

ПРОГНОСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДРЕЙФА АЙСБЕРГА

канд. геогр. наук С.В.КЛЯЧКИН, канд. геогр. наук Р.И.МАЙ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, svkl@aari.ru, may@aari.ru

В статье представлена модель дрейфа айсбергов, содержащая в себе наиболее полное описание действующих сил, включая воздействие на айсберг ледяного покрова, ветрового волнения, трения о грунт. В статье приводятся результаты тестовых расчетов дрейфа айсберга и формулируются необходимые дальнейшие шаги по созданию прогностической модели дрейфа айсберга и ее валидации.

Ключевые слова: численная модель, дрейф айсберга.

Айсберги, имея глубоко сидящую в воде подводную часть, могут быть больше подвержены глубоководному течению, и порой нельзя предугадать направление их движения, принимая во внимание только один ветер.

...Этот айсберг... шел даже против штормового ветра со значительной скоростью, догнал танкер, идущий со скоростью 4–5 узлов.

М.А.Катунин. Тайфун «Ванда» (1968)

ВВЕДЕНИЕ

Созданная в лаборатории численных методов ледовых прогнозов ААНИИ модель динамики ледяного покрова основана на решении уравнений движения в лагранжевом виде с использованием метода «частиц в ячейках» (Particle-In-Cell, PIC). При этом ледяной покров описывается набором частиц установленной массы и размера, определяемых в зависимости от сплоченности и толщины льда. Для каждой частицы по балансу сил, действующих на нее, рассчитываются скорость и перемещение, а по осредненным значениям скоростей частиц, приходящихся на одну ячейку, оценивается средняя скорость дрейфа льда. Характеристики дрейфа льда в узлах сеточной области модели позволяют рассчитать градиенты скорости дрейфа для вязко-пластичной реологии – одной из сил, определяющих динамику льда [Клячкин, Гудкович, 2005]. Метод частиц для решения уравнений динамики ледяного покрова впервые был предложен в работе [Овсиенко, 1976] и затем получил широкое распространение в нашей стране [Хейсин, 1981; Зуев, 1983; Зубакин, Зуев, 1986; Зубакин, 1987; Клячкин, Гудкович, 2005].

Этот успешно реализованный метод решения уравнений динамики ледяного покрова наилучшим образом подойдет для расчета дрейфа айсбергов, причем для отдельно плавающих объектов, таких как айсберги, можно отбросить силы внутреннего взаимодействия (реологию) и, как следствие, не использовать сеточные методы вообще (метод «частиц в ячейках» трансформируется в простой метод «частиц»). Тем самым задача расчета существенно упрощается по сравнению с моделированием дрейфа ледяного покрова.

Уже созданный алгоритм расчета движения частицы легко адаптировать для моделирования дрейфа айсберга. При этом частице, соответствующей положению айсберга, задаются параметры айсберга: размеры, форма и масса. Так как модуль расчета траектории дрейфа айсберга создается из ледового модуля в рамках комплексной модели совместной динамики вод океана и ледяного покрова, то все граничные условия будут автоматически синхронизированы между полем уровня моря, полем течений трехмерной гидродинамической модели, полем характеристик ледяного покрова и данными атмосферных вынуждающих сил.

Однако для динамики айсберга свойственны некоторые особенности, которые необходимо учесть при адаптации алгоритмов модели под новую задачу. Прежде всего, для динамики айсберга в уравнениях движения выходят на первое место слагаемые, описывающие лобовое сопротивление. Так как подводная часть айсберга может достигать существенных глубин, то возрастают требования к качеству информации о течениях на различных горизонтах. Еще одной силой, обычно пренебрегаемой в моделях ледяного покрова, но влияющей на динамику айсберга, является сила, обусловленная стоковым дрейфом за счет ветрового волнения. Кроме того, для условий мелководных шельфовых морей Арктики в динамику айсбергов должны вносить свой вклад такие силы, как взаимодействия с ледяным покровом и, при определенных условиях, сила взаимодействия с дном.

Необходимость прогностического моделирования дрейфа айсберга обуславливается той очевидной угрозой, которую несут с собой айсберги для навигации, безопасного использования инфраструктуры добычи полезных ископаемых на шельфе.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ДРЕЙФА АЙСБЕРГА

Для выполнения численных кратко- и среднесрочных прогнозов дрейфа айсберга в модели достаточно использовать только уравнения движения, а возможным изменением массы за счет разрушения и таяния для таких временных отрезков можно пренебречь [Бузин и др., 2008].

Силы, действующие на айсберг

В основе всех существующих на данный момент моделей айсберга [Sodhi, El-Tahan, 1980; Mountain, 1980; Smith, Banke, 1983; Smith, 1984; Smith, 1993; Дмитриев, Поляков, 1995; Bigg et al., 1997; Abramowicz, 2007; Dmitriev, Nesterov, 2007; Бузин и др., 2008; Kéghouche et al., 2009; Kéghouche et al., 2010] лежит второй закон Ньютона, по которому ускорение айсберга пропорционально массе айсберга и сумме сил, действующих на него. Отличие этих моделей заключается лишь в количестве учтенных сил, вызывающих дрейф айсберга, методах численного интегрирования по времени, алгоритмах аппроксимации формы, размеров и массы айсбергов, учета таяния и разрушения айсберга, граничных и начальных условиях. Обобщая всю информацию о моделях дрейфа айсберга, можно записать наиболее полные уравнения движения айсберга в виде проекции векторов на ортогональные оси:

$$M \left(\frac{du}{dt} - fv \right) = F_x^A + F_x^W + F_x^P + F_x^I + F_x^R + F_x^G,$$

$$M \left(\frac{dv}{dt} + fu \right) = F_y^A + F_y^W + F_y^P + F_y^I + F_y^R + F_y^G,$$

где u и v – составляющие вектора скорости дрейфа айсберга на параллель и меридиан соответственно; f – параметр Кориолиса ($f = 2\Omega \sin\phi$, где Ω – угловая скорость вра-

шения Земли, φ – географическая широта), M – масса айсберга, t – время. В правой части уравнений содержится сумма составляющих сил, действующих на айсберг: F_x^A и F_y^A – составляющие вектора силы, описывающей воздействие ветра на айсберг; F_x^W и F_y^W – составляющие вектора силы, описывающей воздействия сопротивления воды и течений; F_x^P и F_y^P – составляющие вектора силы, вызванной градиентом давления (наклоном уровня моря); F_x^I и F_y^I – составляющие вектора силы, описывающей воздействие морского льда на айсберг; F_x^R и F_y^R – составляющие вектора силы воздействия ветрового волнения на айсберг; F_x^G и F_y^G – составляющие вектора силы взаимодействия айсберга и грунта.

Вектор силы воздействия ветра на айсберг включает в себя тангенциальное (касательное) и нормальное (лобовое) напряжения:

$$F_x^A = \left[\frac{1}{2}(\rho_a c_a A_{va}) + (\rho_a c_{da} A_{ha}) \right] |U^{wnd} - u| (U^{wnd} - u),$$

$$F_y^A = \left[\frac{1}{2}(\rho_a c_a A_{va}) + (\rho_a c_{da} A_{ha}) \right] |V^{wnd} - v| (V^{wnd} - v),$$

где U^{wnd} и V^{wnd} – составляющие скорости ветра на меридиан и параллель, ρ_a – плотность воздуха. Коэффициент тангенциального сопротивления c_{da} принимается таким же, как и в моделях дрейфа ледяного покрова, c_a – коэффициент нормального (лобового) сопротивления, A_{va} – площадь вертикального сечения надводной части айсберга (площадь паруса айсберга), A_{ha} – площадь горизонтальной поверхности айсберга.

Вклад силы, обусловленной воздействием течений, для дрейфа айсберга является более важным по сравнению с вкладом в дрейф ледяного покрова. Вектор силы воздействия сопротивления воды и течений на айсберг так же, как и для силы действия ветра, состоит из нормального и тангенциального сопротивлений. Проецирование вектора силы сопротивления воды на оси прямоугольных координат дает следующие выражения:

$$F_x^W = \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{1}{2}(\rho_w c_w A_{vw}(i)) |U^{cur}(i) - u| [U^{cur}(i) - u] \right\} + [(\rho_w c_{dw} A_{hw}(n)) |U^{cur}(n) - u| [U^{cur}(n) - u]],$$

$$F_y^W = \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{1}{2}(\rho_w c_w A_{vw}(i)) |V^{cur}(i) - v| [V^{cur}(i) - v] \right\} + [(\rho_w c_{dw} A_{hw}(n)) |V^{cur}(n) - v| [V^{cur}(n) - v]],$$

где $U^{cur}(i)$ и $V^{cur}(i)$ – составляющие скоростей течений на меридиан и параллель в слое i , $i = 1 \dots n$, где n – количество i слоев, контактирующих с айсбергом в модели океана. В отличие от силы воздействия ветра на айсберг, сила лобового сопротивления (первое слагаемое в правой части уравнения) рассчитывается для различных слоев океана, а сила тангенциального напряжения (второе слагаемое в правой части уравнения) только для нижней части айсберга. В этих формулах $A_{vw}(i)$ – площадь вертикального сечения для подводной части айсберга в слое i ; ρ_w – плотность вод; c_w – коэффициент трения воды, зависящий от формы айсберга; c_{dw} – коэффициент тангенциального трения на разделах вода–айсберг, принимаемый таким же, как и для моделей дрейфа ледяного покрова; $A_{hw}(n)$ – горизонтальная площадь айсберга, контактирующая с водой на самом низком слое.

Сила градиента давления чаще всего в наиболее современных моделях дрейфа айсбергов [Abramowicz, 2007; Keghouche et al., 2009; Keghouche et al., 2010] описывается в гидростатическом приближении через наклон уровня моря:

$$F_x^P = -\frac{M}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} = -\frac{M}{\rho_w} \rho_w g \frac{\partial \xi}{\partial x} = -Mg \frac{\partial \xi}{\partial x} = -Mg \sin \alpha_x,$$

$$F_y^P = -\frac{M}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} = -\frac{M}{\rho_w} \rho_w g \frac{\partial \xi}{\partial y} = -Mg \frac{\partial \xi}{\partial y} = -Mg \sin \alpha_y,$$

где g – ускорение свободного падения, P – давление воды, ξ – уровень моря, α – наклон уровня моря, x и y – расстояние вдоль соответствующих осей. В более ранних работах [Smith, Banke, 1983; Smith, 1984; Smith, 1993; Bigg et al., 1997] силу градиента давления определяли из уравнения гидродинамики с учетом вращения Земли:

$$F_x^P = -\frac{M}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} = M \left(\frac{d\bar{u}_w}{dt} - f\bar{v}_w \right),$$

$$F_y^P = -\frac{M}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} = M \left(\frac{d\bar{v}_w}{dt} + f\bar{u}_w \right),$$

где, \bar{u}_w и \bar{v}_w – осредненные скорости течений в слое толщиной, равной осадке айсберга. В некоторых работах последние уравнения записываются в упрощенном геострофическом приближении.

Сила, обусловленная воздействием ледяного покрова на айсберг, определяется следующими соотношениями [Lichey, Hellmer, 2001]:

$$F_x^I = \frac{1}{2} (\rho_{si} c_{si} A_{si}) |U^{ice} - u| (U^{ice} - u),$$

$$F_y^I = \frac{1}{2} (\rho_{si} c_{si} A_{si}) |V^{ice} - v| (V^{ice} - v),$$

где ρ_{si} – плотность морского льда, A_{si} – площадь взаимодействия морского льда и айсберга, c_{si} – коэффициент сопротивления, U^{ice} и V^{ice} – составляющие скорости дрейфа ледяного покрова на меридиан и параллель соответственно. Если сплоченность льда меньше 1,5 баллов, то считается, что лед не оказывает влияния на движение айсберга:

$$F_x^I = 0, F_y^I = 0.$$

Если сплоченность льда превышает 9,0 баллов или сжатие льда выше некоторого порогового значения, то айсберг движется вместе со льдом, а компоненты рассматриваемой силы будут равны:

$$F_x^I = -(F_x^A + F_x^W + F_x^P + Mfv) + M \frac{dU^{ice}}{dt},$$

$$F_y^I = -(F_y^A + F_y^W + F_y^P - Mfu) + M \frac{dV^{ice}}{dt}.$$

Если айсберг находится на открытой воде, то на него может оказывать воздействие результирующая сила ветрового волнения. В некоторых работах [Smith, 1993; Bigg et al., 1997] эта сила аппроксимируется следующими формулами:

$$F_x^R = \frac{c_R \rho_w g L \eta^2}{2} \frac{U^{wnd}}{|U^{wnd}|},$$

$$F_y^R = \frac{c_R \rho_w g L \eta^2}{2} \frac{V^{wnd}}{|V^{wnd}|},$$

где η – амплитуда ветрового волнения, $U^{wnd} / |U^{wnd}|$ – направление распространения ветрового волнения, L – средние линейные размеры айсберга на уровне воды, c_R – коэффициент воздействия ветрового волнения. Результирующая сила воздействия волн в некоторых работах, например в [Keghouche et al., 2009], не используется и компенсируется завышенным коэффициентом воздействия ветра на айсберг.

Начальные и граничные условия

В модель дрейфа айсберга необходимо задать следующие параметры: длина, ширина, высота, тип айсберга. По этим параметрам рассчитываются площади, линейные размеры, объем надводной и подводной части, масса айсберга и масса прилегающего объема воды. В начальный момент времени, если нет дополнительной информации, предполагается, что айсберг не имеет движения, т.е. $u^{t=0} = v^{t=0} = 0$. Если айсберг уходит за пределы расчетной области через открытую границу, то он считается утерянным и вернуться в расчетную область модели не может. На твердой границе, т.е. при подходе айсберга к материку или островам, задается условие скольжения: при достижении приглубого берега нормальная берегу компонента скорости дрейфа айсберга приравнивается нулю $\vec{v}^\perp = 0$. Если возле берега небольшая глубина ($H < h$), то в уравнения движения айсберга включается сила, описывающая взаимодействие айсберга с дном [Marchenko, 2003]:

$$F_x^G = (H - h)lc_G \frac{u}{|u|},$$

$$F_y^G = (H - h)lc_G \frac{v}{|v|},$$

где H – глубина моря, h – осадка айсберга, l – линейные размеры части айсберга, соприкасающейся со дном. Произведение $(H - h)l$ рассматривается как площадь поверхности контакта киля айсберга и ненагруженного донного грунта. Коэффициент определяется формулой [Marchenko, 2003]:

$$c_G = 2(1 + \theta)\tau + \frac{\gamma(\rho_s - \rho_w)g}{2} h_{em},$$

где τ – предел текучести донного грунта, h_{em} – высота вала грунта, образующегося перед айсбергом в процессе экзарации, параметр γ – пористость грунта, θ – угол ската боковой поверхности киля (в радианах), ρ_s – плотность влажного грунта. Первое слагаемое в этой формуле описывает сопротивление грунта с ненагруженной верхней поверхностью (впереди вала), второе – давление вала на поверхность дна (т.е. дополнительное давление).

Численное интегрирование по времени

Заменив в уравнениях движения составляющие силы Кориолиса Mfv и Mfu символами F_x^C и F_y^C и перенеся их в правую часть, получим выражения:

$$\frac{du}{dt} = \frac{F_x^A + F_x^W + F_x^P + F_x^I + F_x^R + F_x^G + F_x^C}{M},$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{F_y^A + F_y^W + F_y^P + F_y^I + F_y^R + F_y^G - F_y^C}{M}.$$

Обозначив для краткости правые части уравнений буквами ϕ_x и ϕ_y и заменив производные по времени их конечно-разностными аналогами, получим два уравнения:

$$\frac{\Delta u}{\Delta t} = \varphi_x, \quad \frac{\Delta v}{\Delta t} = \varphi_y,$$

где Δt – шаг по времени, Δu и Δv – градиенты компонент скорости по времени ($\Delta u = u^{t+1} - u^t$, $\Delta v = v^{t+1} - v^t$). Индексы $t + 1$ и t обозначают моменты времени, к которым относятся величины с этими индексами. После простого преобразования получим выражения для расчета скорости дрейфа айсберга на следующий шаг по времени

$$u^{t+1} = u^t + \varphi_x \Delta t, \quad v^{t+1} = v^t + \varphi_y \Delta t.$$

Определив скорость дрейфа айсберга, находим координаты положения айсберга (x, y) через шаг по времени Δt :

$$x^{t+1} = x^t + u^{t+1} \Delta t, \quad y^{t+1} = y^t + v^{t+1} \Delta t.$$

Все силы, за исключением сил, обусловленных градиентом уровня и волновым воздействием, зависят от скорости дрейфа айсберга, причем в силах воздействия ветра, воды и ледяного покрова на айсберг эта зависимость нелинейная, в силе Кориолиса – линейная. Следовательно, численное решение простым методом Эйлера (т.е. полагая, что φ_x и φ_y относятся к моменту времени t) может быть неустойчиво. Кроме того, из-за большого числа нелинейных слагаемых в уравнениях движения расчет скорости дрейфа айсберга неявными методами (т.е. полагая, что φ_x и φ_y относятся к моменту времени $t + 0,5$) представляет известную сложность. Оптимальный вариант численного интегрирования возможен с использованием явного двухуровневого метода трапеций с пересчетом (т.н. схема «предиктор–корректор»):

$$\bar{v}^{t+1} = \bar{v}^t + \frac{1}{2} \Delta t (\varphi^t + \hat{\varphi}^{t+1}),$$

где $\hat{\varphi}^{t+1}$ – сумма сил, действующих на айсберг, рассчитанных на момент времени по предиктору скорости $\bar{v}^{t+1} = \bar{v}^t + \varphi^t \Delta t$.

Тестовые численные эксперименты на созданной прогностической модели дрейфа айсберга

Описанная выше модель реализуется на языке программирования FORTRAN в следующих вариантах:

- прогностическая модель дрейфа одиночного айсберга;
- комплексная модель совместной динамики вод, морского льда и айсбергов.

Первый вариант представляет собой отдельный модуль, рассчитывающий движение айсберга относительно места его начального положения. В качестве начальной информации служат размеры надводной части (длина, ширина, высота) и тип айсберга (столообразный, пирамидальный и пр.). В модели в качестве вынуждающих сил или граничных условий используется следующая прогностическая информация – вертикальный профиль неприливных течений, гармонические постоянные (или предвычисленные векторы) приливных течений, градиенты уровня моря, ветер, толщина льда, сплоченность, скорость ледяного покрова и глубина моря в точке положения айсберга.

Второй вариант представляет описанный выше модуль, встроенный в модель совместной динамики океана и ледяного покрова. Обмен граничными условиями и вынуждающими силами между модулями океана, ледяного покрова и айсберга происходит автоматически на каждом временном шаге модели.

Для проверки работоспособности создаваемой модели для северо-восточной части Карского моря было проведено прогностическое моделирование дрейфа айсберга по первому варианту модели. Начальное положение айсберга в исследуемой акватории

выбрали произвольно. Были выполнены численные расчеты дрейфа столообразного айсберга со среднестатистическими для этого района размерами: высота надводной части айсберга 9 м, горизонтальные линейные размеры надводной части 63 м, глубина подводной части принималась равной 36 м (в 4 раза больше высоты надводной части айсберга, по работе [Keghouche et al., 2009]).

Для тестовых расчетов вынуждающими силами служили прогнозы ветра, уровня моря и поверхностного течения, рассчитанные по оперативной модели ААНИИ [Клячкин, Гудкович, 2005] с заблаговременностью 5 сут. и с дискретностью 1 ч. Так как в оперативной модели ААНИИ гидродинамический модуль реализован в приближении «мелкой воды», вертикальный профиль векторов течения пришлось восстанавливать по заданной теоретической зависимости. Для этой цели использовалась теория Экмана: векторы течений с глубиной поворачивались вправо относительно направления поверхностного течения, а их скорость с глубиной экспоненциально уменьшалась. Кроме того, использовались гармонические постоянные приливных течений, взятые из работы [Padman, Erofeeva, 2004]. Оперативная модель ААНИИ определяет ледовые условия: для данной акватории на весь прогностический срок сплоченность льда составляла 10 баллов, а толщина льда варьировалась в незначительных пределах (0,5–0,6 м).

На рис. 1 приведен прогностический расчет положения айсберга с описанными выше параметрами. Айсберг продрейфовал за 5 сут. в генеральном направлении на север на расстояние 15 км, проделав путь примерно 28 км со средней скоростью 0,230 км/ч (рис. 1, эксперимент *а*).

Без учета вращения Земли, как и следовало ожидать, траектория дрейфа айсберга лежит левее относительно траектории дрейфа при полных условиях. Причем пространственные градиенты ветра и течений искажают форму траектории при учете силы Кориолиса (эксперимент *б*) и делают ее отличной от траектории айсберга, рассчитанной на модели в основном эксперименте.

Результаты эксперимента *в* показывают, какой была бы траектория дрейфа, если бы на айсберг не действовали течения. Отклонение пути продвижения моделируемого объекта от траектории дрейфа, полученной по результатам основного эксперимента, становится заметным уже на вторые сутки модельного времени, на конец прогностического расчета отклонение составило почти 2 км. Следует отметить, что профиль скорости течений для расчета дрейфа айсберга определялся по т.н. «спирали Экмана», из-за чего, возможно, существенно недооцениваются скорости течения на разных горизонтах.

Сила градиента давления или, в нашем случае, сила, обусловленная градиентом уровня моря, оказывает существенно меньшее воздействие: на пятые сутки модельного времени отклонение траекторий дрейфа айсберга с учетом и без учета этой силы (эксперимент *г*) составило меньше 500 м.

Определяющий вклад в динамику дрейфа айсберга, по результатам нашего эксперимента, вносит влекущее действие ветра. Без учета ветра (эксперимент *д*) айсберг остается в радиусе двух километров от его начального положения.

Следует ожидать, что для арктических морей ледяной покров будет оказывать существенное влияние на дрейф айсберга.

При спрогнозированных оперативной моделью ААНИИ ледовых условиях (лед толщиной 0,5–0,6 м) сила взаимодействия айсберга со льдом оказывает незначитель-

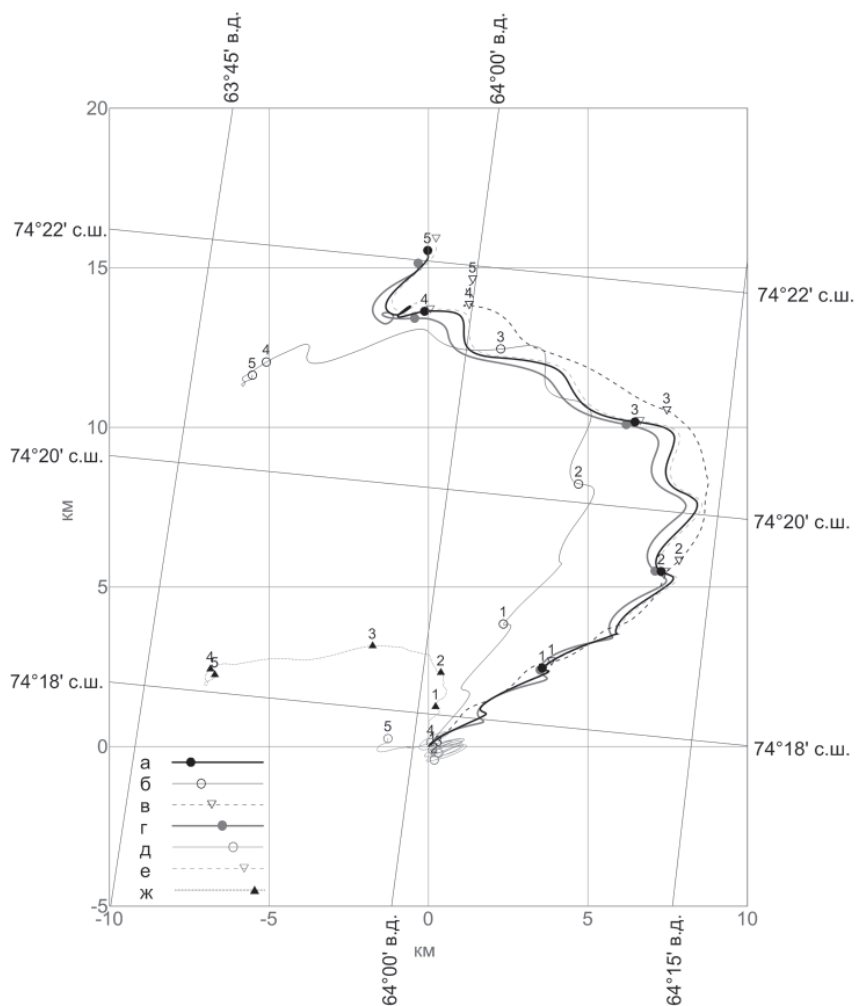


Рис. 1. Траектория дрейфа айсберга по результатам прогностического моделирования при различных условиях. Цифры над символами соответствуют количеству суток, прошедших от момента нахождения айсберга в начальной точке, сами символы указывают место положения айсберга в соответствующие моменты времени:

а – действуют сила Кориолиса, силы нормального и касательного воздействия ветра, силы нормального и касательного воздействия течений, сила, обусловленная градиентом уровня моря, сила взаимодействия айсберга и ледяного покрова; *б* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но без учета вращения Земли; *в* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но без учета воздействия течений; *г* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но без учета силы, обусловленной градиентом уровня моря; *д* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но не учитывается ветровое воздействие; *е* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но не учитывается сопротивление ледяного покрова; *ж* – действуют те же силы, что и в эксперименте *а*, но толщина ледяного покрова принята равной 2 м.

ное воздействие на дрейф айсберга (эксперимент *e*), по сравнению с влекущим действием ветра и течений на айсберг. Аналогичные выводы получены авторами работ [Keghouche et al., 2009; 2010] для Баренцева моря с легкими ледовыми условиями. Однако при завышенном значении толщины льда (2 м) ледяной покров, наоборот, полностью определяет движение айсберга: по результатам моделирования отклонение траекторий дрейфа айсберга в открытой воде (эксперимент *e*) и при движении во льду толщиной 2 м (эксперимент *ж*) составит более 15 км. Следует отметить, что коэффициент воздействия ледяного покрова на айсберг и пороговые значения различных параметров льда, при которых используются те или иные соотношения для аппроксимации этой силы, были определены для условий Антарктики [Lichey, Hellmer, 2001; Abramowicz, 2007], где как айсберги, так и ледяной покров сильно отличаются от характеристик айсбергов и льда Карского моря. Очевидно, что для условий Карского моря необходимо уточнить упомянутые критерии и коэффициенты.

Силы воздействия ветрового волнения в описанных выше экспериментах не учитывались из-за наличия сплошного ледяного покрова сплоченностью 10 баллов по всей исследуемой акватории и на всем временном отрезке численного прогноза. Также в этих экспериментах из-за большой глубины моря не использовалась сила взаимодействия айсберга с дном.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В лаборатории численных ледовых прогнозов АНИИ создан модуль прогностического расчета дрейфа айсберга, который соответствует современному уровню зарубежных численных прогностических моделей дрейфа айсберга. Однако специфика морей, для которых будет адаптирован этот модуль, требует выполнения последующей модернизации модели дрейфа айсбергов и ее валидацию. Следовательно, данную статью следует рассматривать как первый шаг, направленный на создание модели дрейфа айсбергов: были созданы численные алгоритмы, наиболее полно описывающие дрейф айсберга. Тестовые расчеты, проведенные на данном этапе работы, показали, что созданная модель дрейфа айсберга воспроизводит основные черты и особенности реального дрейфа айсберга.

Очевидно, что необходима интеграция модели дрейфа айсберга в комплексную модель совместного расчета динамики вод и дрейфа льда. Причем гидродинамическая модель должна быть бароклинной для корректного расчета вертикального профиля течений в точке положения айсберга. На данном этапе ведутся работы по внедрению в описанную систему гидродинамической модели, реализованной с вертикальными сигма-координатами. В этом случае толщина слоев айсберга, для которых будут рассчитаны нормальное и тангенциальное напряжения, будет не фиксированной, а будет меняться в зависимости от глубины моря. По нашему мнению, такая система позволит корректно описывать траекторию дрейфа айсберга в мелких шельфовых морях Арктики, т.е. там, где движение айсберга может привести к экзарациям дна и повреждениям установленных на дне трубопроводных систем. Насколько нам известно, аналогов такого подхода к моделированию дрейфа айсбергов еще нет.

В дальнейшем требуется провести тщательную верификацию модели дрейфа айсберга, для чего нужны не только зафиксированные инструментально координаты дрейфа айсберга, но и вертикальный профиль течений, измеренные метеорологические параметры, наклон уровня моря, информация о состоянии ледяного покрова. Такое сравнение данных инструментальных измерений и модельных расчетов позво-

лит не только оценить качество модельных расчетов, но и уточнить коэффициенты в уравнениях движения айсберга для акваторий мелководных морей шельфовой зоны Российской Арктики. Особое внимание следует уделить силе взаимодействия айсберга и ледяного покрова.

Работа выполнена в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» по Госконтракту № 16.515.11.5074.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин И.В., Глазовский А.В., Гудошников Ю.П., Данилов А.И., Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Кубышкин Н.В., Наумов А.К., Нестеров А.В., Скутин А.А., Скутина Е.А., Шибакин С.И. Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Ч. 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 81–89.
2. Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. Трехмерная гидродинамическая модель дрейфа айсбергов в Баренцевом море // Тезисы II-й международной конференции РАО-95. СПб., 1995. С. 165–166.
3. Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
4. Зубакин Г.К., Зуев А.Н. Численный метод краткосрочного прогноза перераспределения льда в Баренцевом море для весенне-летнего периода // Труды ГМЦ СССР. 1986. № 281. С. 44–55.
5. Зуев А.Н. Численная модель для расчета скорости дрейфа и перераспределения льда в море // Труды ААНИИ. 1983. № 385. С. 19–26.
6. Клячкин С.В., Гудкович З.М. Методика среднесрочного ледового прогноза для Печорского моря на основе численной динамико-термодинамической модели // Информационный сборник ГМЦ РФ. 2005. № 31. С. 104–119.
7. Овсиенко С.Н. О численном моделировании дрейфа льда // Изв. АН. ФАО. 1976. № XII (11). С. 1201–1206.
8. Хейсин Д.Е. О модификации метода MAC для расчета перераспределения льда при дрейфе // Труды ААНИИ. 1981. № 372. С. 82–90.
9. Abramowicz M. A thermodynamic and dynamic lagrangian model for icebergs: a data-model intercomparison for the Southern Ocean. Montreal, Quebec: McGill University, 2007. 103 p.
10. Bigg G.R., Wadlley M.R., Stevens D.P., Johannessen J.A. Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs // Cold Reg. Sci. Technol. 1997. № 26. P. 113–135.
11. Dmitriev N.Ye, Nesterov A.V. Iceberg drift in the Barents Sea according to observation data and simulation results: Proceedings 17th International Offshore and Polar Engineering Conference, ISOPE'07. Lisbon, Portugal, 2007. P. 633–638.
12. Keghouche I., Bertino L., Lisaeter A. Parameterization of an iceberg drift model in the Barents Sea // J. Atmos. Oceanic Technol. 2009. № 26 (10). P. 2216–2227.
13. Keghouche I., Counillon F., Bertino L. Modeling dynamics and thermodynamics of icebergs in the Barents Sea from 1987 to 2005 // J. Geophys. Res. 2010. № 115 (C12062). doi:10.1029/2010JC006165.
14. Lichey C., Hellmer H.H. Modeling giant-iceberg drift under the influence of sea ice in the Weddell Sea, Antarctica // J. Glaciol. 2001. № 47 (158). P. 452–460.
15. Marchenko A. Modeling of the formation of long grooves in the seabed by grounded keels // J. Ship and Ocean Technology, the Society of Naval Architects of Korea. 2003. № 7 (4). P. 1–15.
16. Mountain D.G. On predicting iceberg drift // Cold Reg. Sci. and Technol. 1980. № 1. P. 273–282.

17. Padman L., Erofeeva S.Y. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31(L02303). № 2. doi:10.1029/2003GL019003.
18. Smith S.D. A new technique for iceberg drift prediction // Cold Reg. Sci. and Technol. 1984. № 8. P. 223–234.
19. Smith S.D. Hindcasting iceberg drift using current profiles and winds // Cold Regions Science and Technology. 1993. № 22. P. 33–45.
20. Smith S.D., Banke E.G. The influence of the winds, currents and towing forces on the drift of icebergs // Cold Reg. Sci. and Technol. 1983. № 6. P. 241–255.
21. Sodhi D.S., El-Tahan M. Prediction of an iceberg drift trajectory during a storm // Ann. Glaciol. 1980. № 1. P. 77–82.

S.V.KLYACHKIN, R.I.MAY

FORECAST MODEL OF ICEBERG DRIFT

In the paper the numerical model of iceberg drift is described. The forecast model contains the fullest setting of operating forces, including influence on an iceberg of sea ice, waves and bottom friction. Results of test calculations of iceberg drift are showed and discussed. Authors formulate necessary further steps for creation and validations of forecast model of iceberg drift.

Keywords: numerical model, iceberg drift.