

УДК 551.465

В.А.Царев<sup>1</sup>, М.В.Шаратунова<sup>1</sup>

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ И ПРИДОННЫХ ВОД В ОБЛАСТИ ЗАПРИПАЙНЫХ ПОЛЫНЕЙ

По результатам численного моделирования анализируются особенности процессов трансформации взаимосвязанных полей солёности и течений в области заприпайных полыней. Авторами используется трехмерная нестационарная гидростатическая модель. Начальное распределение солёности принимается как двухслойное. Поток соли, обусловленный интенсивным ледообразованием в заприпайной полынье, задается с помощью граничных условий. Представлена структура взаимодействия полей солёности и течений в процессе формирования

В морях Арктического бассейна под влиянием ветра систематически возникают обширные области чистой воды между припаем и плавучим ледяным покровом [1-4]. Такие области называются заприпайными полыньями. Их ширина может достигать более 100 км, а протяженность – сотни километров. В зимний период в заприпайных полыньях происходит интенсивное образование ледяного покрова, и, как следствие, формируется значительный поток соли. Немногочисленные данные натурных наблюдений [2] показывают, что заприпайные полыньи могут служить источниками образования солёных глубинных и придонных вод. Кроме этого отмечается, что в области заприпайных полыней формируется специфическая картина течений, характеризующаяся интенсивным переносом вдоль кромки полыньи. В работе механизм формирования в полынье линзы солёных вод и связанных с этим процессом течений исследуется с помощью математического моделирования.

**Исходные уравнения.** В качестве исходных уравнений использовались уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнение потока переноса соли, уравнение состояния:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} - fv - k_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - k_l \nabla_l^2 u &= -g \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz', \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu - k_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - k_l \nabla_l^2 v &= -g \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz', \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \frac{\partial S}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla) S &= k_z \frac{\partial S}{\partial z} + k_l \nabla_l S, \\ \rho &= \rho_0 + \alpha_s S,\end{aligned}$$

где  $u, v, w$  - составляющие скоростей течений по горизонтальным и вертикальной осям  $x, y, z$  соответственно,  $f$  - параметр Кориолиса,  $\xi$  - возмущение уровня свободной поверхности;  $\rho, \rho_0$  - плотность и стандартная плотность морской воды,  $g$  - ускорение свободного падения,  $S$  - солёность морской воды,  $k_z, k_l$  - коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентных вязкости и диффузии,  $\alpha_s$  - коэффициент халинного сжатия,

<sup>1</sup> Российский государственный гидрометеорологический университет (Санкт-Петербург)  
© В.А.Царев, М.В.Шаратунова, 2008

$$\nabla_l^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}.$$

**Область моделирования, начальные и граничные условия.** Рассматривалась трехмерная область с горизонтальными размерами 150×75 км глубиной 80 м с плоским дном. Начальное распределение солёности в области полагалось двухслойным (рис. 1). Солёность верхнего и нижнего слоев принималась равной 33‰ и 35‰ соответственно. На участке области размером 50×15 км, расположенном в центре верхней границы, задавался поток соли, соответствующий скорости нарастания льда 3 см/сут. В остальной части верхней границы данный поток принимался равным нулю.

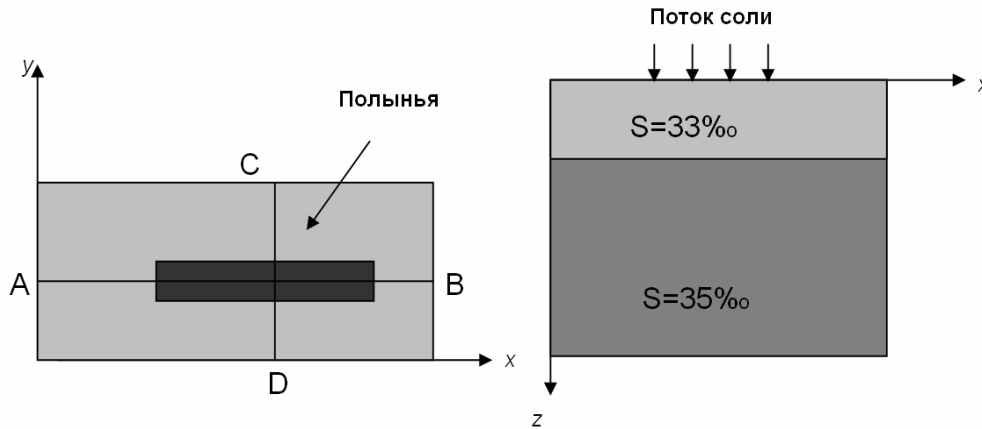


Рис. 1. Расчетная область и начальное распределение солёности

У дна, а также на боковых границах задавалось условия равенства нулю производной от солёности по нормали к границам. Для уравнений движения у морской поверхности и для боковых границ использовалось условие отсутствия потоков количества движения, направленных по нормали к границам. У дна составляющие скорости течений принимались равными нулю. Для входящих в исходную систему уравнений коэффициентов принимались следующие значения:  $k_z = 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ ,  $k_l = 100 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ ,  $f = 14 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ,  $\alpha_s = 8 \cdot 10^{-4} \text{ ‰}^{-1}$ .

При расчетах возмущения морской поверхности  $\xi$  использовались проинтегрированные по глубине моря уравнения движения и неразрывности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_x}{\partial t} - f M_y - k_z \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=H} - k_l \nabla_l^2 M_x &= -gH \frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^H \left( \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz' \right) dz, \\ \frac{\partial M_y}{\partial t} + f M_x - k_z \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z=H} - k_l \nabla_l^2 M_y &= -gH \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^H \left( \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz' \right) dz, \\ \frac{\partial M_x}{\partial x} + \frac{\partial M_y}{\partial y} &= -\frac{\partial \xi}{\partial t}, \end{aligned}$$

где  $M_x, M_y$  – x-я и y-я составляющие полного потока,  $H$  – глубина моря.

На боковых границах задавалось условие «свободного излучения», в соответствии с которым для левой и правой границ области использовались соответственно уравнения

$$\xi = -\frac{M_x}{\sqrt{gH}} \quad \text{и} \quad \xi = \frac{M_x}{\sqrt{gH}}.$$

Используемые алгоритм расчетов и численная схема соответствовали представленным в работе [5]. Расчетная область аппроксимировалась сеточной прямоугольной областью с шагом 3 км по горизонтали и 2 м по вертикали.

**Результаты моделирования.** С помощью представленной модели произведены две серии расчетов. В первом случае возмущение уровня морской поверхности принима-

лось равным нулю. Во втором случае  $\zeta$  рассчитывалось из представленных выше уравнений.

По расчетам, выполненным без учета возмущения уровня морской поверхности, в течение первых суток в верхнем слое образуется линза повышенной солености с размерами близкими размерам полыньи (рис. 2, а). По периферии линзы соленой воды, характеризующейся высокими горизонтальными градиентами солености, формируется бароклинная составляющая градиента давления, направление которой совпадает с направлением градиента солености, а величина возрастает с глубиной на участке от морской поверхности до нижней границы линзы. Глубже бароклинная составляющая градиента давления сохраняется. Под влиянием бароклинной составляющей градиента давления образуются направленные вдоль изохалин по часовой стрелке горизонтальные геострофические течения (рис. 2, б).

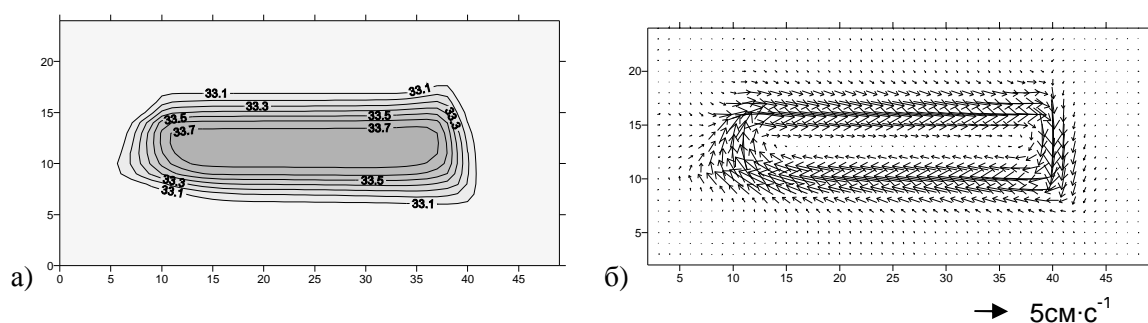


Рис. 2. Распределения солености (промилле) (а) и скоростей течений (б) на горизонте 10 м через 10 сут после начала интегрирования, рассчитанные без учета возмущения уровня морской поверхности

Скорость течений так же, как и градиент давления, возрастает с глубиной от морской поверхности до нижней границы линзы. Далее скорость течений слабо меняется с глубиной. У дна под влиянием придонного трения происходит нарушение геострофического баланса, в результате чего в придонном слое трения формируются расходящиеся потоки, которые создают нисходящие вертикальные скорости течений. Под влиянием направленных вниз вертикальных скоростей течений происходит трансформация нижней границы линзы соленой воды (рис. 3, а). В результате в окрестности нижней границы линзы возникают градиенты солености, направленные противоположно градиентам солености в вышележащем слое. Они приводят к ослаблению бароклинных градиентов давления ниже линзы, что ведет к убыванию величины скоростей течений ниже плотностной границы (рис. 3, б).

Радиальные составляющие скоростей течений, направленные по нормали к изохалинам, существенно слабее геострофических (рис. 3, в). Наибольших значений скорости радиальных течений достигают в области плотностной границы и у дна. Усиление скоростей радиальных течений у плотностной границы связано с увеличением здесь вертикальных градиентов скоростей геострофических течений и с усилением за счет этого влияния трения, приводящего к нарушению геострофического баланса.

Поскольку обусловленные данным фактором вектора касательного напряжения трения, приложенные к линзе и к внешней среде, противоположны, то и экмановские потоки в линзе и вне ее у ее границы также имеют противоположные направления. В линзе экмановские потоки направлены от центра линзы и приводят к ее растеканию. Под нижней границей линзы отмечается аналогичный поток более соленой воды нижнего слоя. У морской поверхности формируется направленный к центру линзы поток менее соленой воды верхнего слоя. Рост скоростей радиальных течений у дна связан с влиянием придонного трения.

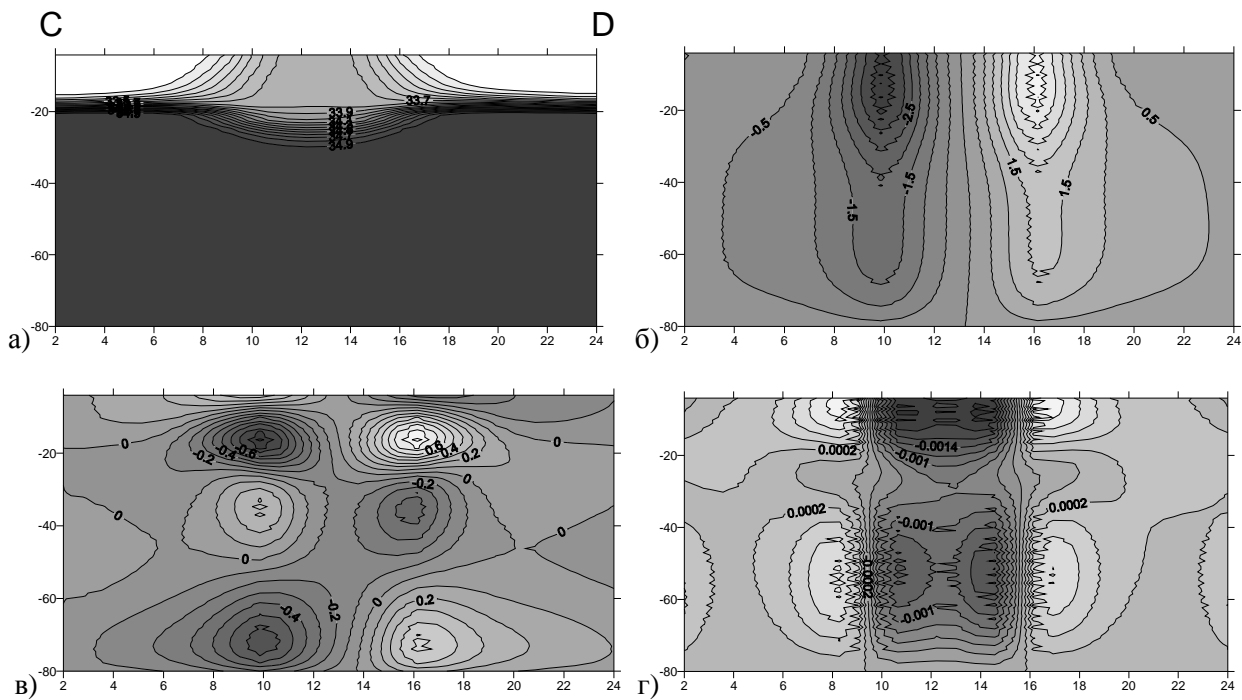


Рис. 3. Распределения на разрезе CD солёности воды (промилле) (а), поперечной (б), продольной (в) и вертикальной (г) составляющих скоростей течений (см·с<sup>-1</sup>) на 10 сут после начала интегрирования

При увеличении солёности линзы происходит рост горизонтальных плотностных градиентов в области линзы. Это приводит к росту градиентов давления и геострофических скоростей течений у дна. В результате усиливаются компенсационные процессы, приводящие к опусканию плотностной границы и к формированию компенсирующих плотностных градиентов. Это приводит к большей величине деформации плотностной границы. Второй фактор, обуславливающий рост деформации плотностной границы, связан с тем, что с ростом солёности линзы уменьшается перепад плотностей на плотностной границе. В результате, те же самые значения компенсирующих плотностных градиентов на нижней границе линзы должны достигаться за счет большего наклона плотностной границы. Это приводит к тому, что при той же самой скорости увеличения солёности линзы скорость деформации ее нижней границы со временем возрастает. При достижении нижней границей линзы морского дна компенсирующие плотностные градиенты исчезают. Радиальные составляющие скоростей течений у дна достигают значительных величин. За счет этого происходит быстрое растекание в придонном слое солёной воды.

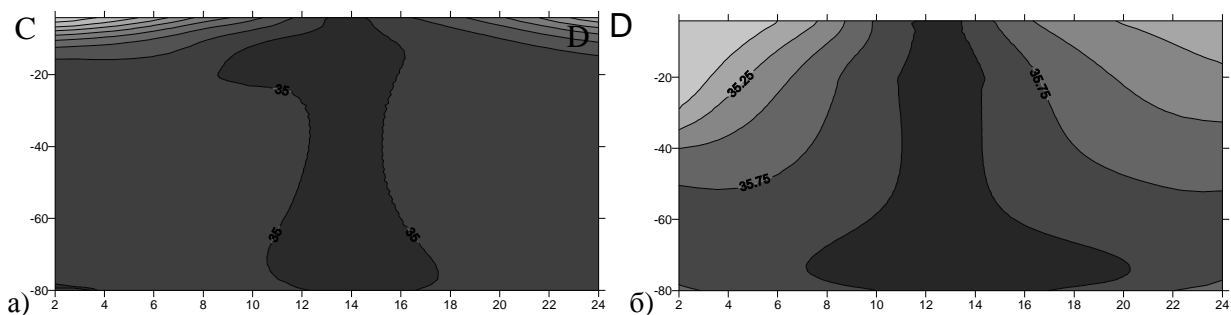


Рис. 4. Распределения на разрезе CD солёности воды (промилле), рассчитанные на 50 (а) и 100 сут (б) после начала интегрирования (без учета влияния возмущения уровня морской поверхности)

Повторение расчетов с включением возмущения уровня морской поверхности позволило определить механизм влияния возмущения уровня на моделируемый процесс. По результатам расчетов формирование линзы соленой воды в верхнем слое под полынью сопровождается понижением уровня моря над линзой (рис. 5).

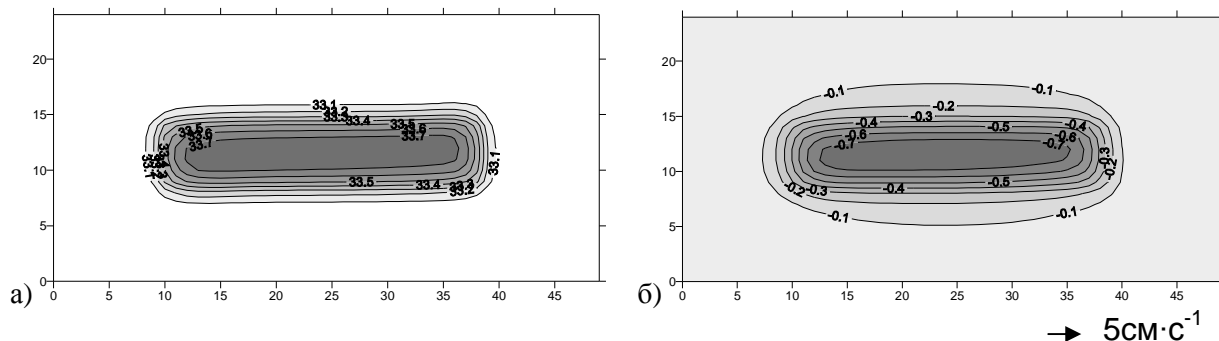


Рис. 5. Распределения солености (промилле) на горизонте 10 м (а) и возмущения уровня морской поверхности (см) (б) через 10 сут после начала интегрирования

Это приводит к формированию баротропной составляющей градиента давления с направлением, противоположным его бароклинной составляющей. Поскольку баротропная составляющая градиента давления остается неизменной от поверхности до дна, то под ее влиянием формируется одинаковая во всей толще моря баротропная геострофическая составляющая скоростей течений. В результате, в поверхностном слое в области линзы, где величина бароклинной составляющей градиента давления меньше величины его баротропной составляющей, результирующая горизонтальная циркуляция определяется баротропными геострофическими течениями. Это видно при сопоставлении рисунков, представляющих распределение на разрезе CD поперечной составляющей скорости течений, полученных из расчетов, выполненных без учета (рис. 3, б) и с учетом (рис. 6, б) возмущения морской поверхности. Во втором случае течения в верхнем слое в области линзы имеют противоположное направление.

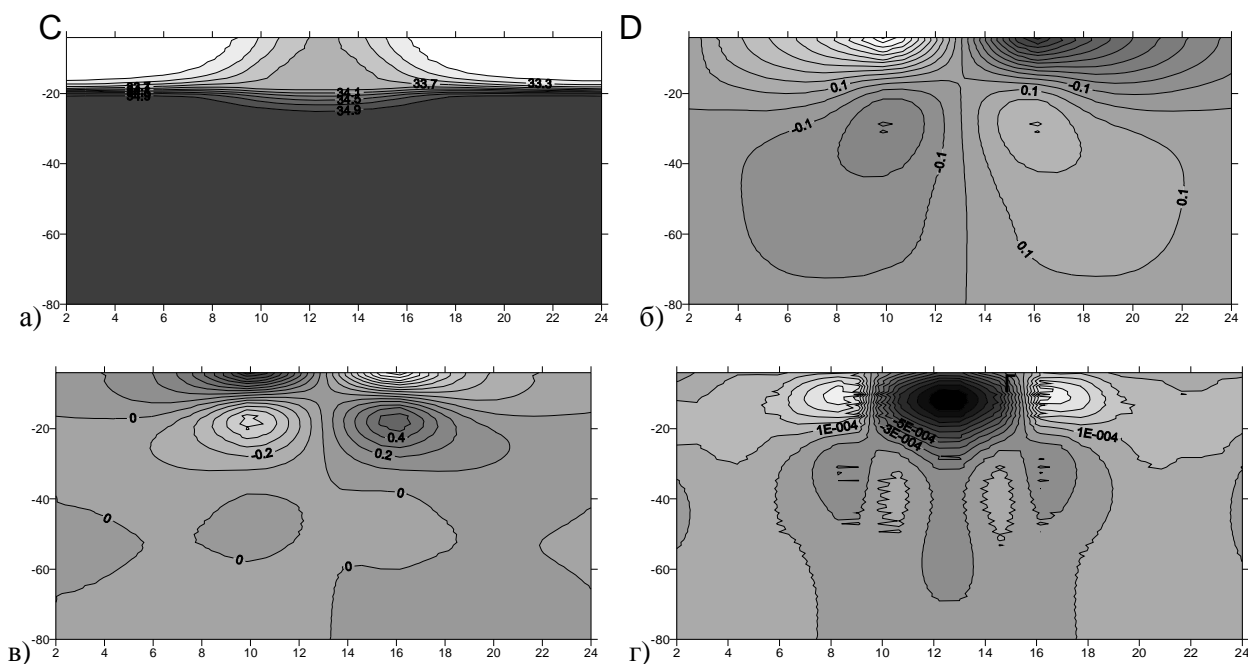


Рис. 6. Распределения на разрезе CD солености воды (промилле) (а), поперечной (б), продольной (в) и вертикальной (г) составляющих скоростей течений ( $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) на 10 сут после начала интегрирования

С глубиной в пределах верхнего слоя величина бароклинной составляющей градиента давления растет и становится больше его баротропной составляющей. Поэтому распределения скоростей течений в нижнем слое на рис. 3, б и рис. 6, б качественно согласуются. Отличие состоит в величине скоростей течений. На рис. 6б скорости течений меньше, так как в данном случае результирующие течения кроме бароклинных включают противоположные им по направлению баротропные скорости течений.

Сопоставление рисунков, изображающих распределение на разрезе CD составляющих течений вдоль оси у (рис. 3, в; 6, в), показывает, что учет возмущения уровня свободной поверхности не привел к заметному изменению распределения по глубине данной составляющей скорости. Наибольшее количественное изменение отмечается у дна, где имеет место уменьшение рассчитанных с учетом возмущения морской поверхности скоростей течений. Это объясняется тем, что у-е составляющие скоростей течений на данном разрезе формируются при неоднородности вертикального распределения горизонтального градиента давления и под влиянием придонного трения. Баротропная составляющая градиента давления не меняется с глубиной. В результате она не вызвала изменения рассматриваемых составляющих скоростей течений в толще моря. У дна баротропные составляющие течений, имеющие направление, противоположное бароклинным, привели к уменьшению величины касательного напряжения трения, что и привело к уменьшению придонных у-х составляющих скоростей течений.

Из-за уменьшения придонного касательного напряжения трения также произошло уменьшение дивергенции экмановских потоков у дна и, соответственно, уменьшение величины направленной ко дну вертикальной скорости течений (рис. 3, г; 6, г). Это в свою очередь привело к замедлению скорости опускания нижней границы соленой линзы ко дну. Так, при расчетах с учетом возмущения уровня свободной поверхности нижняя граница линзы соленой воды опустилась до дна через период времени порядка 100 сут.

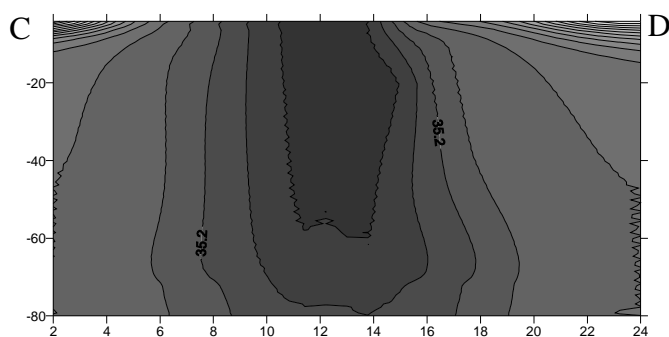


Рис. 7. Распределение на разрезе CD солености воды (промилле), рассчитанное на 100 сут после начала интегрирования

При расчетах без учета возмущения уровня моря этот период был меньше примерно в 2 раза.

Как показали результаты моделирования, при формировании глубинных и придонных вод, происходящем под влиянием потока соли в области заприпайных полыней, важную роль играют динамические процессы. Так, деформация нижней границы линзы соленой воды определяется вертикальными скоростями течений, которые в свою очередь формируются в результате дивергенции придонных течений.

Работа выполнена в рамках международного проекта «Circumpolar Flaw Lead System Study» (руководитель Dr. D.G.Barber, University of Manitoba, Canada).

## Summary

Peculiarities of the processes of interconnected salinity fields and flows in the patches of unfrozen water behind the icebound coastal areas are analysed according to the results of numerical simulation. A three-dimensional unsteady hydrostatic model is used. The initial salinity distribution is taken to be double-layer. The salt flow caused by intensive ice generation in a coastal flaw polynya is specified by means of boundary conditions. The structure of interaction of salinity fields and flows is given in the process of generation.

## Литература

1. Попов А.В., Карелин И.Д., Рубченя А.В. Роль заприпайных полыней в формировании ледовых и гидрометеорологических условий в морях иберского шельфа в летний период // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 9. С.65-73.
2. Головин Н.П. Термохалинная изменчивость и гравитационные течения конвективной природы в районе существования заприпайных полыней в море Лаптевых // *Океанология*. 2002. Т.43. № 2. С.174-186.
3. Cavalieri D, Martin S. The contribution of Alaskan, Siberian and Canadian coastal polynyas to cold halocline layer of Arctic Ocean // *J.Geophys.Res.* 1994. V.99. P.18343-18362.
4. Winsor P., Bjork G. Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 // *J. Geoph. Res.* 2000. V.105. P.8789-8803.
5. Blumberg A., Melor G. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // *Three-dimensional coastal ocean models*. Ed. N.Heaps. American Geophysical Union, 1987.

Статья поступила в редакцию 01.11.2007 г.