# Математика

УДК 51-7:551.46.062.5:551.465.71(262.54)

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС АЗОВСКОГО МОРЯ[1]

***Дашкевич Л. В.*[2], *Бердников С. В.*[3]**

MATHEMATICAL MODELING OF TEMPERATURE REGIME AND HEAT BALANCE OF THE SEA OF AZOV

Dashkevich L. V., Berdnikov S. V.

Dynamics of water temperature and heat balance elements was calculated in this work during the period from 1920 to 2008 on the basis of a mathematical model of temperature regime of the Sea of Azov. The results were compared with the published sources and primary data from the database of the RAS Southern Research Centre. It was shown that the model adequately reflects temperature regime and heat balance shifts, observed salinity decrease, climate warming, cyclonic circulation intensification, increase of precipitation amount and wind force lowering in the Azov region in modern period.

Keywords: the Sea of Azov, mathematical model, water temperature, heat balance.

### Введение

Моделирование климатических изменений стало едва ли не основным исследовательским методом в XXI в. При этом далеко не всегда для оценки реальных эффектов используется база данных, собранная в экспедициях за длительный период времени.

В 2005 г. Южный научный центр РАН, Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН совместно с Лабораторией морского климата Национального центра океанографических данных (НОАА, США) начали работу по формированию базы данных океанографических наблюдений в Азовском море. Результатом стало издание Климатического атласа Азовского моря 2006 [1], содержащего первичные данные по 14 289 станциям. В 2006–2007 гг. работа по поиску и архивации данных была продолжена, подготовлена новая версия базы данных, представленная в Климатическом атласе Азовского моря 2008 [2] и включающая 34 517 морских станций и 89 203 наблюдения на береговых постах за период 1891–2006 гг. (рис. 1, табл. 1).

Для расчета температуры воды Азовского моря в рамках боксовой модели гидрологического режима предложена математическая модель, основанная на уравнениях теплового баланса. С ее помощью для трех типов лет, которые можно характеризовать как средние, теплые и холодные, выполнен расчет температурного и ледового режимов Азовского моря [3].

Цель настоящей работы — верификация разработанной модели температурного режима для периода, наиболее обеспеченного данными (1920–2006 гг.) и совместный анализ (данных наблюдений и модельных траекторий) многолетних тенденций изменения температурного и ледового режимов, элементов теплового баланса моря.

[1]Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (07-04-01409, 08-06-90401-Укр_а).

[2]Дашкевич Людмила Владимировна, младший научный сотрудник Института аридных зон Южного научного центра РАН.

[3]Бердников Сергей Владимирович, д-р геогр. наук, главный ученый секретарь Южного научного центра РАН, заведующий отделом Азовского филиала Мурманского морского биологического института КНЦ РАН; e-mail: berdnikov@mmbi.krinc.ru.

Таблица 1. Перечень гидрометеорологических и гидрохимических параметров в океанографической базе данных Азовского моря за период 1891–2006 гг.

| Характеристики водной среды | Число измерений* |
|---|---|
| температура | 34 517/89 203 |
| соленость | 16 724 |
| хлорность | 6 711 |
| давление | 545 |
| электропроводность | 499 |
| абсолютное содержание растворённого кислорода | 8 142 |
| относительное содержание растворённого кислорода | 2 694 |
| pH | 3 523 |
| окисляемость кислорода | 1 110 |
| фосфаты | 4 180 |
| общее содержание фосфора | 370 |
| нитраты | 624 |
| нитриты | 1 699 |
| аммонийный азот | 258 |
| силикаты | 2 090 |
| щелочность | 3315 |
| состояние моря | 10 453/415 |
| тип волнения | 2 653 |
| направление волнения | 9 259 |
| прозрачность | 16 841/39 |
| ледовитость | 24 |
| тип льда | 65 |
| толщина льда | 172/6 |
| сплоченность льда | 34 |
| **Характеристики воздушной среды** | **Число измерений** |
| абсолютная влажность | 3 221 |
| относительная влажность | 3166/25 008 |
| атмосферное давление | 2 412 |
| температура воздуха | 11 221/31 421 |
| общая облачность | 10 020/25 400 |
| тип облачности | 2181 |
| скорость ветра | 18 010/29 926 |
| направление ветра | 18 785/28 348 |
| видимость | 3 428 |
| погода | 321/1 435 |

Примечание: * — в числителе указано количество измерений в море, в знаменателе — на береговых постах.

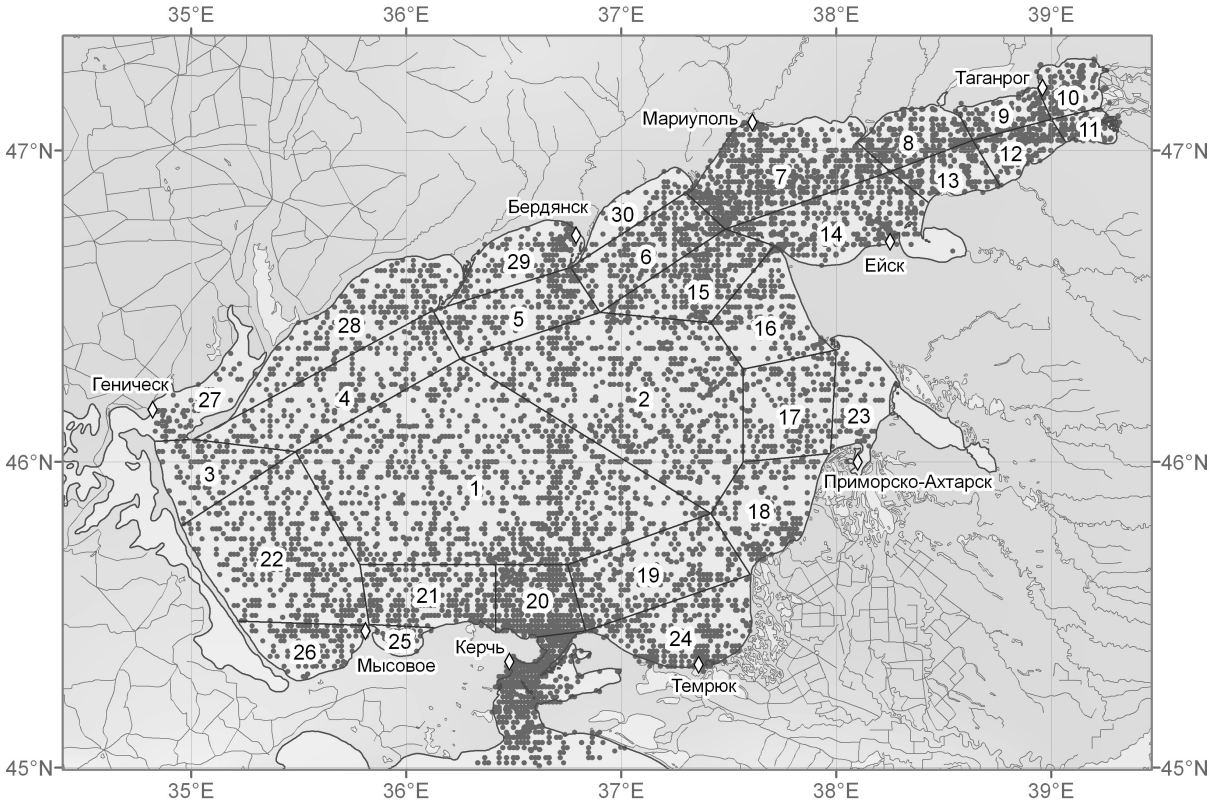



Рис. 1. Пространственное распределение океанографических станций в базе данных. Принятое деление Азовского моря на районы (боксы)

## 1. Материал и методы

База данных (БД) ЮНЦ РАН содержит данные наблюдений более чем 120 тыс. океанографических и гидрологических станций за период с 1891 г. по настоящее время (литературные данные, интернет-ресурсы и материалы экспедиционных исследований ЮНЦ РАН и АФ ММБИ) с информацией по гидрологии, гидрохимии и метеорологии, а также численности, биомассе и видовом составе гидробионтов (всего почти 100 параметров). Все данные можно разделить на две большие категории: регулярные наблюдения на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) и экспедиционные материалы. Температура воды — самый многочисленный параметр в БД. Недостатком имеющихся данных является их нерегулярное распределение во времени и пространстве, что затрудняет необходимое для климатологического анализа осреднение. Имеются значительные разрывы во временном ряде наблюдений, которые пока не удалось заполнить. Наиболее обеспечены данными периоды 1926–1935, 1946–1960, 1970–1980 и 1998–2007 гг. Для прибрежных ГМС есть данные только для отдельных лет (1937–1939, 1950–1954 гг., 1958 г., 1969–1971, 1974–1975 гг.), в основном это температура поверхностного слоя и метеорологические параметры.

Для работы с БД с применением современного программного обеспечения разработана компьютерная система, включающая три взаимосвязанных блока (модуля):

1) собственно океанографическую базу данных;

2) комплекс программ для работы с табличной информацией;

3) ориентированный на современные географические информационные системы (ГИС) комплекс программ для обработки пространственно-распределенной информации.

Информация в БД хранится в виде традиционных порейсовых массивов («in situ»). К сожалению, для ряда данных, полученных из разных источников, часть признаков (например, название рейса) утрачена. В этом случае данные формируются в пределах периода относительно непрерывных наблюдений. Также в пределах нескольких месяцев (года) формируются данные прибрежных наблюдений ГМС.

Программа, обеспечивающая работу с БД, реализована в среде Access 2000. Пространственная привязка данных осуществляется с помощью ГИС ArcGIS 9.2 на батиметрической карте Азовского моря. Поскольку ГИС предоставляет возможность работы с базами Access, такая интеграция позволяет использовать широкий набор инструментов пространственного анализа ГИС для работы с данными.

*Модель температурного и ледового режимов* Азовского моря встроена в гидрологический модуль боксовой модели Азовского моря, составными частями которого являются также балансовые модели водного обмена и режима солености.

Горизонтальное районирование водного объекта, деление его на районы (боксы) (рис. 1) проводится с целью выделения главных океанографических черт морской системы — структуры водных масс, особенностей циркуляции вод, рельефа берегов и дна, устойчивых закономерностей пространственного распределения океанографических полей, проявляющихся на осредненных картах. Всего выделено 30 районов.

Оценка водного обмена между боксами основана на следующем уравнении водного баланса

$$\frac{dV_i}{dt} = \sum_j Q_{ji} - \sum_j Q_{ij} - Q_{i0} + Q_F^i + Q_P^i + Q_E^i + Q_{BS}^i, \quad (1.1)$$

$$V_i = A_i H_i, \quad i, j \leqslant N,$$

где $i$, $j$ — номера районов; $V_i$, $A_i$, $H_i$ — объем, площадь и средняя глубина, соответственно; $Q_{ji}$ — приток воды из $j$-го района в $i$-й; $Q_{ij}$ — отток воды из $i$-го района в $j$-й; $Q_{io}^i$ — отток воды в Черное море; $Q_F^i$ — речной сток; $Q_P^i$ — осадки; $Q_E^i$ — испарение; $Q_{BS}^i$ — поступление водных масс из Черного моря.

Водообмен за определенный период через границу, например между $i$-м и $j$-м районами, разделен на адвективную составляющую и перемешивание — водный поток, имеющий противоположное направление и одинаковую величину

$$Q_{ji} - Q_{ij} = \alpha_{ij} R_i + D_{ji} - D_{ij}, \quad (1.2)$$

$$D_{ji} = D_{ij}.$$

Здесь $R_i$ — общий поток, вытекающий за определенный промежуток времени из $i$-го района, $\alpha_{ij}$ — его доля, направленная в $j$-й район. Если обозначить через $\alpha_{i0}$ часть потока, направленного за пределы водоема, то $Q_{i0} = \alpha_{i0} R_i$, при этом справедливо $\sum_j \alpha_{ij} + \alpha_{i0} = 1$. Такое упрощение позволяет заменить балансовые соотношения (1.1) системой линейных уравнений относительно величин $R_i$

$$\mathbf{UR} = \mathbf{B}, \quad u_{ii} = 1, \quad u_{ij} = -\alpha_{ij}, \quad (1.3)$$

$$\mathbf{R} = (R_1, R_2, \ldots, R_N)^T,$$

$$\mathbf{B} = (B_1, B_2, \ldots, B_N)^T,$$

$$B_i = Q_F^i + Q_P^i - Q_E^i + Q_{BS}^i - \frac{dV_i}{dt},$$

$$\frac{dV_i}{dt} = A_i \frac{dH_i}{dt}.$$

Изменение объема районов $\frac{dV_i}{dt}$ считается известной функцией времени и отражает сезонную и межгодовую динамику изменения уровня $\frac{dH_i}{dt}$.

Особенности водообмена между районами в разные временные периоды регулирует матрица $\mathbf{U}$ (т. е. значения параметров $\alpha_{ij}$), которая может быть изменена в зависимости от преобладающего характера течений.

В результате решения системы уравнений (1.3) выполняется согласование имеющихся представлений о циркуляции водных масс (параметры водообмена $\alpha_{ij}$, $\alpha_{i0}$) и экзогенных характеристик (пресный сток, осадки, испарение, поступление черноморских вод через Керченский пролив).

Для уточнения параметров водообмена между районами уравнений водного баланса недостаточно, так как водные потоки, имитирующие горизонтальное перемешивание водных масс, не влияют на баланс воды (т. е. $D_{ji} = D_{ij}$) и из уравнений исключаются. Поэтому одновременно с уравнениями водного баланса рассматриваются также балансовые соотношения для веществ, обладающих консервативными свойствами и играющими роль трассеров для маркировки перемещения водных масс. Для Азовского моря в качестве трассера используется сумма ионов (соленость, ‰). Уравнения баланса для описания динамики таких веществ имеют вид

$$\frac{dM_i}{dt} = \sum\nolimits_j W_{ji} + W_{0i} - \sum\nolimits_j W_{ij} - W_{i0}, \quad (1.4)$$

$$W_{0i} = W_F^i + W_P^i + W_{BS}^i,$$

$$W_{ji} = (\alpha_{ji} R_j + D_{ji}) C_j,$$

$$\sum\nolimits_j W_{ij} - W_{i0} = (R_i + \sum\nolimits_j D_{ji}) C_i,$$

$$M_i = V_i C_i,$$

где $C_i$ — средняя по району концентрация вещества-трассера; $M_i$ — его запас; $W_{ji}$, $W_{ij}$ — потоки вещества при перемещении водных масс между районами (адвекция и перемешивание); $W_{0i}$ — экзогенное поступление вещества (с речными водами, с осадками и из Черного моря). Так как концентрация солей в осадках и речных водах незначительна, значение имеет только поступление солей (в концентрации $C^i_{BS}$) с черноморскими водами, в этом случае $F_i = Q^i_{BS}S^i_{BS}$; $W_{i0}$ — вынос вещества с водными массами в Черное море.

Водные потоки, введенные для имитации перемешивания (ветровое перемешивание, сгонно-нагонные явления) и исключенные из уравнений водного баланса, в уравнениях баланса вещества-трассера должны быть учтены. Для их параметризации полагается

$$D_{ji} = D_{ij} = D_0(t)\delta_{ij}A_{ij},$$

где $D_0(t)$ — средняя для всего водоема, зависящая от времени (сезона) скорость горизонтального перемешивания, $\delta_{ij}$ — безразмерный параметр для локальной корректировки интенсивности перемешивания; $A_{ij}$ — площадь боковой границы между районами.

Балансовые соотношения (1.4) представляют собой систему линейных дифференциальных уравнений

$$\frac{d\mathbf{M}}{dt} = \mathbf{UM} + \mathbf{F},$$

$$u_{ii} = -\frac{(R_i + \sum_k D_{ki})}{V_i}, \qquad (1.5)$$

$$u_{ij} = \frac{(\alpha_{ji}R_j + D_{ji})}{V_j},$$

$$\mathbf{F} = (F_1, F_2, \ldots, F_N)^T,$$

$$\mathbf{M} = (M_1, M_2, \ldots, M_N)^T, \quad M_i = V_iC_i.$$

Процедура калибровки параметров модели водообмена состоит в проведении ряда вычислительных экспериментов по расчету солености с применением модели (1.1)–(1.5), сравнении результатов расчета с данными наблюдений, осредненными по каждому компартменту и за соответствующий период, корректировке параметров $\alpha_{ij}$ и $D_{ji}$ до тех пор, пока разница между расчетными значениями и данными не будет меньше некоторой величины, принятой в качестве удовлетворительной точности модельного приближения.

Изменение запаса тепла в каждом районе в результате водного обмена и притока тепла с водными массами извне описывается следующим вариантом системы уравнений (1.4):

$$M_i = c_w\rho_w V_iT_i, \qquad (1.6)$$

$$F_i = c_w\rho_w(Q^i_FT^i_F + Q^i_PT^i_P + Q^i_{BS}T^i_{BS}),$$
$$i = 1, \ldots, N,$$

где $T^i_F$, $T^i_P$, $T^i_{BS}$ — температура речной воды, осадков и водных масс, поступающих из Черного моря, соответственно (°K); $\rho_W$ — плотность воды (г/см$^3$); $c_W = 4,2 \cdot 10^{-3}$ — теплоемкость воды (кДж/г/град).

Для решения системы уравнений (1.4)–(1.6) в интервале $(t + dt)$ используется численный метод, предложенный в работе [3]. При этом получаем оценку изменения солености ($\Delta_{adv}S_i$) и температуры воды $\Delta_{adv}T_i$ в результате адвекции и перемешивания водных масс

$$\Delta_{adv}S_i = \frac{S_i(t+dt)V_i(t+dt) - S_i(t)V_i(t)}{V_i(t+dt)},$$
$$\Delta_{adv}T_i = \frac{T_i(t+dt)V_i(t+dt) - T_i(t)V_i(t)}{V_i(t+dt)}. \qquad (1.7)$$

Здесь $V_i(t+dt)$, $V_i(t)$ — объемы районов до и после расчета, аналогично $S_i(t+dt)$, $S_i(t)$ — соленость, $T_i(t+dt)$, $T_i(t)$ — температура воды.

Значения температуры воды и солености на следующем временном шаге определяются с учетом влияния водообмена, обменных процессов с атмосферой, фазовых переходов в системе «вода–лед» следующими соотношениями:

а) для участков без льда (номер района здесь и далее опущен)

$$T(t+dt) = \frac{T(t) + Bwdt + \Delta_{adv}T}{1 + (i_{TW} + i_W)dt}, \qquad (1.8)$$

$$S(t+dt) = S(t) + \Delta_{adv}S;$$

б) для участков, покрытых льдом

$$T_f(t+dt) = T(t+dt) = \frac{T(t) + B_Idt + \Delta_{adv}T}{1 + i_{TI}dt} \pm \Delta T_I \qquad (1.9)$$

$$T_f = T * +[-0,01(0,3+ + S(5,27 + 0,004S(1,0 + 0,01S)))],$$

$$S(t+dt) = S(t) + \Delta_{adv}S + \frac{k_Idt S(t+dt)V_I}{V(t+dt)},$$

$$S_I(t+dt) = \frac{S_I(t)}{1+k_I dt}, \qquad (1.10)$$
$$T* = 273,15^\circ K,$$

где $T$, $S$ — соответственно, температура (°K) и соленость (‰) воды; $S_I$ — средняя соленость (‰) льда; $B_W$, $B_I$ — изменение температуры за счет притока тепла к водной поверхности, свободной ото льда и покрытой льдом, соответственно; $i_{TW}$, $i_{TI}$ — интенсивности уменьшения температуры воды за счет турбулентно-конвективного (контактного) теплообмена в районах, соответственно, свободных ото льда и покрытых льдом; $i_W$ — интенсивность уменьшения температуры воды за счет теплового излучения водной поверхности; $k_I$ — скорость выхода солей из льда; $V_I$ — объем льда (км$^3$); $T_f$ — температура замерзания морской воды [4]; $\Delta T_I$ — прирост температуры, связанный с процессами образования и таяния льда.

Остановимся более подробно на параметризация потоков тепла через границу «вода–лед–атмосфера». Изменение температуры за счет внешнего притока тепла к поверхности воды, свободной ото льда, определяется поглощенной частью суммарной солнечной радиации $G_S$, противоизлучением атмосферы $G_A$, притоком тепла при турбулентно-конвективном теплообмене $G_{TW}$, затратами тепла на испарение $G_E$.

$$B_W = \frac{G_S(1-\alpha_W) + G_A + q_{TW}T_A - G_E}{c_W\rho_W h_W}, \qquad (1.11)$$
$$G_{TW} = g_{TW}(T_A - T), \quad g_{TW} = k_T c_A \rho_A S_t v,$$
$$i_{TW} = \frac{g_{TW}}{c_W\rho_W h_W}.$$

Здесь $\alpha_W$ — альбедо воды; $T_A$ — температура воздуха (°K); $k_T = 2{,}592\ 10^6$ (с/мес); $c_A$=1,0 $10^{-3}$ — теплоемкость воздуха (кДж/г/град); $v$ — скорость ветра (см/с); $S_t = 1{,}7\ 10^{-3}$ — постоянная Стентона; $\rho_A = 1{,}23\ 10^{-3}$ — плотность воздуха (г/см$^3$).

Противоизлучение атмосферы задано полуэмпирической формулой Брента [5]:

$$G_A = \sigma(T_A)^4 \times \qquad (1.12)$$
$$\times (0,68 + 0,055\sqrt{e_A})(1 + 0,23n),$$
$$e_A = f e_W,$$

где $\sigma = 1{,}47\ 10^{-8}$ — постоянная Стефана–Больцмана (кДж/см$^2$/мес/град$^4$), $n$ — балл облачности (доли 1), $e_W(T_A)$ — давление насыщенного водяного пара на высоте 2 м от поверхности воды при температуре воздуха ($T_A$), рассчитывается по формуле, приведенной, например в [6], $f$ — относительная влажность воздуха (доли 1).

Затраты тепла на испарение рассчитывается по формуле [4]

$$q_E = 0,14(1 + 0,72v) \times \qquad (1.13)$$
$$\times (e_W(T) - f e_W(T_A)),$$
$$G_E = q_E L_w \rho_W,$$

где $q_E$ — слой испарившейся воды, мм/сут, $e_W(T)$ — давление насыщенного водяного пара на уровне поверхности воды, $v$ — скорость ветра (м/с), $L_w = 2{,}55$ — скрытая теплота парообразования (кДж/г).

Изменение температуры за счет внешнего притока тепла к поверхности воды, покрытой льдом, зависит только от притока тепла за счет турбулентно-конвективного теплообмена через лед $G_{TI}$

$$B_I = \frac{q_{TI}T_A}{c_W\rho_W h_w}, \qquad (1.14)$$
$$h_w = H(t+dt) = \frac{V(t+dt)}{A},$$
$$G_{TI} = g_{TI}(T_A - T),$$
$$g_{TI} = \frac{k_T c_I}{h_I + \frac{c_I h_S}{c_S} + \frac{c_I}{c_A\rho_A S_t v}},$$
$$i_{TI} = \frac{g_{TI}}{c_W\rho_W h_W},$$

где $c_I = 2{,}09$ — теплопроводность льда (Вт/м/град); $c_S = 0{,}31$ — теплопроводность снега (Вт/м/град); $h_I$ — толщина льда (см); $h_S$ — толщина снега (см).

Тепловое излучение водной поверхности $G_W$ рассчитывается

$$G_W = g_W T, \quad g_W = \delta_W \sigma(T)^3, \qquad (1.15)$$
$$i_W = \frac{g_W}{c_W\rho_W h_W},$$

где $\delta_W = 0{,}91$ — коэффициент серости для воды.

Динамика льда описывается двумя макрохарактеристиками — толщиной и ледовитостью (доля площади района, занятая льдом). В основу модели ледового режима положен кибернетический подход, когда процессы таяния или замерзания льда сверху, снизу или сбоку реализованы в виде последовательно выполняемых шагов общего алгоритма расчета толщины льда и ледовитости [3].

Рассмотрим *внешние факторы, влияющие на температурный режим.* Для расчета температурного и ледового режимов в качестве внешних факторов используются суммарная солнечная радиация, температура и относительная влажность воздуха, облачность, скорость ветра, температура речных и черноморских вод. В качестве основы использовались материалы наблюдений прибрежных гидрометеорологических станций, а также информация из БД (табл. 1).

Для температуры воздуха отмечается тенденция повышения (рис. 2), а для скорости ветра — снижения (рис. 3) со сменой направления преобладающих ветров с восточной на западную составляющую [7–9].

## 2. Результаты расчета и обсуждение

Верификация модели температурного режима заключалась в корректировке ряда параметров. В частности, для затрат тепла на испарение, рассчитываемых по формуле (1.13), пришлось ввести коэффициент 0,8 (в [10] также отмечается, что эта формула дает завышенные значения), необходимо было также уменьшить тепловое излучение водной поверхности (коэффициент 0,9) и увеличить на 20 % противоизлучение атмосферы (1.12). Для сравнения использовались оценки среднегодовой температуры воды по 6 ГМС из работы [8]. Между расчетной среднегодовой температурой воды и этими данными коэффициент корреляции равен 0,86 (рис. 4).

Кроме этого, полученные результаты сравнивались со справочной информацией из литературных источников [11–13] и первичными данными из БД, обобщенными в работе [2].

Данные сезонного хода температуры воды в [12, 13] идентичны, поэтому на рисунках представлена одна кривая для этих источников. Данные для января и февраля по акватории Таганрогского залива (ТЗ) в [11] отсутствуют, а в [12, 13] не приведены данные для января–марта по ТЗ и собственно морю (СМ), и в декабре по ТЗ, поэтому в этот период сравнение результатов расчета можно было провести только с информацией из [2] (рис. 5). Сезонный ход температуры воды в ТЗ по результатам расчета (рис. 5А) смещен примерно на месяц с марта по июнь и на пол месяца и меньше во вторую половину года при сравнении с кривыми из источников [11–13]. При этом с кривой, построенной по данным [2], наблюдается почти полное сходство в феврале–марте, далее расхождение, аналогичное прочим источникам. Максимум температуры воды наблюдается в июле для всех кривых, при этом значения максимума расчетных данных соответствуют [11], а в остальных работах температура на 1,5–2°C ниже.

Результаты расчета сезонного хода температуры воды для СМ (рис. 5Б) практически идентичны данным сезонного хода работы [11] с небольшой разницей в холодный период (результат расчета на 0,5–1°C ниже). Кривые остальных источников смещены вправо, т.е. имеют более плавный переход между холодным и теплым периодами, чем данные нашего расчета и работы [11], максимум температуры в них на 1–2°C ниже и отмечается в августе (в отличие от результатов нашего расчета и работы [11], где максимум приходится на июль). Таким образом, для модели по сравнению с литературными данными характерны более высокие темпы нагревания весной и охлаждения с наступлением календарной осени.

Однако при сравнении многолетней динамики расчетной температуры с натурными данными из БД, осредненными в пределах месяца (рис. 6), модель показывает хорошее соответствие. В летний сезон и в начале осени (сентябрь) наблюдается максимальное соответствие расчетной и наблюденной температуры воды, результаты расчета для апреля и мая находятся несколько выше наблюденных значений, а в октябре и ноябре расчетная кривая проходит немного ниже натурных данных. В холодный период года (рис. 7) данных наблюдений за температурой воды немного и практически все они относятся к безледным областям, этим можно объяснить более низкое положение расчетной кривой. Совпадение области распределения температуры для наблюденных значений и результата расчета, проявляются в марте, когда ледовый покров в азовском регионе сходит на нет.

В рамках модельных расчетов была восстановлена динамика ледового режима Азовского моря (рис. 7). Данных о ледовой ситуации еще меньше, чем наблюдений температуры воды в холодный сезон, поэтому ориентироваться приходится на немногочисленные публикации. Однако при сравнении результатов расчета с исследованиями работ [11,12] можно отметить, что модель адекватно рассчитывает ледовую обстановку как для суровых (1927–1928, 1941–1942, 1953–1954, 2005–2006 гг. и др.), так и для мягких (1935–

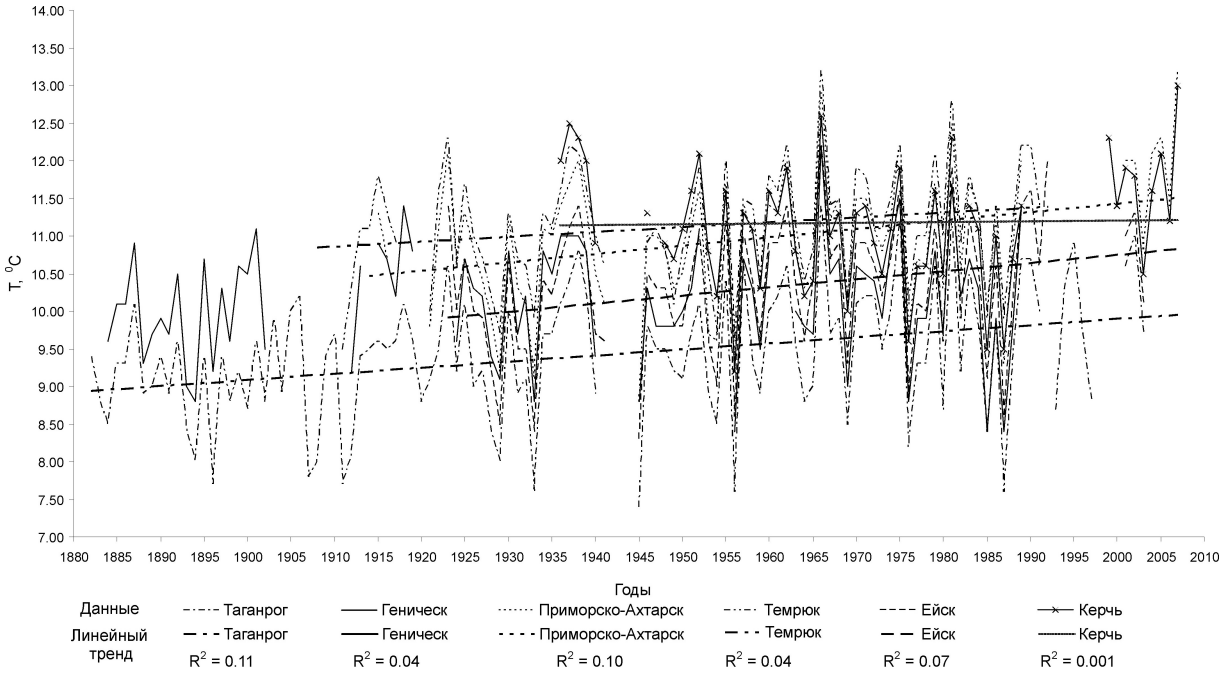



Рис. 2. Среднегодовая температура воздуха Азовского моря по данным 6 ГМС

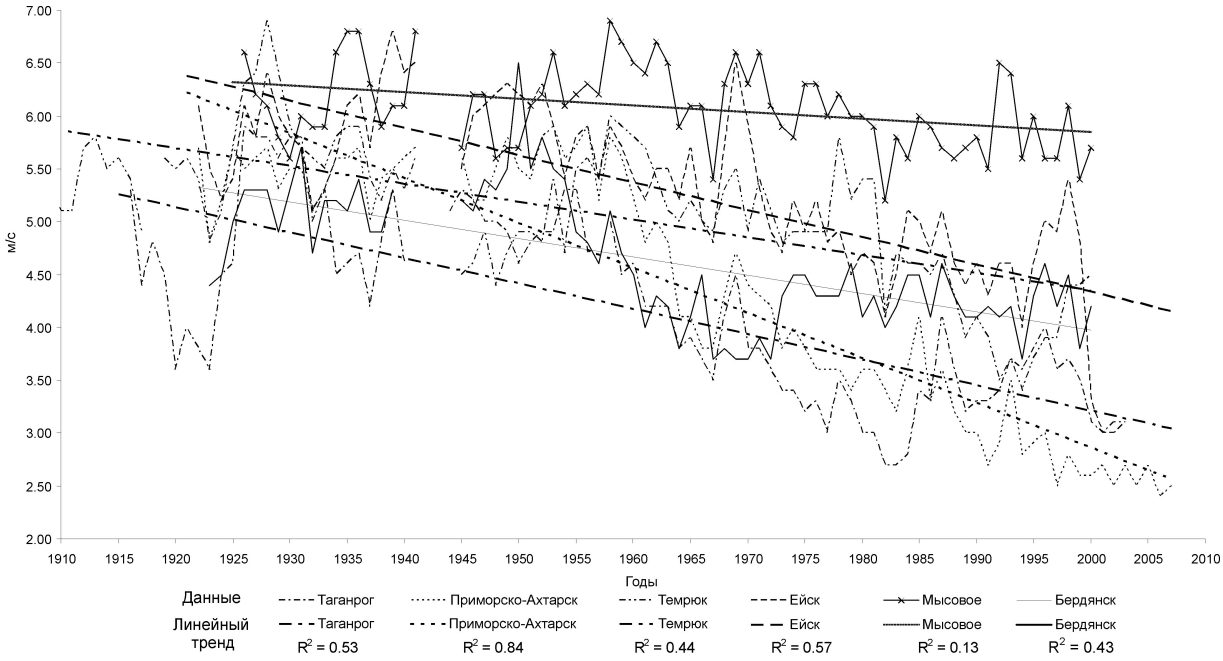



Рис. 3. Среднегодовая скорость ветра Азовского моря по данным 6 ГМС

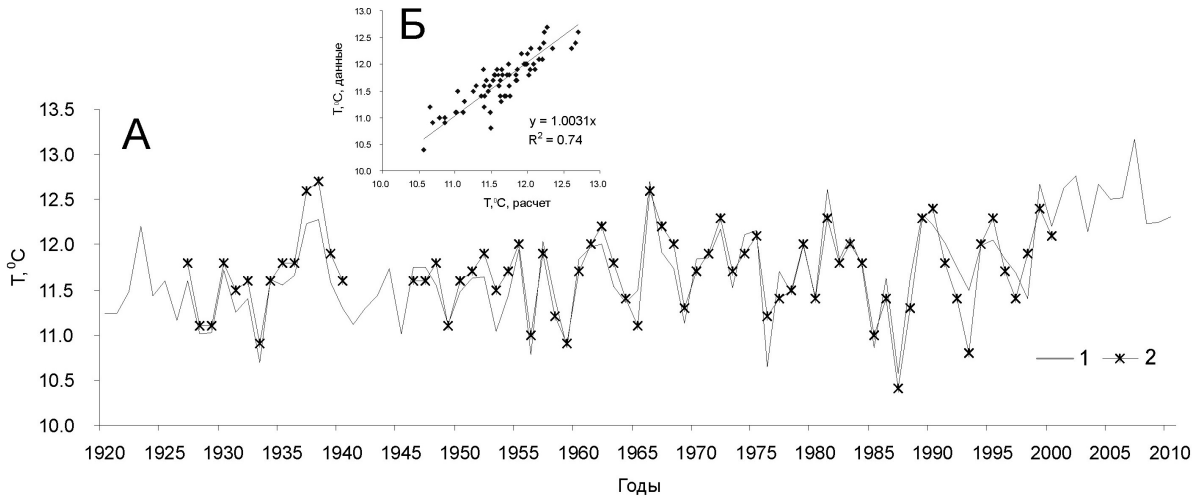



Рис. 4. Динамика среднегодовой температуры воды Азовского моря (А) и диаграмма соответствия (Б): 1 — расчет, 2 — оценка по данным 6 береговых ГМС [Гаргопа, 2003]

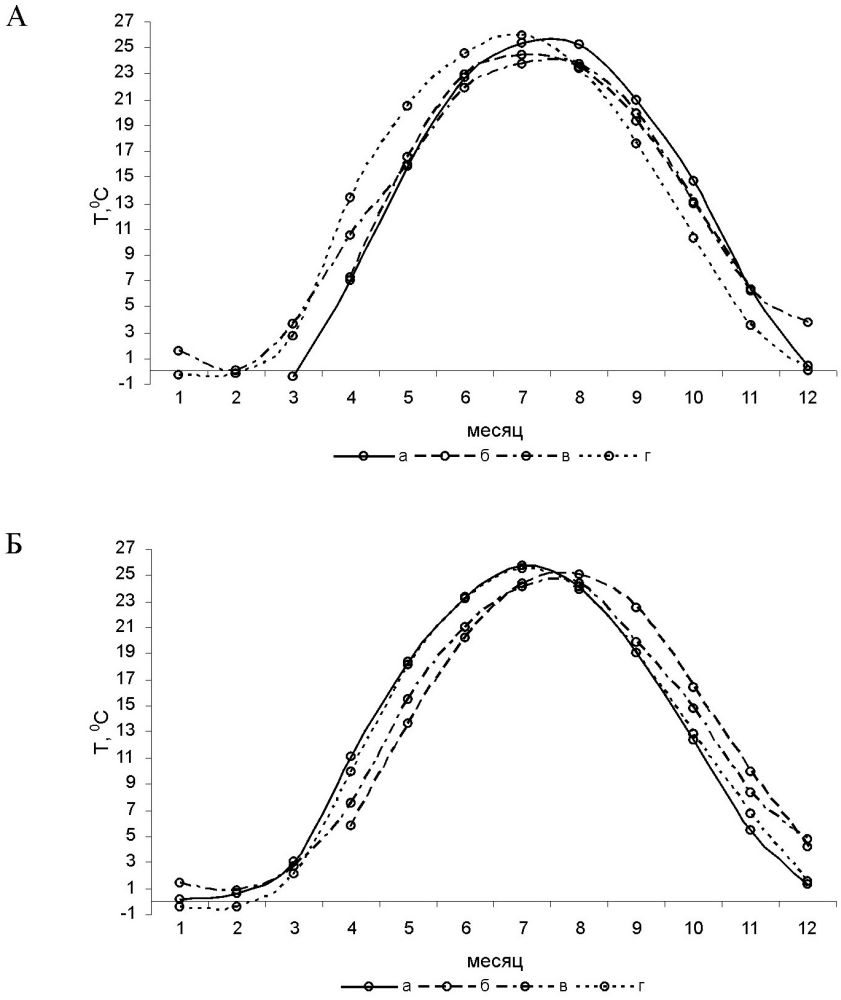



Рис. 5. Сезонный ход температуры воды ТЗ (А) и СМ (Б) по данным разных источников: а — [11]; б — [12, 13]; в — [2]; г — расчет

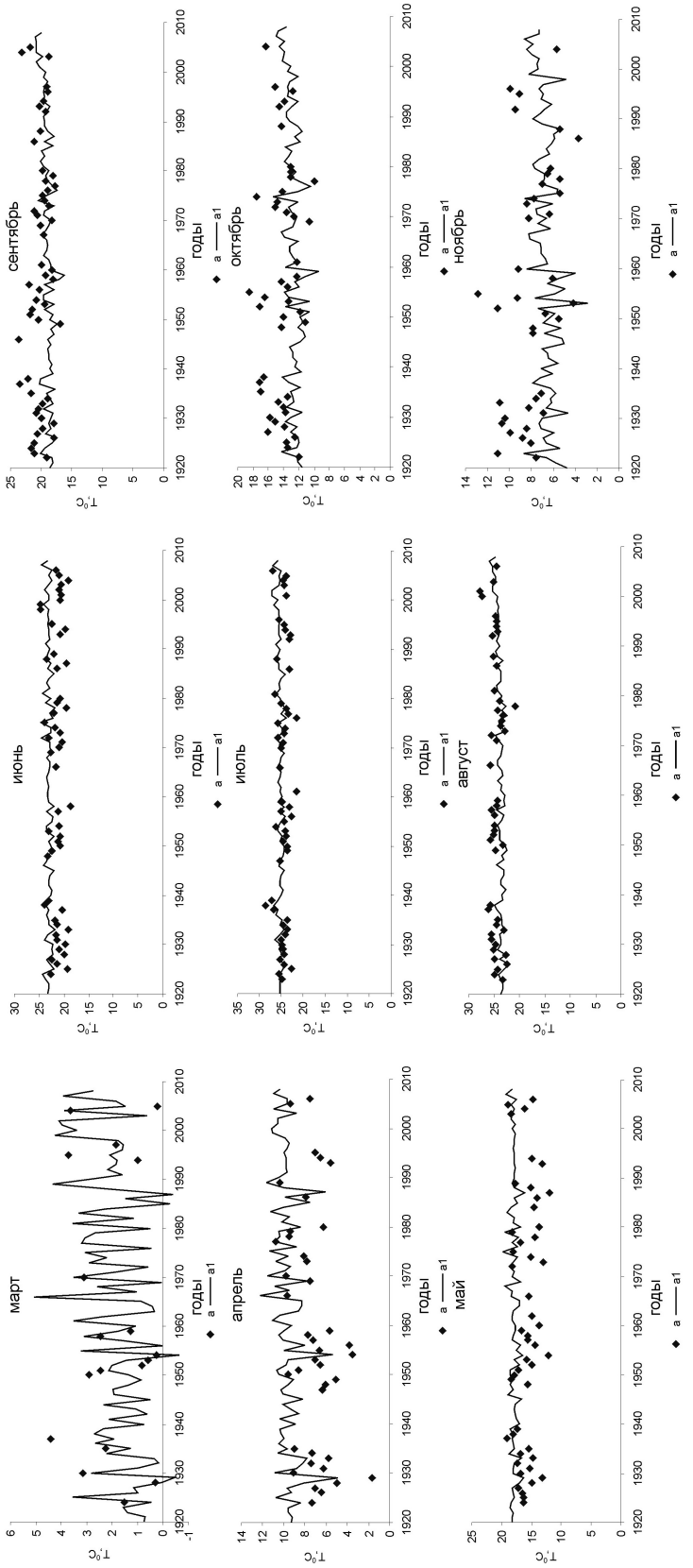



Рис. 6. Сравнение результатов расчета (a1) динамики температуры воды Азовского моря по месяцам с натурными данными (a) [2], осредненными в пределах месяца

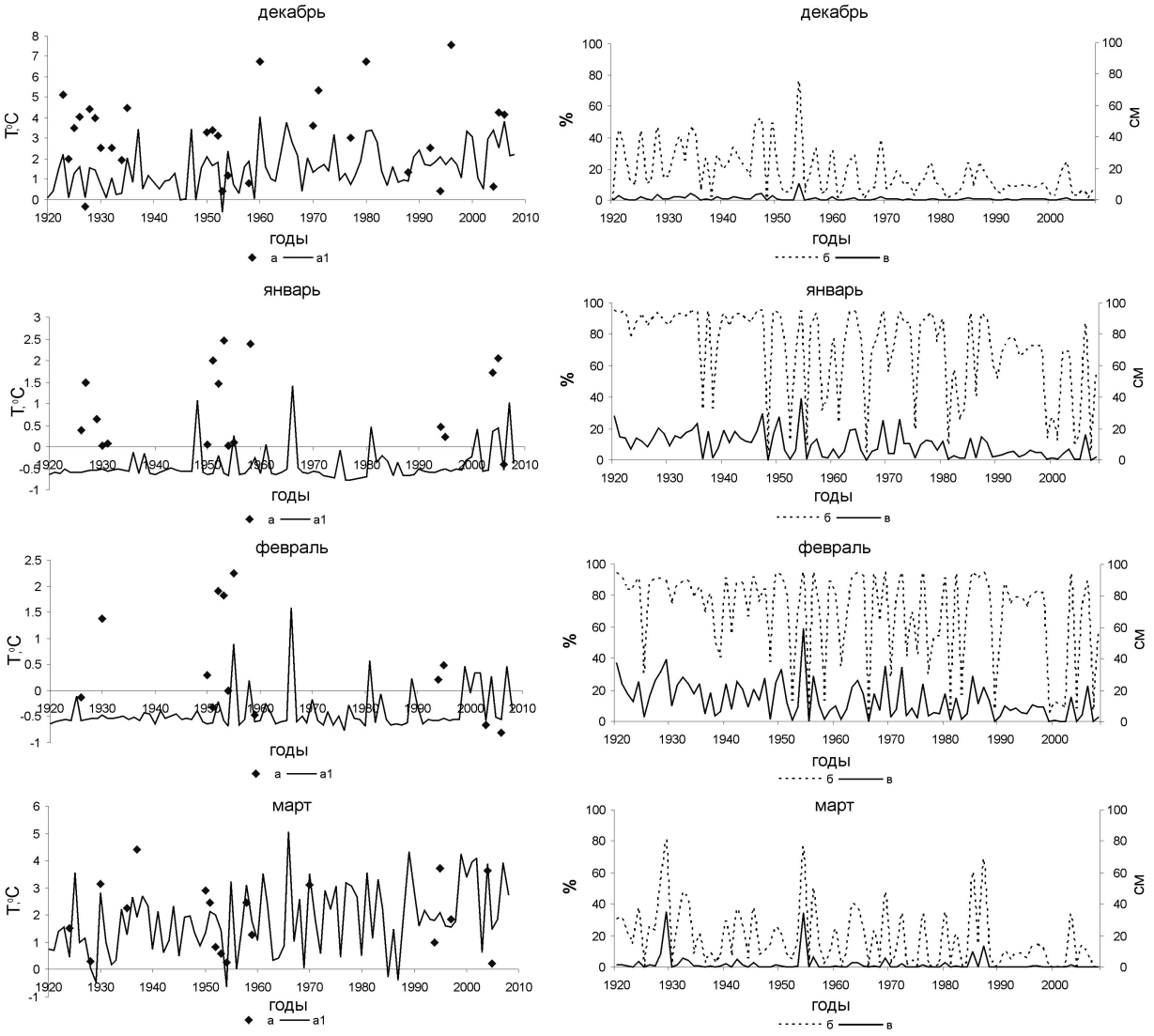



Рис. 7. Сравнение результатов расчета (а1) динамики температуры воды Азовского моря по месяцам с натурными данными (а) [2], осредненными в пределах месяца, оценка ледовитости (б), % и толщины льда (в), см

1936, 1937–1938, 1947–1948, 1954–1955, 2006–2007 гг. и др.) зим.

По результатам расчета с середины 1980-х отмечается некоторое стабильное повышение среднегодовой температуры воды. Возможно, это связано со снижением скорости ветра в азовском регионе в современный период (наиболее ярко с 1987 г. [8, 9]). Темпы потепления в настоящее время снизились относительно периода 1960-х – середины 1980-х, увеличилась вариабельность в пространственно-временном распределении температуры воды.

Короткопериодные колебания в рядах составляющих радиационного баланса, а также метеорологических величин (температура воздуха, аномалии атмосферного давления, осадки) показывают наличие связи между атмосферными факторами и изменениями составляющих радиационного баланса [14]. Связь долговременных колебаний потоков тепла и осадков с глобальным изменением климата также отмечена в ряде исследований, поэтому было интересно проверить ее наличие для Азовского моря.

Расчет элементов теплового баланса для Азовского моря, в отличие от водного и солевого, в литературе представлен недостаточно. Удалось найти только три работы, в которых уделено внимание этому вопросу — это фундаментальные издания по гидрометеорологии Азовского моря [11, 13] и статья [15].

В рамках моделирования температурного режима Азовского моря был проведен расчет элементов теплового баланса и их динамики во времени для периода 1920–2008 гг. Отмечено статистически значимое снижение затрат тепла на испарение, увеличение эффективного излучения и уменьшение радиационного баланса с течением времени. Первое вероятно связано с наблюдаемым снижением скорости ветра в азовском регионе, второе и третье — с повышением температуры и увеличением облачности.

Кроме этого, отмечен некоторый рост поглощенной радиации, что вероятно связано с наблюдаемым в последней четверти XX в. по данным многих актинометрических станций России отрицательным трендом альбедо в зимний период [14], в случае Азовского моря это может быть связано с большим количеством мягких зим относительно суровых [7].

Сравнение среднемноголетней годовой величины элементов теплового баланса по результатам нашего расчета с информацией, приведенной в литературе, представлено в табл. 2.

## Заключение

Рассмотренная в работе математическая модель адекватно отражает изменения температурного режима и теплового баланса, наблюдаемые тенденции снижения солености, потепления климата, усиления циклонической деятельности, увеличение количества осадков и снижение ветровой активности в азовском регионе в современный период.

В результате анализа данных наблюдений и результатов расчета сделан вывод о влиянии на наблюдаемый рост температуры воды Азовского моря дополнительных факторов (кроме зафиксированного повышения температуры воздуха), а именно

– в связи с понижением солености в современный период температура замерзания воды повысилась, что дает статистически более высокую среднегодовую температуру воды;

– уменьшение скорости ветра приводит к некоторому снижению затрат тепла на испарение, что также может способствовать повышению температуры;

– в свою очередь усиление циркуляции в азовском регионе и рост температуры воды могут влиять на снижение радиационного баланса и рост эффективного излучения.

### *Литература*

1. *Matishov G., Matishov D., Gargopa Yu., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I.* Climatic Atlas of the Sea of Azov 2006. G. Matishov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS 59, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2006. 103 pp.
2. *Matishov G. , Matishov D., Gargopa Y., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I.* Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008. G. Matishov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS 65, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2008, International Ocean Atlas and Information Series. V. 11. 148 pp.
3. *Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., Бердников С. В., Дженюк С. Л.* Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. М.: Наука, 2006. 304 с.
4. *Винников С. Д., Проскуряков Б. В.* Гидрофизика. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 247 с.
5. *Краус Е.* Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 295 с.
6. *Макштас А. П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 67 с.

Таблица 2. Среднемноголетние годовые значения элементов теплового баланса (МДж/м$^2$)

| Параметр | район | Источник | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Данная работа | [13] | [11] | [15] |
| | | Период расчета (годы) | | | |
| | | 1920–2008 | До 1986 | 1891–1958 | 1946–1960 |
| Тепло на образование/ таяние льда | СМ | – | ±40–60 | – | – |
| | ТЗ | – | ±80–100 | – | – |
| | АМ | ±70 | – | – | ±58, 6 |
| Суммарная радиация | СМ | – | 5250 | – | – |
| | ТЗ | – | 4850 | – | – |
| | АМ | 3350–3750 | – | 3559–3978 | 4773–5192 (4940) |
| Радиационный баланс | СМ | 1250-1650 | 2700-2750 | – | – |
| | ТЗ | 1400–1700 | 2400 | – | – |
| | АМ | 1300–1650 | – | – | 2805 |
| Эффективное излучение | СМ | 1850–2400 | 1590 | – | – |
| | ТЗ | 1700–2200 | 1460 | – | – |
| | АМ | 1750–2200 | – | 1256 | 1465–1758 (1675) |
| Поглощенная радиация | СМ | 3350–3750 | 4200–4300 | – | – |
| | ТЗ | 3300–3700 | 3800–4000 | – | – |
| | АМ | 3350–3750 | – | – | 4480 |
| Затраты тепла на испарение | СМ | 2100–2500 | 2000 | 2512 | – |
| | ТЗ | 2150–2550 | 2200–2500 | 1465 | – |
| | АМ | 2170–2540 | – | 1884–2303 | 1968–2554 (2303) |
| Турбулентный теплообмен между водой и атмосферой | СМ | $-70\ldots-300$ | $-150\ldots-200$ | – | – |
| | ТЗ | $-150\ldots-370$ | $-520$ | – | – |
| | АМ | $-160\ldots-370$ | – | $-126\ldots-293$ | $-360\ldots-611$ ($-460$) |

Примечание: СМ — собственно море; ТЗ — Таганрогский залив; АМ — Азовское море

7. *Дьяков Н. Н., Иванов В. А., Горбач С. Б.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. Вып. 1(6). Севастополь. 2002. С. 39–46.
8. *Гаргопа Ю. М.* Крупномасштабные изменения гидрометеорологических условий формирования биопродуктивности Азовского моря. Дисс. ... д-ра геогр. наук. Мурманск. 2003. 467 с.
9. *Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Гаргопа Ю. М.* Климатогенные изменения экосистем южных морей в условиях антропогенных воздействий // Известия РАН. Серия географическая. 2008. № 3. С. 26–34.
10. *Трубецкова М. Д., Филимонова М. К.* Об оценке испарения с поверхности Каспийского моря в современный период // Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе: Тр. междун. науч. конф. Москва, 2006. С. 79–84.
11. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеоиздат. 1962. 853 с.
12. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 3. Азовское море. Л: Гидрометеоиздат, 1986. 218 с.
13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 5. Азовское море. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. 237 с.
14. *Покровский О. М., Махоткина Е. Л., Покровский И. О., Рябова Л. В.* Тенденции межгодовых колебаний составляющих радиационного баланса и альбедо поверхности суши на территории России // Метеорология и гидрология. 2004. № 5. С. 37–46.
15. *Спичак М. К.* Элементы теплового баланса и их роль в формировании гидрометеорологического режима и первичной продуктивности Азовского моря // Рыбохозяйственные исследования в Азовском бассейне по запасам рыб и условиям их обитания. Вып. 6. Изд. Рыбное хоз-во, 1963. С. 27–31.

Ключевые слова: Азовское море, математическая модель, температура воды, тепловой баланс.

Статья поступила 8 октября 2008 г.
Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону
© Дашкевич Л. В., Бердников С. В., 2008