывается реологическими соотношениями. На твердой границе выполняется условие прилипания $\vec{u}_i = 0$. На открытых участках границы задается нормальная к ней скорость дрейфа $(\vec{u}_i)_\perp = \vec{u}_{i,B}$.

В качестве начальных условий для льда принималось состояние покоя, а распределение парциальных сплоченности C_n и массы льда m_n определяются через заданные значения сплоченности C_n^0 и среднюю толщину льда в градациях h_n^* по формулам $\vec{u}_i(x, y, 0) = 0$, $C_n = C_n^0$, $m_n = \rho_i C_n^0 h_n^*$.

Изменчивость функции распределения льда по толщине, обусловленная динамическими факторами, описывается уравнениями горизонтальной адвекции массы m и сплоченности C [3]:

$$\frac{\partial m_n}{\partial t} = -div(m_n \vec{u}_i), \ \frac{\partial C_n}{\partial t} = -div(C_n \vec{u}_i), \tag{4}$$

где $m_n = \rho_i C_n h_n$ – масса льда категории n (на единицу площади).

Торошение параметризуется [4] путем уменьшения сплоченности льда первой ненулевой градации и увеличении сплоченности следующей за ней градации.

Дрейфующий лед представляет собой более или менее упакованную совокупность отдельных объектов – льдин, ледяных полей и т.п. Эта совокупность образует определенную конфигурацию, непрерывное изменение которой соответствует деформированию ледяного покрова. Разница между некоторой начальной и конечной конфигурациями определяет деформацию ледяного покрова. Вполне реален переход от одной конфигурации к другой и без учета реологических свойств ледяного покрова, что соответствует только перераспределению льдов по поверхности моря. Внутренние усилия при этом не возникают. Если ледяной покров обладает связностью, что характеризуется сплоченностью льда свыше 7 баллов, то его можно рассматривать как плоский двумерный изотропный сплошной слой. Кинематика механического поведения ледяного покрова описывается тензором деформации ε_{ij} и тензором скоростей деформации $\dot{\varepsilon}_{ij}$, а динамика – тензором внутренних напряжений σ_{ij}.

Необратимые деформации сдвига определяют вязкое или вязкопластическое сопротивление среды. Соотношения между тензором напряжений σ_{ij} и тензором скорости деформации $\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)$ имеют вид [2, 8]:

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\varepsilon}_{ij} + (\zeta - \eta)\dot{\varepsilon}_{kk}\delta_{ij} - \frac{P}{2}\delta_{ij}, \tag{5}$$

где η – коэффициент сдвиговой вязкости ($\eta = P/2e^2\Delta$), ζ – коэффициент объемной вязкости ($\zeta = P/2\Delta$), $\Delta = (\dot{\varepsilon}_{11}^2 + \dot{\varepsilon}_{22}^2)(1+e^{-2}) + 4\dot{\varepsilon}_{12}^2 e^{-2} + 2\dot{\varepsilon}_{11}^2\dot{\varepsilon}_{22}^2(1-e^{-2})$, $\dot{\varepsilon}_{kk}$ – след матрицы $\dot{\varepsilon}_{ij}$, δ_{ij} – символ Кронекера, P – давление во льду $P = P^*\overline{h}\exp(-C^*(1-C))$, P^* – предельное давление ледового сжатия, $\overline{h}$ – средняя по градациям толщина льда, $C^* = 20$ – эмпирическая постоянная, $e = 2$ – эксцентриситет эллиптической реологии.

Численная реализация и анализ результатов

Численное решение уравнений динамики воды и льда выполнено с использованием метода конечных элементов. При численной реализации задачи коэффициент сопротивления, угол поворота, постоянная Кармана и параметр шероховатости принимались соответственно равными $K_i = 5.3 \cdot 10^{-3}$, $\beta = 0$, $\chi = 0.4$, $z_0 = 0.01$.

Расчеты выполнены при ветрах северных румбов продолжительностью 72 часа. Скорость ветра W и коэффициент ветрового сопротивления γ полагались равными 10 м/с и 0.0012. В качестве исходной была принята ледовая обстановка, характеризующаяся отсутствием льда в Керченском проливе и равномерным распределением льда толщиной 0.2 м и сплоченностью $C = 0.6$ по акватории Азовского моря. Величина предельного давления ледового сжатия P^* изменялась в пределах $0.5 \div 20 \cdot 10^3$ Нм-2.

Результаты расчетов, полученные при северном (С), северо-западном (СЗ) и северо-восточном (СВ) ветрах скоростью 10м/с, приведены на рис.1, 2, 3. Реакция начального заданного равномерно распределенного поля сплоченности морского льда на действие ветра северных румбов в течение трех суток показана на рис.1 без учета реологии льда (рис.1, а, б, в) и с учетом его вязко-пластических свойств при P^* =20·103 Нм-2 (рис.1, г, д, е).

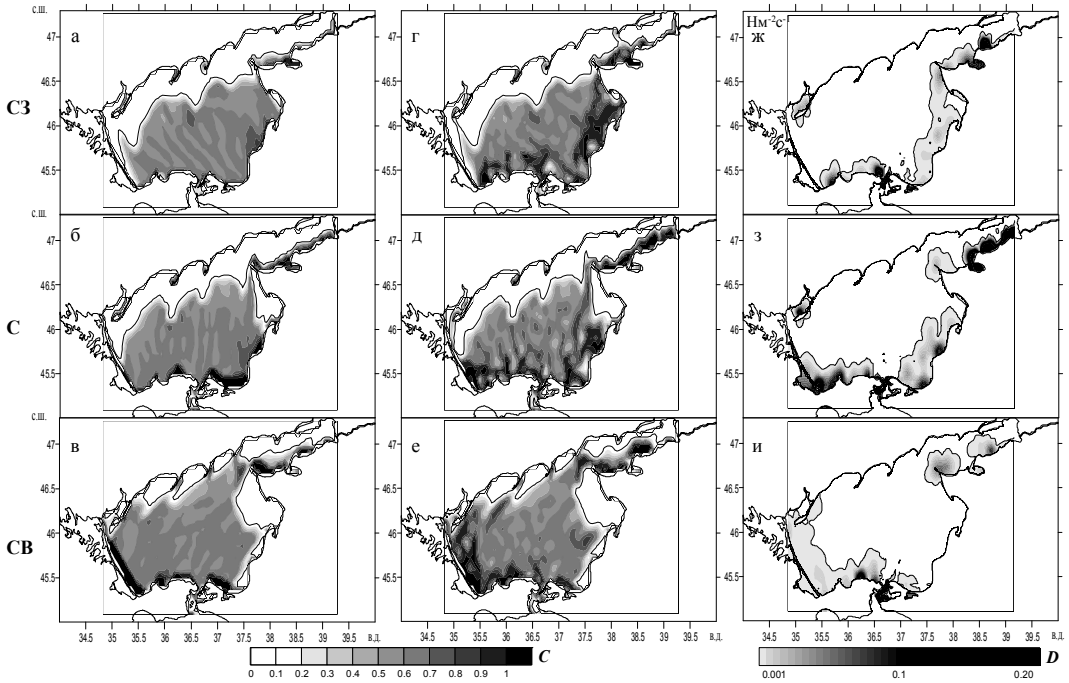

Рисунок 1. Поля сплоченности без учета сил внутреннего взаимодействия (рис.1, а - в), а также поля сплоченности (рис.1, г - е) и поля модуля скорости диссипации энергии (рис.1, ж – и), рассчитанные с учетом вязко-пластичной реологии льда.

Здесь приведены и картины (рис.1, ж, з, и) распределения модуля скорости диссипации энергии $D = \sigma_{ij}\dot{\varepsilon}_{ij} = 0.5\,P\,(\Delta - \dot{\varepsilon}_I)$, обусловленной силами внутреннего взаимодействия во льду, по акватории моря при том же ветре и при том же значении предельного давления ледового сжатия после трех суток его действия.

Для большей наглядности на рис.2 приведены диаграммы распределения относительных площадей морской акватории, занятых льдом установившейся сплоченности (сегменты малых кругов) и площадей зон разреженных (C<0.6) и

сплоченных (C>0.6) льдов (сегменты больших кругов), сформировавшихся через 72 часа после начала действия ветра при P^* = 20·103 Нм-2. Верхняя цветовая шкала характеризует распределение сплоченности в малых кругах, а нижняя – в больших.

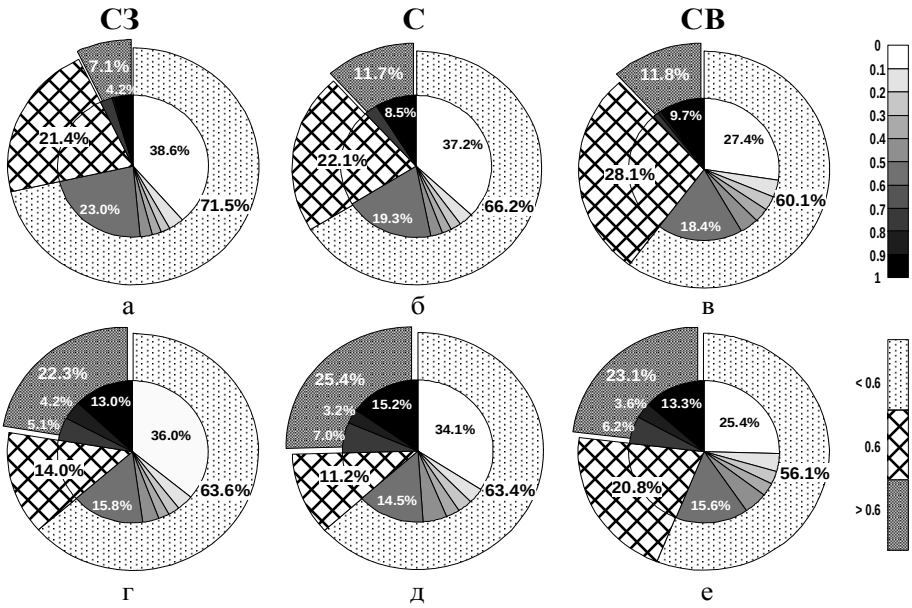

Рисунок 2. Относительные площади моря, занятые льдом сформировавшейся сплоченности (сегменты малых кругов диаграммы), а также площади областей моря со льдом первоначальной сплоченности, зон разряжения и сжатия льда (сегменты больших кругов диаграммы) через 72 часа после начала действия ветра. Верхняя цветовая шкала характеризует распределение сплоченности в малых кругах, а нижняя – в больших.

Зависимость относительной площади моря, занятой сплоченным ($C > 0{,}6$) льдом, от величины предельного давления ледового сжатия P^*, представлена на рис. 3. Штриховые линии на рисунке соответствуют расчетам без учета реологии, а сплошные – с учетом вязко-пластичной реологии для нескольких значений P^* (цифры справа от кривых) в интервале $0.5 \div 20 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$.

Видно, что при моделировании дрейфа льда без учета его реологии (рис. 1, а, б, в) по мере действия ветра происходит увеличение сплоченности льдов у наветренных берегов и их разряжения у берегов подветренных. При этом площади льдов с возрастающей и убывающей сплоченностью увеличиваются. Прирост области сплоченных льдов происходит, главным образом, за счет льдов наивысших ($C \geq 0.9$) степеней бальности. Площадь морской поверхности, освобождающейся ото льда в результате его дрейфа, увеличивается при изменении направления ветра с северо-восточного до северо-западного.

Учет вязко-пластической реологии может заметно повлиять на результаты численного моделирования ветрового дрейфа льда. Характер распределения сплоченности будет существенно зависеть от выбора значения параметра предельного давления сжатия льда P^*. В каждом конкретном случае параметр P^*

может рассматриваться как настроечный, выбираемый из соображений точности воспроизведения скорости дрейфа. Как правило, учет вязко-пластичной реологии приводит к расширению зон с увеличивающейся сплоченностью. Причем, увеличение происходит как за счет высших ($C \geq 0.9$) градаций бальности, так и за счет градаций $0.6<C<0.9$. Так, при $P^* = 20 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$ для северного и северо-восточного ветра зона более сплоченного по отношению к первоначальному распределению льда за 72 часа дрейфа увеличилась примерно в два, а для северо-западного - в три раза. Однако, при малых значениях P^*, когда в большей степени проявляются вязкие свойства льда, площадь зон с увеличенной сплоченностью, по сравнению с ее первоначальным распределением, может быть меньшая, чем для случая расчета дрейфа при тех же условиях, но без учета реологии. Это иллюстрируют графики на рис. 3 (б, в), где при северном ветре кривые для $P^* = 0.5 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$, а при северо-восточном - для $P^* = 0.5 \div 1 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$ расположены ниже кривых (штриховые линии), соответствующих расчетам без учета реологии. Наибольшие по площади зоны сплоченного льда формируются под воздействием северного ветра для всех P^* из рассмотренного диапазона значений. При малых и средних значениях P^* ($0.5 \div 5 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$) наименьшая площадь льдов увеличенной сплоченности наблюдается при северо-восточном, а при $P^* > 5 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$ – при северо-западном ветрах.

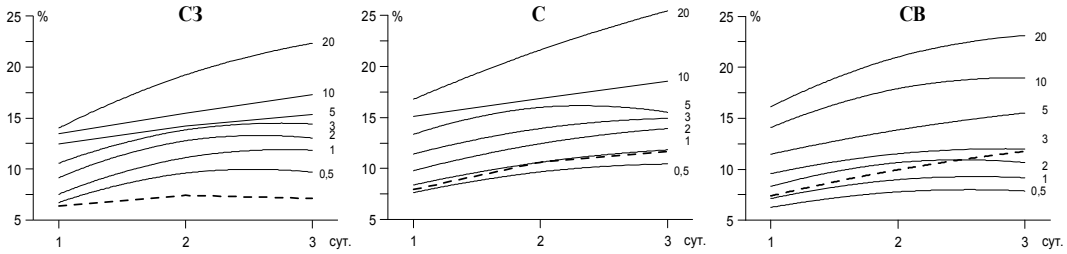

Рисунок 3. Зависимость относительной площади моря, занятой сплоченным (C > 0,6) льдом, сформировавшейся в результате его 72-часового дрейфа под воздействием ветров северных румбов, от значения предельного давления ледового сжатия P^*, Нм$^{-2}$ (цифры справа от кривых).

Под воздействием ветра всех северных румбов наибольшее влияние реологии наблюдается в южной части Таганрогского залива и у входа в Керченский пролив. В этих районах отмечается и наибольшая скорость диссипации энергии. Заметное проявление роли реологии в трансформации поля сплоченности и диссипации энергии имеет место и в Утлюкском лимане, Арабатском и Темрюкском заливах при северном ветре, а также у побережья в районе между Казантипским заливом и мысом Зюк при северо-восточном ветре.

Литература:

1. Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Динамика Азовского моря в ледовых условиях // Геоинформатика. 2010. №2. С. 54 - 60.
2. Hibler W. D. III A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanography. 1979. 9. pp. 815 – 846.

3. Яковлев Н.Г. Численная модель крупномасштабной гидротермодинамики, основанная на методе конечных элементов // М.: Отделение вычислительной математики АН СССР. Препринт №225. 1990. 40 с.
4. Поляков И.В.,Кулаков И.Ю., Колесов С.А., Дмитриев Н.Е., Притчард Р.С., Драйвер Д., Наумов А.К. Термодинамическая модель океана со льдом // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. 34. №1. С. 51 – 58.
5. Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня в юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей // I-й Информационный сборник № 31. 2005. С. 85 – 103.
6. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов северного ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6 – 18
7. Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Численное моделирование дрейфа льда в Азовском море. //Метеорология и гидрология. 2012. № 6. С. 36 - 44.
8. Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов // Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 272 с.