УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ ОБЪЕКТОВ**УДК 551.467.3.03(265.51)****А.Н. Вражкин***

Дальневосточный региональный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт,
690091, г. Владивосток, ул. Фонтанная, 24

**СРЕДНЕСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЛЕДОВОЙ ОБСТАНОВКИ
БЕРИНГОВА МОРЯ**

Рассмотрено применение ледовой модели CICE для целей среднесрочного прогноза характеристик льда в Беринговом море. Приведено краткое описание модели. Построена зависимость изменения температуры поверхности воды от температуры поверхности прогностических полей GFS. Получены оценки качества прогнозов сплоченности, ледовитости и дат льдообразования сезона 2018/19 г. Сделан вывод о возможности применения модельных данных в практической деятельности.

Ключевые слова: модель морского льда, прогноз, сплоченность льда, ледовитость, температура поверхности воды, Берингово море.

DOI: 10.26428/1606-9919-2020-200-131-140.

Vrazhkin A.N. Mid-term forecast for the ice conditions in the Bering Sea // *Izv. TINRO*. — 2019. — Vol. 200, Iss. 1. — P. 131–140.

Application of CICE ice model for the mid-term (days) forecasting in the Bering Sea is considered, with short description of the model. Dependence of the sea surface temperature on the air temperature forecasted by GFS (Global Forecasting System) is determined. The ice concentration, ice cover, and the dates of ice formation are forecasted for the winter 2018/2019 using the model; its practical applicability is concluded.

Key words: sea ice model, forecast, ice concentration, ice cover, sea surface temperature, Bering Sea.

Введение

Современное состояние гидродинамического моделирования позволяет предсказывать большинство морских параметров. Наиболее важными из них, от знания которых зависит работа на море, являются характеристики ледяного поля. К ним относятся сплоченность, толщина (возраст), сжатие и дрейф льда, а также интегральная величина — ледовитость. В последнее десятилетие в ДВНИГМИ разработаны и внедрены в практическую работу статистические методы долгосрочного прогноза среднемесячного положения кромки льда и ледовитости [Анжина, Вражкин, 2018], в 80-е гг. двадцатого столетия — метод прогноза декадного положения кромки льда на дальневосточных морях [Плотников, 2002].

Для целей краткосрочного с заблаговременностью до 3 сут и среднесрочного от 3 до 15 сут прогноза хорошие результаты можно получить при использовании численных

* Вражкин Александр Николаевич, кандидат технических наук, заведующий отделом, e-mail: van@ferhri.ru.

Vrazhkin Alexander N., Ph.D., head of department, Far-Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, 24, Fontannaya Str., Vladivostok, 690091, Russia, e-mail: van@ferhri.ru.

термогидродинамических моделей, которые выдают широкий спектр параметров. Одна из наиболее известных и постоянно развивающихся — модель морского льда (CICE) [<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf>], разработанная в Лос-Аламосской национальной лаборатории Министерства энергетики США. В России аналогичные работы ведутся в ААНИИ [Клячкин и др., 2015]. Однако ледовые прогнозы по дальневосточным морям с заблаговременностью несколько суток почти невозможно свободно найти в сети интернет на страницах прогностических организаций.

В данной работе представлена система, позволяющая более детализированно предсказать характеристики ледяного поля с заблаговременностью до 10 сут на основе модели CICE. На первом этапе для проверки работоспособности и оценки качества прогнозов выбрано Берингово море, где в течение 8–9 мес. присутствует лед.

Материалы и методы

Модель морского льда CICE [<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf>] является одной из составных частей в комплексе моделей атмосфера–лед–океан–суша. Хотя она и разрабатывалась для решения задач глобального моделирования климата, CICE можно использовать автономно как при расчете характеристик морского льда в отдельных акваториях, так и для целей прогноза. Модель имеет несколько взаимодействующих между собой компонентов:

— термодинамическая модель вычисляет локальные темпы роста снега и льда с учетом радиационных, турбулентных потоков и снегопада;

— модель динамики воссоздает поля скоростей дрейфа льда на основе теории его прочностных свойств;

— модель переноса описывает адвекцию площадной концентрации, объемов льда и параметризацию торошения и перераспределяет лед различной толщины среди категорий на основе деформации и энергического баланса.

Возрастные характеристики морского льда, так называемые в модели «пакеты», представлены смесью воды и льда (нилас); молодым льдом (переходная стадия между ниласом и однолетним льдом); тонким и толстым однолетним; многолетним паковым. Термические и динамические свойства льда зависят от того, в какой категории он находится. Таким образом, основной задачей при моделировании морского льда является способ описания эволюции распределения его толщины h (м) во времени и в пространстве. Решается основное уравнение [Thorndike et al., 1975]:

$$\frac{\partial g}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (g\vec{u}) - \frac{\partial}{\partial h}(fg) + \psi, \quad (1)$$

где g — функция распределения толщины льда в результате нарастания и таяния; t — время, с; $\vec{\nabla} = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$, $\vec{u}$ — вектор горизонтальной скорости льда, м/с; $f = \partial h / \partial t$ — термодинамическая скорость нарастания льда; ψ — функция перераспределения торошения в результате конвергенции, дивергенции и сдвига.

Функция $g(\vec{x}, h, t)dh$ определяется как часть области, покрытой льдом, в диапазоне толщины $(h, h+dh)$ на данный момент времени и в пространстве с горизонтальными координатами $\vec{x}$ (x, y в метрах).

Уравнение (1) решается путем разделения ледяного «пакета» в каждой ячейке сеточной области на отдельные категории толщины. Количество этих категорий устанавливается пользователем. По умолчанию используется 5 категорий плюс открытая вода. Как правило, этого достаточно, чтобы смоделировать годовые циклы по толщине, прочностным характеристикам и поверхностным потокам теплообмена. Каждая категория имеет свои нижние и верхние границы толщин. Нижняя самого тонкого льда, равна нулю. Остальные границы выбираются с нарастанием по отношению к предыдущей категории толщин (0; 0,64; 1,39; 2,47; 4,57 м), так как свойства ледяного «пакета» в модели особенно чувствительны к количеству тонкого льда первой категории. Непрерывная функция $g(h)$ заменяется дискретной переменной a_{in} , определяемой как часть

площади, покрытой льдом в диапазоне толщины (h_{n-1}, h_n). В дополнение к фракционной площади льда a_{in} вводятся следующие переменные состояния для каждой категории n : объемы льда и снега; энергия льда и снега по диапазонам в слое; содержание соли в слое льда; температура поверхности.

В правой части уравнения (1) приведены три вида переноса морского льда:

- 1) горизонтальный перенос в (x, y) пространстве;
- 2) перенос в пространстве толщины h за счет термодинамического роста и таяния;
- 3) перенос в пространстве толщины h вследствие торошения и других механических процессов.

Уравнение решается методом расщепления в три этапа — два из трех слагаемых в правой части приравняются к нулю на каждом этапе. Чтобы получить горизонтальный перенос, необходима скорость $\vec{u}$, а для вычисления изменений толщины — скорость роста льда f в каждой категории h . Используется схема упруго-вязко-пластичных свойств льда при решении задач динамики льда [Hunke, Dukowicz, 1997] или новая упруго-анизотропная пластичная модель [Tsamados et al., 2013] при определении горизонтальной скорости $\vec{u}$.

Поток тепла на поверхности раздела атмосфера–лед F_o (Вт/м²) определяется как

$$F_o = F_s + F_l + F_{L\downarrow} + F_{L\uparrow} + (1 - \alpha)(1 - i_0)F_{sw}, \quad (2)$$

где F_s — эффективный поток тепла, F_l — латентный (скрытый), $F_{L\downarrow}$ — поступающий длинноволновый, $F_{L\uparrow}$ — исходящий длинноволновый, F_{sw} — поступающий коротковолновый, α — альбедо для коротковолновой радиации, i_0 — доля поглощенной льдом коротковолновой радиации.

Вычисления в CICE выполняются таким образом, чтобы величины согласовывались друг с другом, а также уточнялись, насколько это возможно. Радиационная схема вычисляет альбедо и коротковолновые компоненты одновременно. Для того чтобы иметь наиболее согласованные значения по датам в конце временного шага, порядок радиационных расчетов сдвинут. Альбедо и коротковолновые компоненты вычисляются после того, как состояние льда было изменено как по термодинамике, так и в динамике таким образом, чтобы они согласовывались с площадью льда и толщиной в конце каждого шага. Тем не менее они вычисляются в начале временного шага с помощью нисходящих коротковолновых потоков. Вместо того чтобы пересчитывать альбедо и коротковолновые компоненты на следующем шаге с использованием новых значений нисходящей коротковолновой радиации, коротковолновые компоненты вычисляются в конце последнего временного шага и затем согласовываются для нового их воздействия.

Модель настроена на акваторию Берингова моря. Пространственный шаг расчетной сетки равен $10^\circ \times 10^\circ$, ее размер 297×99 точек. Границы области: 155° в.д. — $154,68^\circ$ з.д. 50° – $66,66^\circ$ с.ш. При построении расчетной сетки берутся навигационные карты различного пространственного разрешения для детализации около побережья. Данная сетка используется в технологии прогнозов волнения по акватории моря, разработанной в ДВНИГМИ [<http://www.ferhri.org/prognozy/2017-07-26-04-47-44/62-volnenie-model-ww-iii-otv-isp-vrazhkin-a-n.html?rgn=DataBering>].

В ледовой модели измеряется глубина не в метрах, а в условных единицах от 1 до 25, так называемые уровни kmt, как принято в океанических моделях POM и MOM3 [Raschowski, Gnanadesikan, 1998]. По этой причине реальная батиметрия переводится в условные слои.

В качестве входной информации используются метеорологические данные центра NCEP/NCAR [<https://nomads.ncep.noaa.gov>] глобальной прогностической системы (GFS) с заблаговременностью до 10 сут и дискретностью 6 ч: общий балл облачности, осадки, поток коротковолновой поступающей радиации, плотность воздуха, удельная влажность, температура воздуха на высоте 2 м, скорость ветра на высоте 10 м. Соленость воды в поверхностном слое по всему морю задана константой и равна 33 ppt. Скорость течений не учитывается.

Данные о температуре поверхности моря берутся из проекта OSTIA [Donlon et al., 2012]. Поскольку прогностических полей температуры воды нет, была получена зависимость прогнозов температуры поверхности GFS и фактической температуры воды из OSTIA для последующего применения в ледовой модели.

Изменчивость температуры поверхности k по данным GFS в каждом расчетном узле определяется по формуле

$$k = \frac{T_0 - T_1}{T_0}, \quad (3)$$

где T_0 — температура на предыдущем временном шаге, °C; T_1 — температура на расчетный шаг времени, °C.

Температура поверхности воды SST (°C) на каждом шаге времени рассчитывается как

$$SST_1 = SST_0 \left(1 - \frac{k}{5,1}\right). \quad (4)$$

Формула (4) получена на основе совместного сравнения значений температур GFS и OSTIA. Нижние индексы 0 и 1 соответствуют временному шагу, аналогично формуле (3). Необходимо отметить, что формула (4) носит предварительный характер. Однако по результатам испытаний модели на материале 2018–2019 гг. получены удовлетворительные результаты, что позволяет использовать предложенный подход в дальнейшей работе.

Расчеты проводились по данным GFS с пространственным шагом сетки $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. После раскодирования файлов поля метеорологических данных интерполировались в каждый узел расчетной сетки Берингова моря.

Модель может работать непрерывно в течение года, но поскольку в теплый период времени льда в море нет, она отключается. Первый запуск модели осуществляется за несколько суток до даты льдообразования. В этом случае задаются нулевые начальные условия — льда в море еще нет. Второй и последующий расчет происходит с условием «горячего старта», т.е. ненулевыми начальными условиями. Ими являются результаты расчетов за прошлые сутки. Данный подход позволяет быстро настроиться на текущее состояние ледяного поля.

В процессе тестовых расчетов сезона 2014 г., а также по результатам работы на прогностических данных 2018–2019 гг. было отмечено, что с течением времени (порядка 3–4 мес. после непрерывного расчета) происходит накопление ошибок в выходных данных модели. Проявляются они в следующем: возникают области с толстым льдом и на момент таяния ледяное поле долго остается неизменным. Таким образом, поле льда не успевает приспособиться к фактическому состоянию в море. Для исправления этой ошибки разработан блок корректировки начальных условий.

По спутниковым данным ежедневного или еженедельного анализа строится маска присутствия льда в узлах сеточной области модели. Затем производится редактирование матриц сплоченности по категориям толщины в файле с начальными условиями. Если по факту в узле области отсутствует лед, а в модельных данных он имеется, то производится обнуление, и наоборот. На выходе получаем новые поля сплоченности, соответствующие реальному состоянию льда. Файл с начальными данными заменяется на откорректированный. Дальнейшая настройка происходит в самой модели при следующем расчете. В сезоне 2018/19 г. всего проведено три корректировки.

На выходе модель выдает с предварительно заданной дискретностью от нескольких часов до суток: сплоченность, толщину, объем льда, составляющие скорости дрейфа, сжатие, скорость роста/таяния льда, температуру, соленость льда, потоки тепла.

Результаты и их обсуждение

Прогноз даты начала и конца льдообразования

Расчеты по ледовой модели в 2018 г. начаты 23 октября и завершены 11 июля 2019 г. На сезон 2019/20 г. первый старт осуществлен 18 октября 2019 г.

Льдообразование 2018 г. в Беринговом море началось с Анадырского залива. По данным метеорологической станции 2-го разряда (М-2) Анадырь от 23 октября наблюдается дрейфующий лед сплоченностью 1–2 балла. Размер льдин 2–20 м. Следующая информация от 25 числа. Эту дату можно принять за устойчивое льдообразование. По картам Научно-исследовательского центра космической гидрометеорологии «Планета», в дальнейшем НИЦ «Планета», лед сплоченностью 9 баллов появляется 21–22 октября. На картах Национальной службы погоды США [<https://www.weather.gov/afc/ice>] в районе станции первый лед приводится 21 числа сплоченностью до 3 баллов, а 9–10 баллов отмечается с 28 октября.

Модель воспроизвела первое появление льда 24 октября. Сплоченность льда составила 9 баллов. Старты до этой даты не показали присутствие льда в прогнозах, т.е. прогноз не оправдался. С нулевой заблаговременностью (диагноз) ошибка даты устойчивого льдообразования составила одни сутки по сравнению с наблюдениями на М-2 Анадырь.

В 2019 г. первое появление льда отмечено 20 октября (< 1 балла) и затем устойчивое льдообразование начинается от 22 числа (4 балла). Карты Национальной службы погоды США показали наличие льда в заливе от 20 октября (до 3 баллов), НИЦ «Планета» — от 21–22 октября (1–3 балла).

Ледовая модель на 21-е число указанного месяца (заблаговременность прогноза составила 72 ч) показала в районе Анадыря лед сплоченностью до 3 баллов. С нулевой заблаговременностью модель воспроизвела лед 23 октября.

В целом за два года модель правильно показала дату устойчивого льдообразования с запаздыванием на 1–2 сут. Прогноз предсказан только на сезон 2019 г.

Полное очищение в Беринговом море в 2019 г. произошло 10 июля. Результаты расчетов соответствуют факту до 1 июля. Затем модель показывает наличие льда в районе Анадыря и Эгвекинота до 10 июля, где его уже не было. До этой даты со 2 июля в море дрейфует ледяное поле в районе 64,5° с.ш. 175° в.д. Это поле модель не смогла воспроизвести. Вероятнее всего, причина заключается в отсутствии данных о течениях в ледовой модели. Данное предположение можно подтвердить или опровергнуть только опытным путем. В планах работ — использование климатических среднемесячных полей циркуляции вод на поверхности.

Оценка прогнозов сплоченности льда и ледовитости

Прогнозы сезона 2018/19 г., полученные по модели, сравнивались с еженедельными анализами Национального ледового центра США (NIC) и НИЦ «Планета» в формате геоинформационной системы ESRI. Соответствующие файлы скачивались из интернета по адресам: <https://www.natice.noaa.gov> и <http://www.aari.ru>.

Поскольку сплоченность льда указывается по градациям, при проведении сравнения факт–прогноз принималось условие попадания расчетной сплоченности в соответствующие диапазоны. Согласно п. 7.3.4.1.3 РД* за допустимую ошибку прогнозов сплоченности, определяемую в баллах, принимается значение ± 1 балл.

В таблице приведены оценки качества модельных прогнозов в сравнении с еженедельными спутниковыми анализами ледовой обстановки. Длина анализируемого ряда составляет 25200–28600 значений, включает только узлы сеточной области, где по факту присутствовал лед.

В качестве критерия оценки точности использовались следующие статистики: *bias* — систематическая ошибка; $\bar{\Delta}$ — средняя абсолютная ошибка; $\bar{S}$ — средняя квадратическая ошибка; $\bar{q}$ — средняя относительная ошибка (в процентах); *r* — коэффициент корреляции; *SI* — индекс рассеивания и *P%* — оправдываемость прогнозов

* Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов : РД 52.27.759-2011. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 189 с.

Оценки качества ледовых прогнозов по сравнению со спутниковыми данными
Estimates of the ice forecasts quality by comparing with the satellite data

Параметр	Заблаговременность		
	0-я	5 сут	9 сут
Сплоченность			
<i>bias</i>	−0,4	−0,3	−0,5
$\bar{S}$	2,3	3,1	3,3
$\bar{\Delta}$	1,0	1,6	1,8
$\bar{q}$	9,7	15,8	18,3
<i>r</i>	0,4	0,2	0,2
<i>SI</i>	0,3	0,3	0,4
<i>P</i> %	80	72	67
Ледовитость			
<i>bias</i>	0,6	0,8	0,7
$\bar{S}$	1,5	2,3	3,5
$\bar{\Delta}$	1,2	1,7	2,6
$\bar{q}$	6,5	9,7	14,5
<i>r</i>	0,96	0,91	0,70
<i>SI</i>	0,1	0,2	0,3
<i>P</i> %	99	94	82

Примечание. Пояснения приведены в тексте.

(в процентах). Ошибки *bias*, $\bar{\Delta}$ и $\bar{S}$ имеют размерности оцениваемой характеристики льда, а *r* и *SI* — безразмерные. Систематическая, абсолютная и относительная ошибки позволяют выявить постоянно повторяющиеся погрешности и дают возможность их исправить. Средняя квадратическая совместно со стандартным отклонением от среднего являются характеристикой эффективности метода. Оправдываемость рассчитывается как отношение количества оправдавшихся прогнозов к общему их числу.

Модельные данные занижают фактическую сплоченность менее чем на 1 балл, о чем свидетельствует систематическая ошибка и что является хорошим показателем. С увеличением заблаговременности качество прогнозов падает. К неудовлетворительным показателям можно отнести очень низкое значение коэффициента корреляции, но при данной длине ряда он значим даже с вероятностью 0,001. В то же время разброс ошибок (*SI*) в пределах допустимого и не превышает критического значения 0,4. По величине *P*% согласно РД*, на пятые и девятые сутки прогноз неудовлетворителен (менее 75 %).

Следующая характеристика ледяного поля, для которой в таблице приведены сравнительные оценки качества, — это общая ледовитость моря (отношение площади с льдом к общей площади моря, в процентах). Согласно такой статистике, как систематическая ошибка, можно сделать вывод о незначительном завышении моделью общей площади моря, покрытой льдом. Все остальные оценки качества по сравнению со сплоченностью имеют лучшие показатели. Так, коэффициент корреляции выше 0,9 даже на пятые сутки прогноза. Меньше разброс ошибок, что и показывает *SI*. Оправдываемость прогноза с заблаговременностью пять суток отличная, на девятые — удовлетворительная.

На рис. 1–3 приведены карты анализа и прогноза общей сплоченности. При отрисовке программным продуктом всегда возникает зона от 0 до 4 баллов, что связано с процедурой интерполяции. По факту такой сплоченности нет. Если эту полосу не принимать во внимание, в целом на пятидневном прогнозе хорошо воспроизводится кромка льда. С заблаговременностью 9 сут по отдельным районам моря ошибка положения границы льда может достигать 30–60 миль.

* Наставление по службе прогнозов, 2011.

Рис. 1. Ежедневный анализ концентрации льда Национальной службы погоды США от 21 февраля 2019 г.

Fig. 1. Daily sea ice concentration analysis presented by National Weather Service (USA) on February 21, 2019

Рис. 2. Пятидневный модельный прогноз сплоченности льда на 21 февраля 2019 г.

Fig. 2. Five-days model forecast of the ice concentration for February 21, 2019

Рис. 3. Девятидневный модельный прогноз сплоченности льда на 21 февраля 2019 г.
Fig. 3. Nine-days model forecast of the ice concentration for February 21, 2019

Вдоль американского побережья от о. Нунивак на север до зал. Нортон модель выдала сплоченность льда 6–8 баллов, в то время как по факту она достигает 9–10 баллов, кроме узкой полосы около берега. С 10 по 12 февраля сплоченность льда в заливе составляла 1–3 балла и затем увеличилась до 10 баллов к 18 февраля. Только в прибрежной зоне наблюдался 7–8-балльный лед. Модель разрушение воспроизвела, а затем очень медленно заполнила залив льдом, но с запаздыванием. Основная причина таких ошибок заключается в следующем: отсутствие циркуляции вод в модели и рост ошибок в прогнозах метеорологических характеристик с увеличением заблаговременности.

Ледовый сезон 2018/19 г. интересен еще и тем, что после роста общей ледовитости моря с 24 февраля началось ее уменьшение до минимума, который наблюдался 6 марта. А затем начался второй этап увеличения площади моря, покрытой льдом, до максимума, наступившего 24 марта. Все эти этапы изменения модель воспроизвела в том числе и в прогнозах.

Выводы

Разработанная система позволяет получить прогнозы ледяного поля для последующего использования в оперативной работе прогнозистов. Интерес к ледовой информации имеется и у организаций, проводящих работы на море.

Проведенный анализ ошибок качества модельных данных показал возможность применения термогидродинамической модели для целей среднесрочного прогноза характеристик льда Берингова моря. Даже без учета циркуляции вод модель выдает результаты, сопоставимые с реальными.

В дальнейшей работе следует добавить в модель сведения о течениях в море и солености, на первом этапе можно использовать климатические данные. Необходимо провести комплекс дополнительных оценок таких характеристик, как толщина и дрейф льда, с целью полного представления о возможностях модели.

Благодарности

Автор благодарен сотруднику ДВНИГМИ канд. физ.-матем. наук Г.И. Анжиной и рецензенту сотруднику ДВО РАН д-ру геогр. наук В.А. Лучину за ценные замечания и дополнения, которые были учтены при подготовке настоящей рукописи к печати.

Финансирование работы

Результаты настоящего исследования были получены в рамках выполнения научно-исследовательских, технологических и других работ Росгидромета для государственных нужд в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на 2019 г. (тема 1.5.1.3, № государственного учета НИОКТР: АААА-А17-117021310330-6).

Соблюдение этических стандартов

Автор заявляет, что настоящая статья не содержит каких-либо исследований с использованием животных или участием людей в качестве объектов. Библиографические ссылки на все использованные данные других авторов оформлены в соответствии с ГОСТом. В ходе работ использовалась ледовая модель CICE, распространяемая на основе открытого кода, а также данные, к которым имеется свободный доступ.

Автор заявляет, что конфликта интересов нет.

Список литературы

Анжина Г.И., Вражкин А.Н. Методика прогноза ледовых параметров на акваториях дальневосточных морей большой заблаговременности // Изв. ТИНРО. — 2018. — Т. 194. — С. 239–250. DOI: 10.26428/1606-9919-2018-194-239-250.

Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря заблаговременностью 1–5 суток // Тр. ГМЦ РФ. — 2015. — Вып. 353. — С. 63–87.

Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз : моногр. — Владивосток : Дальнаука, 2002. — 167 с.

Donlon C.J., Martin M., Stark J. et al. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system // Remote Sensing of Environment. — 2012. — Vol. 116. — P. 140–158. DOI: 10.1016/j.rse.2010.10.017.

Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. — 1997. — Vol. 27. — P. 1849–1867. DOI: 10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPM-F>2.0.CO;2.

Pacanowski R.C., Gnanadesikan A. Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells // Monthly Weather Review. — 1998. — Vol. 126, Iss. 12. — P. 3248–3270. DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<3248:TRIAZL>2.0.CO;2.

Thorndike A.S., Rothrock D.A., Maykut G.A., Colony R. The thickness distribution of sea ice // J. Geophys. Res. — 1975. — Vol. 80, № 33. — P. 4501–4513. DOI: 10.1029/JC080i033p04501.

Tsamados M., Feltham D.L., Wilchinsky A.V. Impact of a new anisotropic rheology on simulations of Arctic sea ice // J. Geophys. Res. Oceans. — 2013. — Vol. 118, Iss. 1. — P. 91–107. DOI: 10.1029/2012JC007990.

References

Anzhina, G.I. and Vrazhkin, A.N., Method for predicting the ice cover parameters in the waters of the Far-Eastern Seas with a long lead time, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2018, vol. 194, pp. 239–250. doi 10.26428/1606-9919-2018-194-239-250

Klyachkin, S.V., Gudkovich, Z.M., Guzenko, R.B., and May, R.I., One to five days lead time model forecast of ice distribution in the South-Eastern part of the Sea of Okhotsk, *Proceedings of the Hydrometeorological Research Center of the Russian Federation*, 2015, no. 353, pp. 63–87.

Plotnikov, V.V., *Izmenchivost' ledovykh uslovii dal'nevostochnykh morei Rossii i ikh prognoz* (Variability of Ice Conditions in the Far Eastern Seas of Russia and Prediction of Them), Vladivostok: Dal'nauka, 2002.

Donlon, C.J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., and Wimmer, W., The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system, *Remote Sensing of Environment*, 2012, vol. 116, pp. 140–158. doi 10.1016/j.rse.2010.10.017

Hunke, E.C. and Dukowicz, J.K., An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, 1997, vol. 27, pp. 1849–1867. doi 10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2

Pacanowski, R.C. and Gnanadesikan, A., Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial cells, *Monthly Weather Review*, 1998, vol. 126, no. 12, pp. 3248–3270. doi 10.1175/1520-0493(1998)126<3248:TRIAZL>2.0.CO;2

Thorndike, A.S., Rothrock, D.A., Maykut, G.A., and Colony, R., The thickness distribution of sea ice, *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, no. 33, pp. 4501–4513. doi 10.1029/JC080i033p04501

Tsamados, M., Feltham, D.L., and Wilchinsky, A.V., Impact of a new anisotropic rheology on simulations of Arctic sea ice, *J. Geophys. Res. Oceans.*, 2013, vol. 118, no. 1, pp. 91–107. doi 10.1029/2012JC007990

Nastavleniye po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov: RD 52.27.759-2011 (Prediction Service Manual. Section 3. Part III. Marine Hydrological Forecasting Service: RD 52.27.759-2011), Moscow: TRIADA LTD, 2011.

Поступила в редакцию 22.11.2019 г.

После доработки 3.12.2019 г.

Принята к публикации 20.02.2020 г.