

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-77-89>

УДК 551.467

## **Применимость сплайн аппроксимации при восстановлении начального поля температуры воды в задаче прогноза толщины льда Каспийского моря**

*Д.Я. Прессман*

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации, г. Москва, Россия  
pressman@mecom.ru*

Рассматривается способ грубой аппроксимации начального профиля температуры морской воды и слоя нижележащего грунта по данным о приземной скорости ветра, температуре воздуха и давлении на нижней границе атмосферы, толщине льда, типе грунта и климатическим значениям температуры на нижней границе выделенного слоя грунта. Приведен пример использования такого профиля при прогнозе толщины льда на трое суток при заданных температуре воздуха на высоте 2 м, скорости ветра на высоте 10 м, давлении и потоках радиационного излучения на поверхности Каспийского моря.

*Ключевые слова:* сплайн интерполяция, конвективное и ветровое перемешивание, разностная аппроксимация, уравнение теплопроводности, динамическая скорость, точка разрыва потока тепла

## **Applicability of spline approximation in recovering the initial water temperature field in the problem of forecasting the Caspian Sea ice thickness**

*D.Ya. Pressman*

*Hydrometeorological Research Center  
of Russian Federation, Moscow, Russia  
pressman@mecom.ru*

The method of crude approximation of an initial profile of temperature of seawater and the underlying ground layer from the data on 10 m wind speed, atmosphere bottom temperature and pressure, ice thickness, ground type, and long-term temperature at the bottom of the distinguished ground layer is considered. An example of applying such profile as initial in 3-day forecasting of the sea ice thickness is presented. Throughout the entire forecast period, the values of 2 m air temperature, 10 m wind speed, and surface pressure and radiation fluxes must be specified

*Keywords:* spline interpolation, convective and wind-induced mixing, difference approximation, heat conductivity equation, dynamical velocity, point of heat flux jump

## Введение

При решении задачи прогноза формирования и эволюции льда Северного Каспия из-за отсутствия данных измерений с разрешением по горизонтали, сопоставимым с разрешением сетки численной модели, можно надеяться получить лишь весьма приблизительную аппроксимацию начальных полей температуры воды, солёности и скорости течения. Здесь делается попытка применить сплайн аппроксимацию для получения в каждой точке горизонтальной сетки модели непрерывного вертикального профиля начального поля температуры без инверсии плотности с помощью данных прогноза атмосферной модели и климатических характеристик грунта.

### 1. Алгоритм аппроксимации начального профиля температуры

Полученный в результате работы алгоритма непрерывный вертикальный профиль должен определять температуру слоя льда, слоя нижележащей воды и слоя грунта. Температура на верхней и нижней границах этого профиля предполагается известной заранее. Потоки тепла на границах между указанными средами непрерывны.

Обычно сплайн строится для получения значений функции в интервалах между точками сетки, в которых эта функция известна [3, 7]. С помощью условий в крайних точках сетки и условий склейки (непрерывность функции и заданного числа производных) во внутренних точках сетки в каждом интервале находится аппроксимирующий полином соответствующей степени.

Наша задача отличается принципиально тем, что во внутренних точках сетки для значений температуры может быть известен лишь допустимый диапазон, интервалы между точками могут принадлежать физически различным средам, на границах между которыми ставятся условия непрерывности температуры и потоков тепла. При этом выбор степени полинома в каждой среде может диктоваться соображениями 'разумной' минимальности. Например, полином для водного слоя между льдом и грунтом должен быть способен описать толщины возможно существующих одновременно придонного и приповерхностного слоев конвективного перемешивания, тогда как в слое льда будем ограничиваться линейной функцией.

### *Исходные данные*

В качестве базовых будем использовать данные прогностической модели американского Национального центра прогнозирования окружающей среды (далее – модель NCEP) о толщине льда, давлении, температуре, скорости ветра у поверхности Земли и о температуре почвенных слоев береговой линии. С разрешением  $0.25^\circ$  по горизонтали и 3 ч по времени эти данные доступны из баз данных Гидрометцентра России. Учет

гидротермических процессов в морском грунте кажется важным при прогнозе эволюции льда в условиях мелководья. Для численного моделирования этих процессов в слое грунта толщиной  $\sim 7$  м необходимы начальные поля температуры и влажности грунта. Для построения поля температуры введем фиксированное в ходе прогноза (зависящее от глубины моря в рассматриваемой вертикали) климатическое значение температуры  $T_{gr}$  на нижней границе указанного семиметрового слоя. Определим это значение по эмпирической формуле:

$$T_{gr} = 6 \text{ }^\circ\text{C} + (\text{глубина моря}) \cdot 0.005 \text{ }^\circ\text{C} / \text{м}.$$

Формула основана на предположении, что фактическая зависимость температуры морского дна от глубины на глубоководных участках Каспийского моря совпадает с аналогичной зависимостью климатической температуры на нижней границе выделенного слоя грунта. По данным [5], в Дербентской впадине (глубина 788 м) наблюдается температура дна  $5.12 \text{ }^\circ\text{C}$ , а в Южно-Каспийской впадине (глубина 1025 м) она равна  $6.05 \text{ }^\circ\text{C}$ . Отсюда получаем горизонтальный градиент  $\sim 0.005 \text{ }^\circ\text{C}/\text{м}$  эмпирической формулы.

Допустим также, что вертикальный профиль температуры выделенного слоя грунта может быть аппроксимирован многочленом  $y = k \cdot z^3 + x$  (величина  $x$  климатическая, координата  $z$  направлена вверх от нижней границы грунта). Предположим, что этот профиль непрерывно переходит в вертикальный профиль почвенной температуры береговой линии. Тогда осредненные вдоль береговой линии Северного Каспия данные модели NCEP о температуре почвенных слоев 40–100 и 100–200 см дают два уравнения, из которых находится величина  $x$ , близкая к  $6 \text{ }^\circ\text{C}$ .

На верхней границе грунта ставятся условия непрерывности температуры и потока тепла.

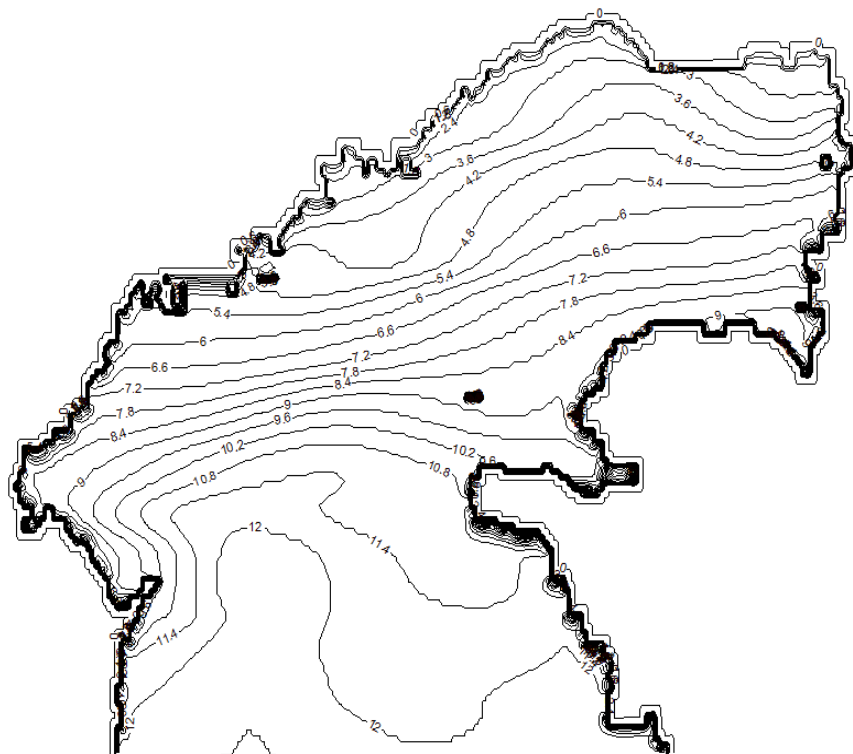
В числовом виде ежемесячные карты солёности поверхности моря получены нами по данным [8] о среднемноголетнем распределении солёности в северной части Каспийского моря. Пример такой карты представлен на рис. 1.

Данные измерений, приведенные в работе [4], говорят о незначительной изменчивости по вертикали градиента солёности южной и средней частей Каспийского моря. В северной части этот градиент зависит от сезона, глубины моря и близости речного стока. Для наших целей считаем возможным в северной части Каспия ограничиться постоянным градиентом солёности  $0,01 \text{ } \text{‰}/\text{м}$  для февраля. Солёность на поверхности моря в день прогноза получается интерполяцией по времени соответствующих ежемесячных карт.

### *Методика при наличии льда*

Опишем подробнее построение сплайн Z-профиля температуры в слое грунта и вышележащих слоях воды и льда. Внутри льда этот профиль будет

аппроксимироваться линейно при заданной на поверхности льда температуре из прогноза по модели NCEP. В слое воды и в слое грунта строим полиномы третьей степени от вертикальной координаты  $Z$ .



**Рис. 1.** Используемая в расчетах февральская карта солёности поверхности моря: максимальное значение 12.6‰. Изогалины через 0.6‰.  
**Fig. 1.** Used in calculation February sea surface salinity card: maximum value 12.6‰. Isohalines every 0.6 ppm.

При промерзании до дна неизвестны четыре коэффициента полинома третьей степени, аппроксимирующего температуру в слое грунта, и два коэффициента линейного профиля температуры внутри льда. Температура верхней границы льда известна. На нижней границе слоя грунта задаем климатическую температуру и нулевые первую и вторую  $Z$ -производные. На границе грунт – лед непрерывны температура и поток тепла.

Если полученная при решении так возникающей системы линейных алгебраических уравнений температура на границе грунт – лед оказывается выше температуры  $T_z$  замерзания воды при известной солёности, то производится следующий пересчет. Температура на границе грунт – лед считается равной указанной температуре замерзания. Слой грунта делится

пополам. В его нижней половине ‘работает’ уже полученный сплайн, а в верхней находится новый кубический полином по четырем условиям: заданная температура и непрерывность потока тепла на границе грунт – лед и уже известные температура и поток тепла в середине грунта. Профиль температуры в нижней половине грунта из-за непрерывности первой и второй производных должен быть выпуклым (вторая Z-производная не положительна).

При наличии воды между льдом и грунтом температура на нижней границе льда равна температуре  $T_z$  замерзания воды, определяемой известной здесь соленостью. В слое воды, кроме аппроксимирующей температуру полинома третьей степени, строим вспомогательный профиль температуры, соответствующий воде с постоянной плотностью, исходя из следующего уравнения состояния [2]:

$$\begin{aligned} R_0 = & 999.83 + 5.053 \cdot P - 0.48 \cdot P^2 + (0.808 - 0.0085 \cdot P) \cdot S - \\ & - 0.0708 \cdot (1 + 0.351 \cdot P + 0.068 \cdot (1.0 - 0.0683 \cdot P) \cdot t) \cdot t - \\ & - 0.003 \cdot (1.0 - 0.059 \cdot P - 0.012 \cdot (1.0 - 0.064 \cdot P) \cdot t) \cdot (35.0 - S) \cdot t, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $R_0$  – плотность,  $\text{кг/м}^3$ ;  $P$  – давление в динамических километрах;  $t$  – температура,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $S$  – соленость в промилле.

Плотность  $R_0$  на верхней границе воды известна по известным значениям атмосферного давления и давления слоя льда. Из равенства нулю Z-производной плотности получаем дифференциальное уравнение первого порядка для вспомогательного профиля температуры, которое решается при краевом условии  $T = T_z$  на верхней границе воды с учетом уравнения гидростатики. Этот профиль монотонно растет с глубиной. Для повышения порядка разностной аппроксимации можно использовать соответствующее решение квадратичного для  $t$  уравнения (1).

Восемь коэффициентов двух полиномов третьей степени (в слое воды и слое грунта) находятся из следующих восьми условий. На верхней границе воды  $T = T_z$ ; потоки тепла на границах со льдом и грунтом непрерывны. На границе вода – грунт задается предварительное (стартовое для последующих итераций) значение температуры  $T = Y$ . В статье использовалось значение, полученное из линейной аппроксимации равенства потоков тепла на этой границе. На нижней границе грунта задана климатическая температура и равные нулю первая и вторая Z-производные.

Так, построенный профиль  $T$  водного слоя может содержать неустойчиво стратифицированные участки (градиент температуры превышает градиент вспомогательного профиля температуры), примыкающие к верхней и нижней границам воды. Такие участки заменяются на линейные участки с градиентом  $DTZ$  вспомогательного профиля температуры, (т. е. на участки перемешанных конвекцией слоев), при сохранении значений  $T_z$  и  $Y$  на границах слоя воды. В интервале между указанными неустойчиво стратифицированными участками строится полином  $W(z)$  третьей степени

по известным значениям  $T$  и производным  $DTZ$  на краях интервала. Итерациями находится минимальное значение  $Y$ , при котором полином  $W(z)$  монотонно растёт с глубиной.

В результате на границах водного слоя могут не выполняться равенства потоков тепла с коэффициентами теплопроводности для покоящейся воды. Наоборот, теперь из условия равенства этих потоков можно оценить значения коэффициентов теплопроводности в возникших слоях конвективного перемешивания. Эти значения на несколько порядков больше значений для покоящейся воды.

### *Методика при отсутствии льда*

Примем, что при отсутствии льда всегда существует слой ветрового перемешивания, внутри которого температура линейна по вертикали. Для толщины  $H$  этого слоя используем формулу из [1]:

$$H = -2.3 + 2.06 \cdot |V|,$$

где  $|V|$  – модуль скорости приземного ветра, не допуская значений  $H$ , меньших 0.2 м и больших глубины моря в исследуемой точке.

На верхней границе слоя ветрового перемешивания температура воды равна известной прогностической  $T$  модели NCEP на поверхности. Возможны следующие случаи:

а) слой ветрового перемешивания охватывает всю толщу воды. Тогда считаем  $T$  этого слоя постоянной и находим полином третьей степени для  $T$  грунта по заданной температуре его верхней границы и климатической температуре и равным нулю первой и второй  $Z$ -производным на нижней границе. При этом не выполнено равенство потоков тепла на разделе вода – грунт. Для устранения этого дефекта грунт делится пополам. В нижней половине ‘работает’ уже полученный сплайн, а в верхней половине полином третьей степени находится из условий: на верхней границе грунта известны  $T$  и нулевая  $Z$ -производная, в середине грунта известны значения  $T$  и ее производной;

б) между слоем ветрового перемешивания и грунтом есть водный подслоя. В этом случае в слое ветрового перемешивания считаем температуру воды постоянной, так что на его нижней границе температура  $T_D$  равна температуре  $T_{srf}$  поверхности моря по модели NCEP.

Алгоритм построения профиля  $T$  внутри этого подслоя ветвится.

1. Температура  $T_D$  на нижней границе слоя ветрового перемешивания меньше климатической  $T$  на дне грунта. Алгоритм отчасти напоминает алгоритм для случая существования льда. Ищутся два полинома третьей степени (восемь неизвестных) для аппроксимации  $T$  в грунте и в подслое воды ниже слоя ветрового перемешивания. Известны  $T$  и  $Z$ -производная от  $T$  на нижней границе слоя ветрового перемешивания, поток тепла на границе

вода – грунт. непрерывен, здесь же задано некоторое предварительное значение  $T=Y$ . Например, значение, полученное из линейной аппроксимации равенства потоков тепла на этой границе. Как всегда, на нижней границе грунта задаем климатическую температуру и равные нулю первую и вторую  $Z$ -производные. Профиль  $T$  в грунте должен быть выпуклым (вторая  $Z$ -производная не положительна).

Полученный в рассматриваемом подслое воды профиль может содержать конвективно-неустойчивый участок, прилегающий к слою грунта. Такой участок заменяется на участок с градиентом  $DTZ$  вспомогательного профиля температуры (т. е. на слой конвективного перемешивания), при сохранении значений  $T$  на границах подслоя воды. В интервале между слоем ветрового перемешивания и указанным участком строится полином третьей степени  $W(z)$  по известным значениям  $T$  и соотношениям для ее производной на краях интервала.

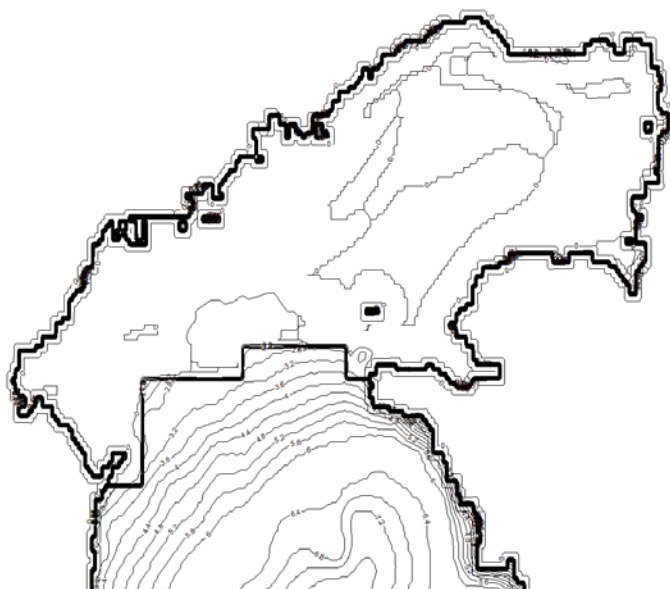
Итерациями находится минимальное значение  $Y$ , при котором полином  $W(z)$  монотонно растет с глубиной.

При этом перестает выполняться равенство потоков тепла на контакте с грунтом, в котором использовался коэффициент теплопроводности для стоячей воды. Наоборот, теперь из условия равенства этих потоков можно оценить значения коэффициентов теплопроводности в возникшем слое конвективного перемешивания.

2. Температура  $TD$  больше климатической  $T$  на дне грунта. Тогда результирующий  $T$ -сплайн в почве вогнутый. В подслое воды ниже слоя ветрового перемешивания нет конвективной неустойчивости и в нем для аппроксимации температуры будем использовать  $Z$ -полином второй степени. Три неизвестных коэффициента этого полинома и четыре неизвестных коэффициента полинома третьей степени в почве находятся из трех уже описанных условий на нижней границе грунта, температуре и ее производной на нижней границе слоя ветрового перемешивания и непрерывности температуры и потока тепла на границе с грунтом.

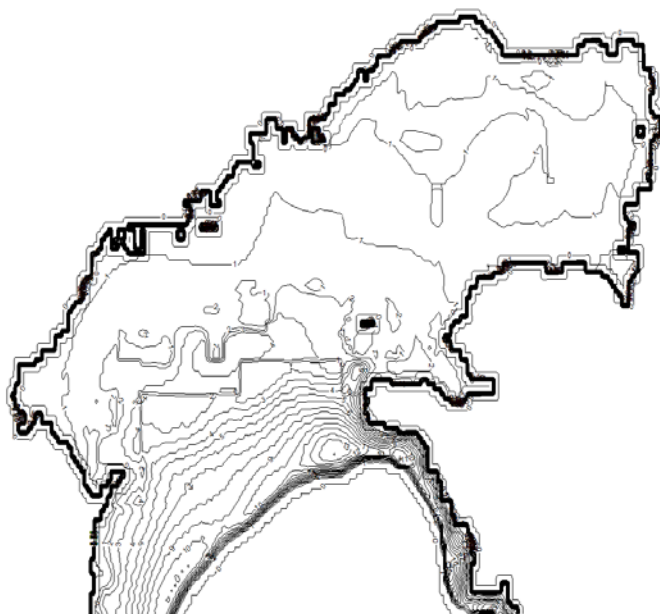
Черные изолинии на рисунках 2–4 – результат их сгущения в интервале между точками сетки. Например, в интервале смены ветви алгоритма при переходе через границу льда на поверхности моря.

На рис. 2 приведен пример расчета температуры морского дна (верхней границы слоя грунта), на рис. 3 и 4 – толщин приповерхностного и придонного слоев перемешивания по данным за 20.02.2023. В расчете коэффициент теплопроводности верхней границы грунта для мелководья и прибрежной полосы был принят в равных долях [5] коэффициентам теплопроводности песчаного ила, глины и крупнозернистого песка при 20 % примеси ракушника. С переходом к глубинам более 80 м доля глины становится преобладающей. Глубина северной части Каспия не превышает 22 м, тогда как максимальная глубина на южной границе нашей расчетной области ~390 м.



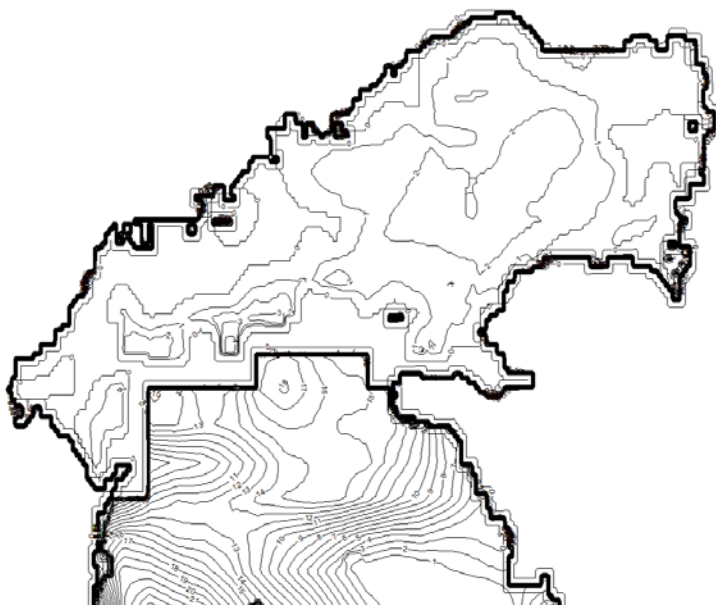
**Рис. 2.** Температура морского дна в интервале  $\{-0.4 - +7.6\}^{\circ}\text{C}$ . Изотермы через  $0.4^{\circ}\text{C}$ .

**Fig. 2.** Seabed temperature in the range  $\{-0.4 - +7.6\}^{\circ}\text{C}$ . Isotherms every  $0.4^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 3.** Толщина придонного слоя перемешивания; максимум – 14 м; изолинии через 1.0 м.

**Fig. 3.** Thickness of layer of bottom mixing; maximum – 14 m; isolines every 1.0 m.



**Рис. 4.** Толщина поверхностного слоя перемешивания; максимум – 24 м; изолинии через 1.0 м.

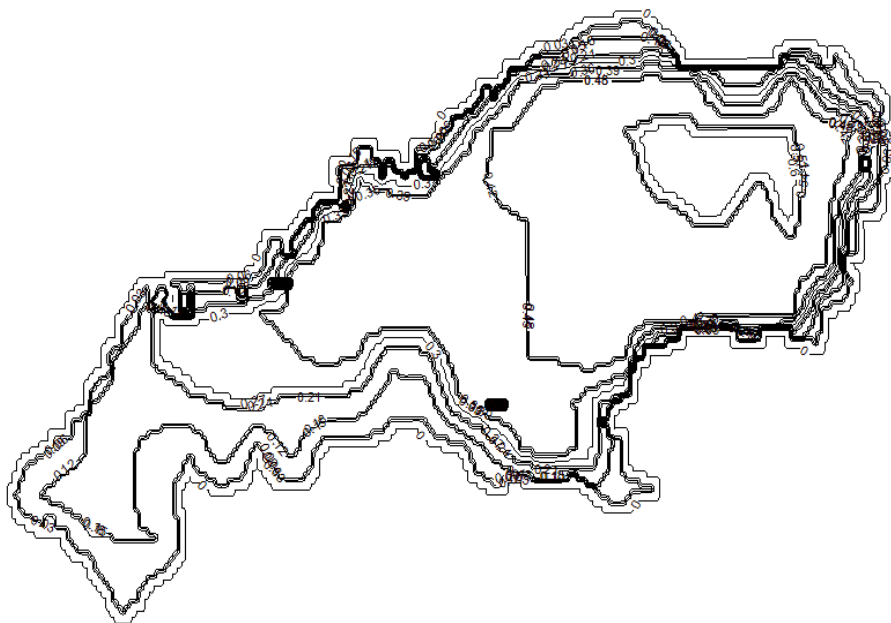
**Fig. 4.** Thickness of the surface mixing layer; maximum – 24 m; isolines every 1.0 m.

## 2. Результаты численного тестирования

Полученное таким образом пространственное поле температуры воды и слоя грунта, вместе с взятым из данных модели NCEP за 00 ч ВСВ 20.02.2023 полем толщины льда, использовалось как начальное в задаче прогноза толщины льда при заданных (данные NCEP с интервалом 3 часа) в ходе всего прогноза значениях поля температуры воздуха на высоте 2 м, поля скорости ветра на высоте 10 м и поля влажности воздуха. Эти трехчасовые данные позволяли рассчитать коэффициент атмосферной теплопроводности у поверхности льда. Динамическая скорость, входящая в расчет этого коэффициента, определялась скоростью ветра согласно [6]. Начальное поле толщины льда представлено на рис. 5.

Прогностические значения толщины льда определялись решением одномерного (по вертикальной координате) уравнения теплопроводности в каждой вертикали горизонтальной сетки с разрешением  $1/30^\circ$  при постоянных значениях удельной теплоемкости воды и льда, тогда как в грунте величины удельной теплоемкости и теплопроводности зависели от его типа. Коэффициент теплопроводности льда считался постоянным, а воды – зависел от градиента плотности. Использовались климатические значения потоков коротковолновой и длинноволновой радиации. Число точек вертикальной сетки каждого водного столба зависело от его толщины,

которая (включая возможный лед) разбивалась на три примерно равные части.



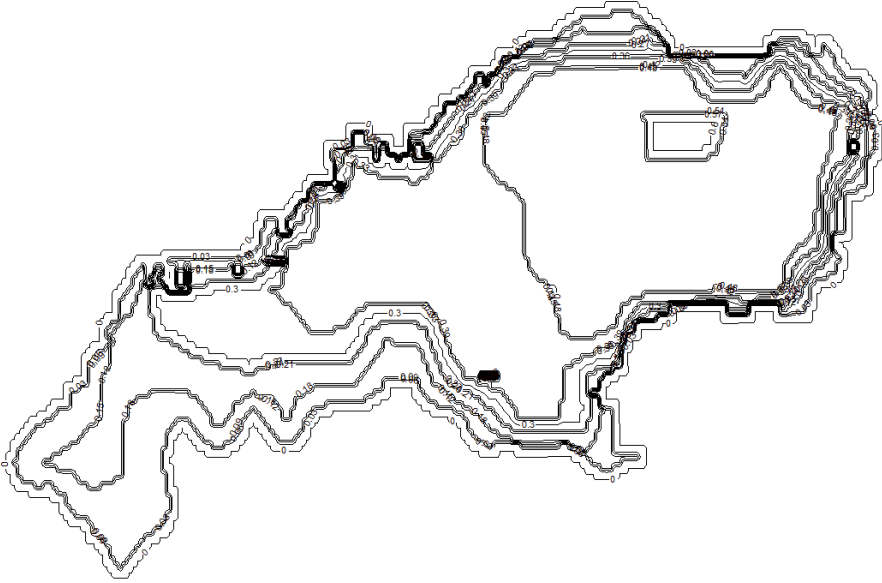
**Рис. 5.** Толщина льда на 00 ч ВСВ 20.02.2023 (данные модели NCEP). Максимальная толщина 0.6 м, жирные изолинии через 0.1 м.

**Fig. 5.** Ice thickness at 00 h 20.02.2023 (NCEP model data). Maximum thickness 0.6 m, thick contours every 0.1 m.

В средней части разрешение равномерное, тогда как шаг сетки в верхней и нижней частях убывает как степень  $1/3$  при приближении к точкам контакта с атмосферой и с донным грунтом. В грунте шаг сетки не зависит от горизонтали и убывает от его нижней границы (толщина грунта постоянна 7.29 м) как степень  $1/3$  при приближении к контакту с водой. Таким образом, шаг сетки по вертикали не менее 0.01 м.

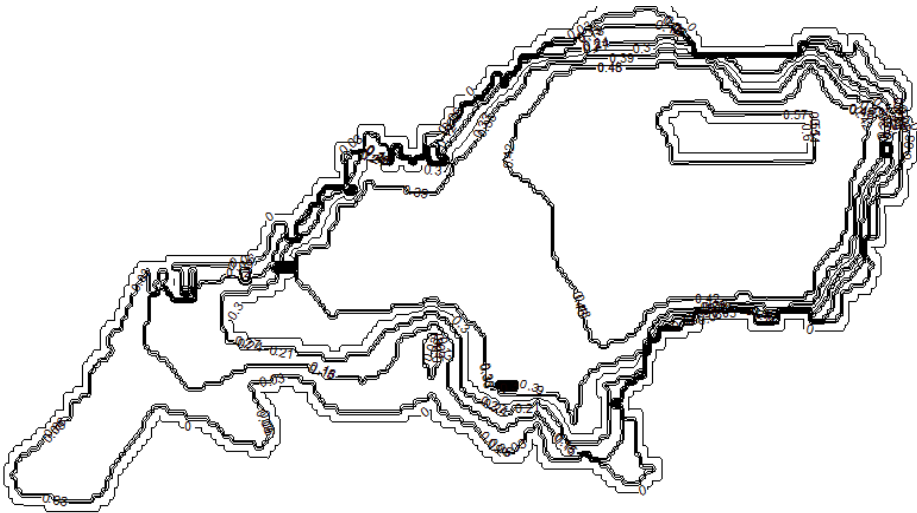
В расчетах использована неявная разностная схема первого порядка аппроксимации. Шаг по времени 240 секунд. В начале каждого временного шага нижняя граница льда помещается в стационарное положение внутри интервала сетки и не меняется в течение этого шага. В конце каждого шага по времени в точках сетки проводится согласование прогностического поля температуры с фазой воды при условии сохранения интегрального количества тепла: внутри льда температура не может превышать температуру замерзания, а в воде – быть ниже ее. Толщина льда может измениться как в ходе указанного согласования, так и при последующем перемещении точки разрыва потока тепла в стационарное положение в начале следующего временного шага.

На рис. 6 представлен прогноз толщины льда на трое суток по описанной упрощенной модели. Для сравнения на рис. 7 приведена толщина льда по данным модели NCEP на 00 ч 23.02.2023.



**Рис. 6.** Прогноз толщины льда на 3 суток по упрощенной модели. Максимальная толщина 0.6 м, жирные изолинии через 0.1 м.

**Fig. 6.** Forecast of ice thickness for 3 days using a simplified model. Maximum thickness 0.6 m, thick contours every 0.1 m.



**Рис. 7.** Толщина льда на 00 ч ВСВ 23.02.2023 (данные модели NCEP). Максимальная толщина 0.6 м, жирные изолинии через 0.1 м.

**Fig. 7.** Ice thickness at 00 h 23.02.2023 (NCEP model data). Maximum thickness 0.6 m, thick contours every 0.1 m.

## Заключение

Показана принципиальная возможность использования алгоритма довольно грубой сплайн аппроксимации для восстановления по вертикали начального профиля температуры льда, нижележащей морской воды и выделенного семиметрового слоя донного грунта в задаче прогноза толщины льда в условиях мелководья Каспийского моря. Структура алгоритма зависит от наличия или отсутствия льда, от соотношения температуры на нижней границе атмосферы и ее климатического значения на нижней границе грунта. Полученный в результате непрерывный профиль не содержит участков с инверсией плотности и состоит из не более шести частей, каждая из которых аппроксимируется многочленом не более третьей степени от вертикальной координаты. Алгоритм позволяет рассчитывать толщину приповерхностного и придонного слоев перемешивания.

Апробация алгоритма выполнена при прогнозе толщины льда на трое суток при известных в ходе прогноза: значении температуры атмосферы на высоте 2 м, скорости ветра на высоте 10 м, поверхностных радиационных потоков и давлении. Циркуляция морской воды не учитывается. Уравнение притока тепла аппроксимируются простейшей неявной разностной схемой первого порядка точности. Положение нижней границы льда меняется с учетом сохранения количества тепла и возможного перемещения точки разрыва потока тепла в стационарное положение. Результаты прогноза сравниваются с данными прогноза толщины льда, полученными моделью NCEP.

Автор благодарен И.И. Кулаковой и А.Ю. Недачиной, создателям базы данных, из которой были получены необходимые поля модели NCEP, и Ю.В. Алферову за возможность использования программы ISOGRAPH при построении рисунков статьи.

## Список литературы

1. *Абузяров З.К.* Прогноз толщины слоя волнового перемешивания // Труды Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 161. С. 55-63.
2. *Архипкин В.С., Добролюбов С.А.* Океанология. Физические свойства морской воды: Учебное пособие для вузов, 2-е изд. М.: Юрайт, 2024. 216 с.
3. *Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М.* Численные методы. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2011. 636 с.
4. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 261 с.
5. *Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Кравчишина М.Д., Духова Л.А. и др.* Комплексные исследования системы Каспийского моря во 2-м рейсе научно-исследовательского судна «Никифор Шуреков» // Океанология. 2015. Том 55, № 2. С. 344-347.
6. *Козырев А.В., Репина И.А.* Определение динамической скорости ветра в приводном слое атмосферы из параметров спектров морского волнения // Девятая всероссийская открытая ежегодная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Москва, ИКИ РАН, 14–18 ноября 2011 г. [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2011\\_conf\\_pdf/ocean/kozyrev.pdf](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2011_conf_pdf/ocean/kozyrev.pdf)

7. Стечкин С.Б. Сплайны в вычислительной математике. М.: Наука, 1976. 215 с.

8. Тужилкин В.С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования: Дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2008. 313 с.

#### References

1. Abuzyarov Z.K. Prognoz tolshchiny sloya volnovogo peremeshivaniya. *Trudy Gidromettsentra SSSR [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR]*, 1975, vol. 161, pp. 55-63 [in Russ.].

2. Arhipkin V.S., Dobrolyubov S.A. Okeanologiya [Oceanology]. Fizicheskie svoystva morskoy vody: Uchebnoe posobie dlya vuzov, 2-e izd. Moscow, YUrayt publ., 2024, 216 p. [in Russ.].

3. Bahvalov N.S., Zhidkov N.P., Kobel'kov G.M. Chislennyye metody. Moscow, BINOM, Laboratoriya znaniy publ., 2011, 636 p. [in Russ.].

4. Kaspiskoye more: Gidrologiya i gidrohimiya [Caspian Sea: Hydrology and hydrochemistry]. Moscow, Nauka publ., 1986, 261 p. [in Russ.].

5. Klyuvitkin A.A., Ambrosimov A.K., Kravchishina M.D., Kozina N.V., Budko D.F., Dukhova L.A., Serebrennikova E.A., Korzh A.O. Comprehensive study of the Caspian Sea system during the second cruise of the research vessel Nikifor Shurekov. *Oceanology*, 2015, vol. 55, no. 2, pp. 311-314.

6. Kozyrev A.V., Repina I.A. Opredelenie dinamicheskoy skorosti vetra v privodnom sloe atmosfery iz parametrov spektrov morskogo volneniya // Devyataya vserossiyskaya otkrytaya ezhegodnaya konferenciya «Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa» Moskva, IKI RAN, 14–18 noyabrya 2011 g. Available at: [http://d33.infospace.ru/d33\\_conf/2011\\_conf\\_pdf/ocean/kozyrev.pdf](http://d33.infospace.ru/d33_conf/2011_conf_pdf/ocean/kozyrev.pdf) [in Russ.].

7. Stechkin S.B. Splayny v vychislitel'noy matematike. Moscow, Nauka publ., 1976, 215 p. [in Russ.].

8. Tuzhilkin V.S. Sezonnaya i mnogoletnyaya izmenchivost' termohalinnoy struktury vod Chernogo i Kaspiskogo morey i processy ee formirovaniya: Dis. ... dokt. geogr. nauk. Moscow, MGU im. M.V. Lomonosova, 2008, 313 p. [in Russ.].

*Поступила 08.04.2024; одобрена после рецензирования 24.09.2024;  
принята в печать 15.10.2024.*

*Submitted 08.04.2024; approved after reviewing 24.09.2024;  
accepted for publication 15.10.2024.*