

УДК 551.526.6

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ХОЛОДНОЙ ПЛЕНКИ НА ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОДОЕМОВ

© 2010 г. Д. Г. Чечин*, И. А. Репина**, В. М. Степаненко***, ****

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН

119017 Москва, Пыжевский пер., 3

E-mail: chechin@ifaran.ru, repina@ifaran.ru

**Институт космических исследований РАН

117997 Москва, ул. Профсоюзная, 84/32

***Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова

119991 Москва, Ленинские горы, 1, стр. 4

E-mail: stepanen@srcs.msu.ru

****Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

119991 Москва, ГСП-1, Ленинские горы

Поступила в редакцию 03.11.2009 г., после доработки 14.01.2010 г.

В работе исследуется влияние холодной пленки на энергообмен между атмосферой и океаном. С этой целью проведена серия численных экспериментов с использованием одномерной модели водоема LAKE. В модели использовались три типа параметризаций холодной пленки. В качестве граничных и начальных условий использовались данные натурных экспериментов в прибрежной зоне Черного моря, в Северном Ледовитом Океане и над озером Спарклинг. По результатам экспериментов установлено, что модель LAKE со встроенной параметризацией холодной пленки успешно воспроизводит характеристики холодной пленки, а именно величину разности температуры на поверхности холодной пленки и температуры воды на некоторой глубине. Результаты численных экспериментов лежат в пределах изменчивости результатов натурных экспериментов. Показано, что наличие холодной пленки приводит к уменьшению потерь тепла водоемом. Численные эксперименты показали, что наличие холодной пленки может приводить к изменениям термического режима водоема, его стратификации за счет изменения теплового баланса на поверхности. Это может иметь большое значение для моделирования многих процессов внутри водоема и на его поверхности, таких как, например, газо- и теплообмен.

Ключевые слова: численное моделирование, взаимодействие океана и атмосферы, тепловой баланс водоемов, холодная пленка.

1. ВВЕДЕНИЕ

Для решения различных прикладных и фундаментальных задач физики атмосферы необходима оценка процессов энергообмена на границе раздела атмосферы и океана. В этом свете информация о температуре поверхности воды имеет ключевое значение, так как именно ее разность с температурой воздуха в значительной мере определяют интенсивность и направленность обменных процессов. Температура поверхности океана используется при определении составляющих теплового баланса на поверхности океана: турбулентных потоков тепла и влаги, уходящего длинноволнового излучения. Газообмен между атмосферой и океаном также в значительной степени зависит от температуры поверхности.

Явление холодной пленки на поверхности океана и водоемов суши исследуется на протяжении нескольких десятилетий. Многочисленные натурные

эксперименты показали наличие на поверхности океана тонкого слоя толщиной менее 1 мм, в котором вертикальный профиль температуры воды характеризуется ее линейным изменением (как правило, ростом) с глубиной. В связи с этим появился термин “холодная пленка”. Многие авторы [1–4] определяют холодную пленку как тонкий слой на поверхности океана, где основным механизмом переноса энергии является молекулярный теплообмен. Величина разности температуры холодной пленки и воды в приповерхностном слое, по данным натурных экспериментов, меняется в пределах – 0.1–2.0°C [4–7].

Холодная пленка является устойчивой во времени и пространстве структурой, наблюдаемой в океане практически повсеместно [8]. Тем не менее обычно в качестве температуры поверхности океана при проведении различных расчетов берется температура воды T_{bulk} на некоторой глубине измерений или, в

случае численного моделирования, средняя температура приповерхностного слоя конечно-разностной сетки. Это приводит к систематическим ошибкам в определении температуры поверхности океана, что, в свою очередь, приводит к ошибкам в оценках теплообмена между атмосферой и океаном.

Эффект холодной пленки учитывается при решении задач оперативного прогноза погоды. Вызвано это необходимостью корректно интерпретировать данные спутниковых измерений. Измеряемая со спутников в инфракрасном и микроволновом диапазонах температура поверхности океана является температурой холодной пленки [4]. Поэтому параметризация холодной пленки уже применяется, в частности, в системе IFS (Integrated Forecasting System), используемой в Европейском центре среднесрочных прогнозов (ECMWF) для оперативного прогноза погоды [9].

В настоящее время существуют работы по оценке влияния холодной пленки на тепловой баланс на поверхности океана [3], выполненные на основе численных экспериментов на непродолжительных временных интервалах, когда имелись данные натурных наблюдений. Полученные в работе [3] результаты показывают, что учет холодной пленки приводит к систематическому изменению рассчитанных потоков тепла и влаги на поверхности океана примерно на 10% в сторону их уменьшения. Влияние холодной пленки на тепловой баланс на поверхности воды хотя и выражается в относительно небольших его изменениях (порядка 10 Вт/м² [3]), но носит систематический характер. Это позволяет предположить, что на длительных временных интервалах эффект от учета холодной пленки будет накапливаться, что может приводить к существенным изменениям в термическом режиме океана и водоемов суши. Тем не менее, насколько известно авторам, в существующих климатических моделях холодная пленка никак не представлена, и вопрос о величине эффекта ее параметризации на модельный климат остается открытым.

С целью оценки необходимости учета холодной пленки при моделировании процессов взаимодействия атмосферы и океана на длительных временных интервалах авторами был проведен ряд численных экспериментов с одномерной моделью водоема LAKE [10]. Для решения этой задачи в модель LAKE нами было встроено несколько параметризаций холодной пленки: параметризации Фэйррелла [3], Саундерса [11] и упрощенная параметризация, где толщина холодной пленки задается константой. Для того чтобы убедиться, что модель LAKE со встроенной параметризацией позволяет реалистично воспроизвести явление холодной пленки в различных метеорологических условиях, были проведены серии численных экспериментов на коротких временных интервалах длиной несколько суток с использованием результатов метеорологических и

океанологических измерений в прибрежной зоне Черного моря и в Арктике. Эксперименты на длительных временных интервалах были проведены также для озера Спарклинг (Висконсин, США) за период с мая по сентябрь за годы 2002–2005. При этом привлечены данные наблюдений, полученные в ходе проекта North Temperate Lakes LTER [18]. На основании сравнения численных экспериментов с учетом холодной пленки с результатами контрольных экспериментов без учета пленки было оценено влияние холодной пленки на составляющие теплового баланса на поверхности водоема, рассмотрено влияние учета холодной пленки на термический режим озера Спарклинг. Результаты численных экспериментов оказались в согласии с результатами натурных измерений, приводимыми многими авторами [4–7].

2. МОДЕЛЬ ВОДОЕМА LAKE

Одномерная модель водоема LAKE [10] развивается в Научно-исследовательском вычислительном центре МГУ. В основу описания термодинамического режима водоема в этой модели положено одномерное уравнение теплопроводности с источником тепла за счет поглощения коротковолновой солнечной радиации. Так как уровень водоема меняется со временем из-за осадков и испарения, то вводится вертикальная координата $\xi = \frac{z}{h}$, которая меняется в пределах [0, 1], т.к. $h = h(t)$ — глубина водоема как функция времени, а z меняется в пределах [0, h]. Это позволяет ввести фиксированную нерегулярную сетку и постоянную область интегрирования. Для расчета потока солнечной радиации в модели используется экспоненциальная зависимость потока от глубины:

$$S(\xi) = (1 - A)(1 - \beta_e)S \exp(-\alpha_e h \xi), \quad (2.1)$$

где S — суммарная солнечная радиация на поверхности водоема, A — альbedo водной поверхности, α_e — коэффициент экстинкции, характеризующий мутность воды и для разных озер принимающий значения от нескольких десятых до нескольких единиц м⁻¹, а β_e — доля солнечной радиации, поглощенной тонкой пленкой на поверхности водоема.

Параметризация турбулентного теплообмена осуществлена в модели LAKE в нескольких вариантах:

- “эмпирическая” параметризация, предложенная в работе [10];
- параметризация на основе уравнения кинетической энергии турбулентности с использованием заданного профиля интегрального масштаба турбулентности;
- параметризация на основе уравнений баланса кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации (“ k - ε ” или “ E - ε ” параметризация);

– полуэмпирические параметризации, диагностически связывающие коэффициент турбулентного обмена с числом Ричардсона и рядом других параметров. В настоящей работе используется E - ε параметризация, поскольку в приведенном списке она является наиболее содержательной с физической точки зрения и, по-видимому, применимой для наиболее широкого круга турбулентных течений.

Для определения глубины водоема решается уравнение водного баланса в следующем виде:

$$\frac{dh}{dt} = r - E_S - R_S - R_b, \quad (2.2)$$

где r – интенсивность осадков, E_S – скорость испарения, R_S – источник, определяемый интенсивностью осадков, непосредственно выпадающих на водоем, расходом притоков и вытекающих водотоков, R_b – водообмен тела водоема с подстилающим грунтом.

В случае, когда водоем покрыт льдом и снежным покровом, в модели описывается тепловлагоперенос в снежном покрове и теплообмен в слое льда на основе уравнения теплопроводности с радиационным источником. В модели снежного покрова явно учитывается перенос жидкой влаги [12]. Кроме того, в модели на основе уравнений типа диффузии с источниками фазовых переходов описывается тепловлагоперенос в слое грунта под водоемом.

Для расчета температуры верхней границы воды, льда, снежного покрова в модели LAKE используется уравнение теплового баланса:

$$E_a - E_s - H_s - LE = -\frac{k_T \partial T}{h \partial \xi}, \quad (2.3)$$

где E_a – поток встречного длинноволнового излучения атмосферы, E_s – собственное излучение поверхности воды, H_s и LE – потоки явного и скрытого тепла, положительные вверх, k_T – коэффициент турбулентной теплопроводности. Альбедо водной поверхности зависит от высоты Солнца h_0 и вычисляется в модели по формуле:

$$A = \frac{0.05}{\sinh_0 + 0.15}. \quad (2.4)$$

В наших численных экспериментах в значение температуры поверхности воды, рассчитываемой на основании численного решения (2.3), вносилась поправка на наличие холодной пленки в соответствии с параметризацией холодной пленки Фэйрэнла [3], о которой речь пойдет ниже.

Для расчетов турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое воздуха в модели LAKE имеется возможность использовать одну из двух параметризаций:

1. Аэродинамический метод с коэффициентами обмена, рассчитываемыми согласно теории подобия Монино–Обухова. При этом предполагается,

что профили метеовеличин задаются в приземном (приводном) слое по полуэмпирическим зависимостям, предложенным Бусингером, Белжарсом и др. [13–14].

2. Параметризация Луиса [15], которая также построена на основе теории подобия Монино–Обухова. В отличие от предыдущей схемы, вертикальные профили метеовеличин определяются здесь через число Ричардсона.

В настоящем исследовании используется первая параметризация.

Численное решение уравнений модели осуществляется на сдвинутой сетке, в которой значения турбулентной кинетической энергии, скорости ее диссипации и коэффициенты турбулентного обмена рассчитываются в дробных узлах сетки, а температура, соленость и компоненты скорости течения вычисляются в целых узлах сетки.

Количество точек по координате ξ и шаг интегрирования по времени задаются произвольно при соблюдении устойчивости конечно-разностной схемы.

В качестве начальных данных в модели задается температура поверхности, профиль температуры в водоеме, температура подстилающего грунта и профиль температуры в грунте. В качестве граничных условий за период интегрирования модели по времени задается атмосферный “форсинг”: температура и влажность воздуха, скорость ветра, атмосферное давление на определенной высоте в приземном слое воздуха, а также суммарная солнечная радиация и встречное излучение атмосферы.

В численных экспериментах для различных видов озер, расположенных в контрастных климатических условиях (оз. Вендюрское (Карелия), термокарстовое озеро в районе Тикси, Можайское водохранилище, оз. Коссенблаттер (Германия), водохранилище Алькьева (Португалия) и др.) модель продемонстрировала удовлетворительное согласие с данными наблюдений по температуре поверхности и теплообменом между атмосферой и поверхностью озера. Модель принимает участие в международном проекте сравнения моделей водоема LakeMIP (Lake Model Intercomparison Project) [16].

Так как в одномерной постановке задачи модели LAKE горизонтальные размеры водного объекта никак не фигурируют, модель может применяться как для внутренних водоемов суши, так и для воспроизведения пограничного слоя океана.

3. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ХОЛОДНОЙ ПЛЕНКИ

Рост температуры с глубиной в пределах пленки объясняется тем, что на ее поверхности происходит потеря тепла с испарением и длинноволновым излучением. Эти процессы поддерживают существование температурного градиента внутри пленки. Учитывая контактный теплообмен с атмосферой,

общую потерю тепла на поверхности раздела вода–воздух можно представить в следующем виде:

$$-Q = R_{nl} - H_s - LE, \quad (3.1)$$

где $R_{nl} = E_a - E_s$ – баланс длинноволновой радиации, E_a – встречное излучение атмосферы, E_s – собственное длинноволновое излучение водоема; H_s – турбулентный поток явного тепла, положительный вверх; LE – турбулентный поток скрытого тепла, положительный вверх.

Тогда градиент температуры T в холодной пленке, определяемый процессом молекулярной теплопроводности, выражается следующим образом:

$$k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_0 = Q, \quad (3.2)$$

где k – коэффициент молекулярной теплопроводности воды, ось z направлена вниз.

На некоторой глубине турбулентное перемешивание начинает преобладать над молекулярным теплообменом, и она является нижней границей пленки.

Наибольший интерес представляет разность температуры поверхности холодной пленки T_{skin} и температуры воды на некоторой глубине T_{bulk} :

$$\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}.$$

По данным многочисленных натуральных экспериментов, величина ΔT_{skin} меняется от -0.1 до -2°C , в среднем принимая значения в диапазоне $-0.3 \dots -0.4^\circ\text{C}$ [4–7]. Многие авторы отмечают обратную зависимость модуля ΔT_{skin} от скорости ветра [4, 7, 17]. При увеличении скорости ветра пленка истончается, и ΔT_{skin} уменьшается, асимптотически стремясь к некоторому малому значению. Так, в работе [4] отмечается, что при скоростях ветра >6 м/с можно считать, что $\Delta T_{skin} = -0.17 \pm 0.07^\circ\text{C}$.

Если принять, что T_{bulk} равна температуре на глубине δ , соответствующей нижней границе холодной пленки, то формулу (3.2) можно переписать в следующем виде:

$$k \frac{T_{skin} - T_{bulk}}{\delta} = Q \quad (3.3)$$

или

$$\Delta T_{skin} = \delta \frac{Q}{k}. \quad (3.4)$$

Из формулы (3.4) видно, что перепад температуры внутри пленки зависит как от интенсивности потери тепла с ее поверхности, так и от толщины пленки δ . Толщина холодной пленки зависит от интенсивности турбулентного перемешивания в поверхностном слое океана. Таким образом, величина ΔT_{skin} меняется как во времени, так и в пространстве, в зависимости от гидрометеорологических

условий. При этом определяющими параметрами являются скорость ветра и разность температуры поверхности воды и воздуха.

В качестве основной параметризации холодной пленки в модели LAKE нами была использована параметризация, предложенная Фэйрэллом [3], который усовершенствовал параметризацию Саундерса [11] путем учета соотношения режимов свободной конвекции и сдвиговой турбулентности для оценки перемешивания в поверхностном слое океана. Явный учет режима перемешивания необходим для адекватного определения толщины холодной пленки. Толщину холодной пленки Фэйрэлл задает следующим образом:

$$\delta = \frac{\lambda \nu}{(\rho_a / \rho_w)^{1/2} u_{*a}}, \quad (3.5)$$

где ν – кинематическая вязкость воды; ρ_a – плотность атмосферного воздуха в приводном слое; ρ_w – плотность воды в приповерхностном слое; u_{*a} – скорость трения в атмосфере, а λ – безразмерный коэффициент, через который осуществляется совместный учет режимов перемешивания свободной конвекции и сдвиговой турбулентности в приповерхностном слое водоема.

Для расчета коэффициента λ предлагается следующая формула:

$$\lambda = \lambda_0 \left[1 + \left(\frac{\lambda_0^4 A_0^3 Q_b g \alpha \rho_w c_p \nu^3}{u_{*a}^4 (\rho_a / \rho_w)^2 k^2} \right)^{3/4} \right]^{-1/3}, \quad (3.6)$$

где λ_0 – безразмерная константа Саундерса, для которой Фэйрэлл вслед за Саундерсом предлагает использовать значение, равное 6; A_0 – безразмерная эмпирическая константа, равная 0.23; α – коэффициент термического расширения, g – ускорение свободного падения; c_p – удельная теплоемкость воды при постоянном давлении; k – коэффициент молекулярной теплопроводности воды; g – ускорение свободного падения; Q_b – поток тепла через поверхность, включающий в себя эффект плотностного перемешивания за счет изменения солёности при испарении (виртуальный поток тепла):

$$Q_b = Q + \left(\frac{S_m \beta c_p}{\alpha L} \right) LE, \quad (3.7)$$

где S_m – средняя солёность на поверхности воды, β – коэффициент расширения за счет изменения солёности, L – теплота парообразования.

Идея Фэйрэлла заключается в том, что при росте скорости ветра значение коэффициента λ стремится к λ_0 , что соответствует условиям перемешивания за счет сдвиговой турбулентности, а при уменьшении скорости ветра через коэффициент λ учитывается возрастающий вклад в значение толщины пленки механизма свободной конвекции.

Таким образом, определяя толщину холодной пленки по формулам (3.5) и (3.6), можно, пользуясь соотношением (3.4), рассчитать величину ΔT_{skir} .

При расчете температуры пленки необходимо учитывать поглощение в ней солнечной радиации. Если определить δS_c как среднее значение потока солнечной радиации, поглощенного в подслое холодной пленки, то в формулах (3.2)–(3.4), описывающих потери тепла с поверхности пленки, мы, вслед за Фэйрэллом [3], заменяли потери тепла на поверхности пленки Q на $Q - \delta S_c$. Поглощенная в слое пленки солнечная радиация задавалась как $\delta S_c = f_c S_{ns}$, где f_c в достаточно общем виде может быть выражено следующим образом:

$$f_c = f(\delta) = \sum_{i=1}^N F_i \left\{ 1 - \frac{\gamma_i}{\delta} [1 - \exp(-\delta/\gamma_i)] \right\}, \quad (3.8)$$

f_c есть функция, которая описывает поглощение для девяти полос различных длин волн из спектра солнечной радиации с амплитудой F_i и путем поглощения γ_i ; S_{ns} – суммарный поток солнечной радиации, Вт/м². Четыре первых полосы имеют путь поглощения гораздо больше, чем 1 мм, последние четыре имеют путь поглощения значительно меньше 1 мм. Это позволяет аппроксимировать среднее поглощение в подслое ($\delta < 1$ см) следующим образом:

$$f_c = 0.137 + 11\delta - \frac{6.6 \times 10^{-5}}{\delta} - \{1 - \exp[-\delta/(8 \times 10^{-4})]\}, \quad (3.9)$$

где 0.137 представляет сумму последних пяти F_i , а 11 – это половина суммы первых четырех значений величины F_i/γ_i .

Фэйрэлл [3] отмечает, что при скоростях ветра меньше 1 м/с поглощенная радиация в слое δ может превышать суммарное охлаждение, описываемое формулами (3.2)–(3.4). В этом случае обычно около полудня холодной пленки может не быть, а может даже наблюдаться теплая пленка [3]. Появление “теплой” пленки в определенных условиях отмечалось и другими авторами [22].

Наряду с параметризацией Фэйрэлла нами была использована параметризация Саундерса [11], которая отличается от первой тем, что коэффициент λ в формуле (3.5) задается константой, равной 6. Недостаток параметризации Саундерса проявляется при малых скоростях ветра. Из формулы (3.5) видно, что в случае, когда λ константа, толщина пленки δ при уменьшении скорости ветра начинает неограниченно возрастать. В этом случае необходимо вводить некоторое ограничение на толщину пленки.

В качестве предельно упрощенной параметризации мы использовали уравнение (3.4), где толщина пленки δ задавалась константой, равной 1 мм.

Использованная нами численная схема параметризации эффекта холодной пленки в модели водоема LAKE основана на том, что в ходе итерационного процесса ищется температура холодной пленки, при которой невязка уравнения теплового баланса пленки не превышает заданной малой величины. Для поиска решения нами использовался метод хорд.

4. ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Основной задачей численных экспериментов было изучение вклада холодной пленки в составляющие теплового баланса на поверхности водоема, а именно, в турбулентные потоки тепла и влаги в приземном слое атмосферы, а также в поток собственного длинноволнового излучения поверхности водоема.

Были проведены серии численных экспериментов с моделью LAKE как на сравнительно коротких временных интервалах продолжительностью порядка нескольких суток, так и на длительных – длиной 5 месяцев.

Поскольку параметры пленки в значительной степени зависят от атмосферных условий в приводном слое воздуха, для численных экспериментов с различными начальными данными, граничными условиями и параметрами модели и в различных географических условиях были использованы данные трех натурных экспериментов:

1) измерения с прибрежной станции в Феодосийском заливе (Черное море) в июне 2008 г;

2) измерения на кромке полыни в море Лаптевых (Арктика) в сентябре 2005 г, в точке с координатами 79.9° N и 142.5° E (экспедиция на ледоколе “Капитан Драницын” по проекту НАБОС);

3) долгопериодные измерения на озере Спарклинг (Висконсин, США) в 2002–2005 гг [18].

Для каждого случая были проведены контрольные численные эксперименты без учета холодной пленки и численные эксперименты со встроенной параметризацией пленки. В численных экспериментах по данным наблюдений на Черном море и в Арктике были рассмотрены случаи всех трех вышеперечисленных параметризаций холодной пленки. В численных экспериментах по данным [18] использовалась только параметризация Фэйрэлла, так как она наиболее адекватно воспроизводит толщину холодной пленки на всем диапазоне скоростей ветра.

Прежде всего, нужно было убедиться в том, что модель LAKE со встроенной параметризацией холодной пленки успешно воспроизводит величину ΔT_{skir} . Затем, сравнивая результаты контрольных экспериментов и экспериментов со встроенной параметризацией пленки, мы получили отклик других переменных модели на учет холодной пленки. Это позволило оценить, насколько наличие холодной пленки влияет на составляющие теплового баланса

Таблица 1. Разница температуры холодной пленки и воды на глубине 0.5 м ($\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$), °С, в Феодосийском заливе (Черное море) по результатам численных экспериментов

Разность температур, °С	Величина разности	Эксперимент “Ф”	Эксперимент “С”	Эксперимент “К”
$\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$	Средняя	−0.26	−0.36	−0.17
	Минимальная	−0.44	−0.90	−0.49
	Максимальная	0.08	0.19	−0.06

на поверхности водоема. В численных экспериментах по долгопериодным данным с озера Спарклинг мы оценивали также влияние холодной пленки на термический режим водоема.

5. НАЧАЛЬНЫЕ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

В качестве начальных условий в каждом эксперименте для модели LAKE необходимо было задать вертикальное распределение температуры воды и солёности. Если для случая с озером Спарклинг имелись необходимые для задания начальных и граничных условий данные гидрологических и метеорологических наблюдений, то по Черному морю и Арктике мы располагали лишь данными измерений температуры и солёности на поверхности.

Вертикальный профиль температуры в Феодосийском заливе был задан как средний профиль температуры морской воды для июня [19]. Вертикальное распределение солёности было задано постоянным и равным 17‰. Глубина задавалась равной 10.5 м. В качестве граничных условий использовались данные стандартных метеорологических наблюдений за период с 22 по 27 июня 2008 г., осредненные по полчасовым интервалам.

Для второй серии экспериментов в качестве граничных условий для модели LAKE были привлечены данные метеорологических измерений на кромке полярной льдины в Арктике в точке с координатами 79.9° N и 142.5° E в период с 16 по 19 сентября 2005 г. Величина потока встречного длинноволнового излучения в обоих случаях была рассчитана по формуле Брента [20]. Суммарная радиация за период эксперимента в Арктике была восстановлена по данным реанализа NCEP/NCAR. Глубина водоема была задана равной 40 м, поскольку на масштабе времени в несколько суток процессы на больших глубинах не влияют существенно на состояние поверхности. Приповерхностный слой бассейнов Северного Ледовитого океана с пониженной солёностью глубиной несколько десятков метров является хорошо перемешанным и носит название “полярного перемешанного слоя” (polar mixed layer, PML). Руководствуясь этими соображениями, а также основываясь на измерениях температуры воды, начальный температурный профиль в этом эксперименте был

представлен константой −1.0°С, а профиль солёности – константой 33‰ до глубины 40 м.

6. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ХОЛОДНОЙ ПЛЕНКИ В ЧЕРНОМ МОРЕ И АРКТИКЕ. ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Для случаев Черного моря и Арктики были проведены следующие серии численных экспериментов.

1. Контрольный эксперимент без учета холодной пленки.
2. Эксперимент “К”: толщина холодной пленки равна константе 1 мм на протяжении эксперимента.
3. Эксперимент “С”: используется параметризация Саундерса.
4. Эксперимент “Ф”: используется параметризация Фэйррелла.

Наибольший интерес, как уже отмечалось выше, представляет разница температуры пленки и температуры воды в приповерхностном слое ($\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$). В случае Черного моря средние, а также максимальные и минимальные величины разности температуры холодной пленки и средней температуры воды в верхнем слое толщиной 0.5 м модели для каждого эксперимента представлены в табл. 1.

Наименьшая по модулю средняя за период экспериментов величина ΔT_{skin} была воспроизведена в случае, когда толщина пленки была задана константой, и составила −0.17°С. Наибольшая по модулю средняя величина ΔT_{skin} была получена в эксперименте, когда толщина пленки задавалась в соответствии с подходом Саундерса, и составила −0.36°С. В эксперименте, в котором использовалась параметризация Фэйррелла, средняя величина ΔT_{skin} составила −0.26°С. Эти результаты сопоставимы с результатами, полученными различными авторами по данным наблюдений [4–7]. Максимальные по модулю мгновенные величины ΔT_{skin} были получены в эксперименте “С”: −0.9°С, что в два раза больше максимальных по модулю величин, полученных в эксперименте “Ф”: −0.44°С.

На рис. 1 приводятся графики, отражающие зависимость величины ΔT_{skin} от скорости ветра по ре-

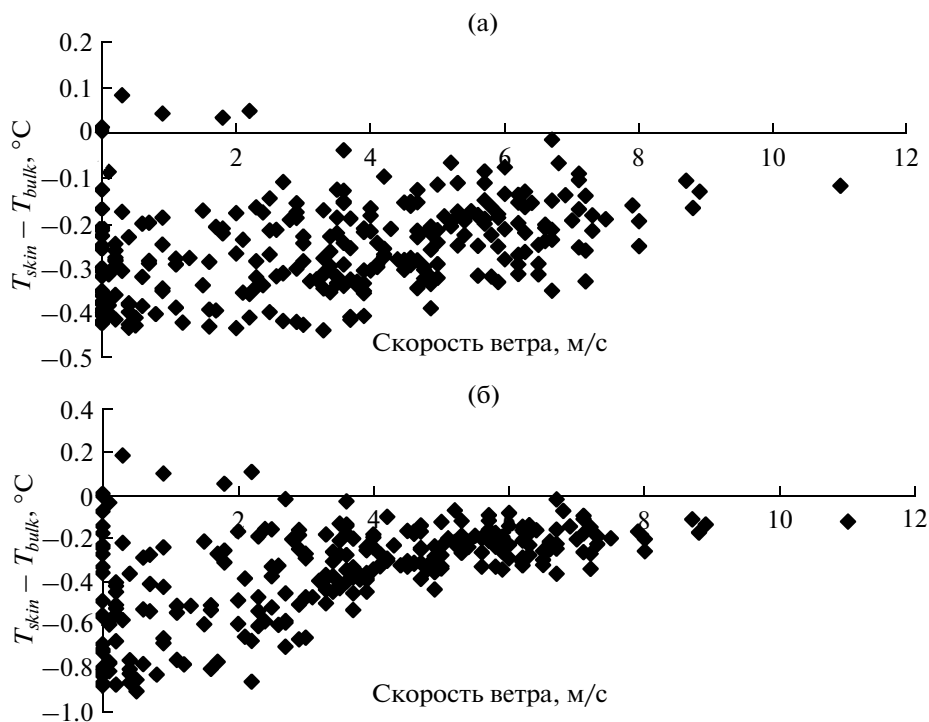


Рис. 1. Зависимость разницы температуры пленки и температуры воды на глубине 0.5 м, ΔT_{skin} , от скорости ветра на высоте измерений (21 м); а – параметризация для температуры холодной пленки Фэйрела (эксперимент Ф), б – параметризация для холодной пленки Саундерса (эксперимент С).

зультатам численных экспериментов. Видно, что параметризации Фэйрэлла и Саундерса отражают указанную выше закономерность роста величины ΔT_{skin} по модулю при уменьшении скорости ветра.

Значения ΔT_{skin} , полученные при использовании параметризации Саундерса, превышают соответствующие значения в случае использования параметризации Фэйрэлла. Из рис. 1 видно, что наибольшие различия были получены при небольших скоростях ветра, менее 3–4 м/с. Этого следовало ожидать, так как, как уже отмечалось выше, параметризация Фэйрэлла отличается более корректным представлением толщины холодной пленки именно при небольших скоростях ветра. Тем не менее значения ΔT_{skin} в экспериментах с обеими параметризациями находятся в пределах изменчивости результатов натурных наблюдений, встречаемых в литературе.

Проведенные результаты численных экспериментов позволяют сделать вывод о том, что модель LAKE со встроенными параметризациями Фэйрэлла и Саундерса позволяет реалистично воспроизводить температуру холодной пленки при различных скоростях ветра.

Так как в теплообмене с атмосферой участвует именно поверхность холодной пленки, то наличие холодной пленки вносит свой вклад в турбулентные потоки тепла и влаги в приводном слое, влияя также

и на величину потока уходящей длинноволновой радиации. Таким образом, холодная пленка влияет на тепловой баланс на поверхности водоема. Запишем его в следующем виде:

$$B = -S(1 - A) + H_s + LE_s + E_{eff}, \quad (6.1)$$

где S – суммарная солнечная радиация; A – альbedo водной поверхности; H_s и LE_s – турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; E_{eff} – эффективное излучение водной поверхности. Таким образом, отрицательные значения теплового баланса на поверхности озера соответствуют потоку тепла, направленному из атмосферы в водоем, что приводит к его прогреву.

Проведенные численные эксперименты позволили оценить влияние холодной пленки на составляющие теплового баланса B (табл. 2).

Учет эффекта холодной пленки в численных экспериментах наиболее сильно сказался на величине турбулентного потока влаги. В среднем в экспериментах с учетом пленки поток скрытого тепла оказался меньше на 2.5–3.0 Вт/м², чем в эксперименте без учета пленки. Это составляет 7–9% от средней величины потоков влаги, рассчитанных в этих экспериментах.

Поток явного тепла при учете холодной пленки изменился мало – он уменьшился на 0.2–0.3 Вт/м², что составляет примерно 5% от его средней величини

Таблица 2. Осредненные за время численных экспериментов составляющие теплового баланса на поверхности Феодосийского залива (Черное море)

Эксперимент	Поток явного тепла (Вт/м ²)	Поток скрытого тепла (Вт/м ²)	Эффективное излучение (Вт/м ²)	Тепловой баланс на поверхности (Вт/м ²)
Без учета холодной пленки	-6.4	38.2	75.6	-143.1
Эксперимент “К”	-6.7	35.7	75.1	-146.4
Эксперимент “С”	-6.6	35.1	74.5	-147.4
Эксперимент “Ф”	-6.6	35.7	74.9	-146.4

Таблица 3. Разность температуры холодной пленки и воды на глубине 1.5 м в полынье (Арктика) по результатам численных экспериментов

Разность температур, °С	Величина разности	Эксперимент “Ф”	Эксперимент “С”	Эксперимент “К”
$\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$	Средняя	-0.31	-0.32	-0.53
	Минимальная	-0.51	-0.55	-0.81
	Максимальная	-0.07	-0.07	-0.21
	СКО	0.07	0.08	0.12

ны. Собственное длинноволновое излучение поверхности при учете холодной пленки также изменилось незначительно (уменьшилось на 0.6–1.0 Вт/м²). Итоговый вклад холодной пленки в тепловой баланс на поверхности моря составил 3.5–4.5 Вт/м² в сторону уменьшения потока тепла из моря в атмосферу. Важно отметить, что подобное влияние холодной пленки на составляющие теплового баланса на поверхности водоема носило систематический характер на всем протяжении экспериментов.

Полученные в результате экспериментов средние и экстремальные значения разности температуры пленки и воды на глубине примерно 1.5 м ($\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$), которая соответствует верхнему уровню модели, представлены в табл. 3.

Наибольшее по модулю среднее значение величины ΔT_{skin} было получено в эксперименте “К”, когда пленка была задана константой, и составило -0.53°С. Результаты экспериментов “Ф” и “С” отличаются мало: средние ΔT_{skin} составили -0.31 и -0.32°С соответственно, максимальные и минимальные ΔT_{skin} также отличаются слабо. Это объясняется тем, что скорость ветра на протяжении всего эксперимента оставалась сравнительно высокой, а существенное отличие параметризации Фэйррелла от параметризации Саундерса заключается именно в задании толщины пленки при слабых ветрах. Если сравнить эти результаты с моделированием Феодосийского залива в Черном море, то значения ΔT_{skin} в эксперименте “К” в случае Арктики по модулю пре-

вышают соответствующие значения в случае с Черным морем примерно в три раза. Причем если в случае с Черным морем средняя ΔT_{skin} в эксперименте “К” была наименьшей по сравнению с экспериментами “Ф” и “С”, то в случае с Арктикой, наоборот, величины ΔT_{skin} в эксперименте “К” превышают значения ΔT_{skin} в других экспериментах. Это связано с тем, что, задавая толщину пленки константой, мы никак не учитываем эффект истончения пленки и ее разрушения при росте скорости ветра, а, следовательно, при высоких скоростях ветра, наблюдавшихся в Арктике, мы получаем завышенные по модулю значения ΔT_{skin} .

На рис. 2 на одном графике построены кривые измерений температуры воды в полынье и модельных данных по температуре воды на поверхности в контрольном эксперименте и температуры холодной пленки. Кривая температуры воды в контрольном эксперименте хорошо соответствует данным измерений. Начиная примерно с 30 часов с начала интегрирования, модельная и измеренная температура воды выходят на уровень значений около -1.8°С и далее меняются слабо. Так, начиная с 45 часов модельного времени, разность между модельной и измеренной температурой не превышает 0.1°С. Это свидетельствует о правильно подобранных начальных данных и параметрах модели, корректном воспроизведении теплового баланса поверхности и турбулентного обмена в приповерхностном слое воды.

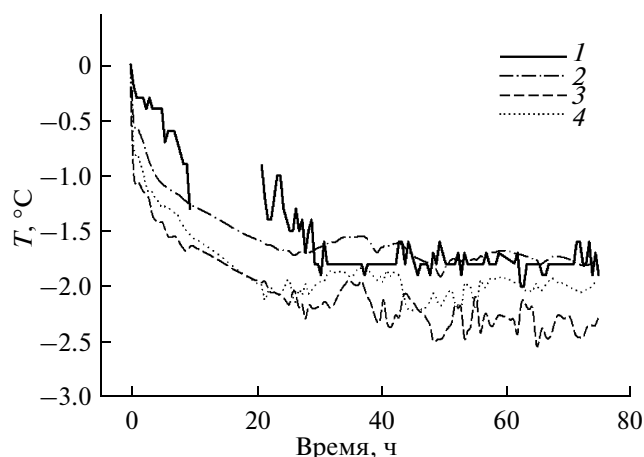


Рис. 2. Температура воды на поверхности полыни, °С, по данным измерений и численных экспериментов; 1 – данные измерений, 2 – контрольный эксперимент, 3 – эксперимент “К”, 4 – эксперименты “Ф” и “С” (кривые практически совпадают).

На рис. 2 видно, что полученная из расчетов температура холодной пленки на $0.5\text{--}1.0^\circ\text{C}$ меньше температуры воды, полученной из измерений, что и следовало ожидать из физических соображений.

Рассмотрим вклад холодной пленки в элементы теплового баланса на поверхности полыни. В табл. 4 приведены осредненные за время численных экспериментов значения турбулентных потоков явного и скрытого тепла, баланса длинноволновой радиации и теплового баланса на поверхности.

Как видно из табл. 4, наибольший вклад холодной пленки в тепловой баланс на поверхности полыни и его составляющие был получен в эксперименте “К”. Для этого эксперимента средние значения потока явного тепла оказались меньше значений в контрольном эксперименте на 10.2 Вт/м^2 , что составляет чуть больше 8% от величины потока явного тепла. Поток скрытого тепла, баланс длинноволновой радиации в эксперименте “К” также меньше соответствующих величин в контрольном эксперименте на 6.2 (10%), 2.2 (2%) Вт/м^2 соответственно. В итоге тепловой баланс в эксперименте “К” на 18.6 Вт/м^2 меньше, чем в кон-

трольном эксперименте, что означает, что океан в эксперименте “К” теряет тепла на 18.6 Вт/м^2 меньше. Причины, почему вклад холодной пленки в тепловой баланс и его составляющие в эксперименте “К” наибольший, те же самые, о которых уже говорилось выше в связи с завышенными значениями величины ΔT_{skin} при больших скоростях ветра в этом эксперименте.

Вклад холодной пленки в составляющие теплового баланса в экспериментах “Ф” и “С” примерно одинаков. Поток явного тепла меньше, чем в контрольном эксперименте на 5.5 Вт/м^2 , что составляет 4.5% от величины потока. Средний за время экспериментов турбулентный поток скрытого тепла меньше, чем в контрольном эксперименте на 3.3 Вт/м^2 , что составляет 5% от величины потока. Вклад холодной пленки в баланс длинноволновой радиации выразился в его уменьшении на 1.3 Вт/м^2 . В итоге в экспериментах “Ф” и “С” тепловой баланс на поверхности полыни уменьшился по сравнению с контрольным экспериментом на 10.0 и 10.2 Вт/м^2 соответственно. Как и в случае с Черным морем, уменьшение потока тепла из океана в атмосферу вследствие учета холодной пленки наблюдалось на протяжении всего эксперимента.

7. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ХОЛОДНОЙ ПЛЕНКИ НА ОЗЕРЕ СПАРКЛИНГ. ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА НА ПОВЕРХНОСТИ ОЗЕРА И ЕГО ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Представленные выше оценки влияния холодной пленки на составляющие теплового баланса на поверхности моря и океана в сторону уменьшения потерь тепла водоемом, а также тот факт, что это влияние носило систематический характер на протяжении всех численных экспериментов, позволяют предположить, что на длительных промежутках времени наличие холодной пленки может приводить к существенным изменениям в термическом режиме водоемов и связанных с ним процессах.

Наличие длительных непрерывных рядов метеорологических и гидрологических наблюдений на

Таблица 4. Составляющие теплового баланса, Вт/м^2 , на поверхности полыни, осредненные за время экспериментов

Эксперимент	Поток явного тепла (Вт/м^2)	Поток скрытого тепла (Вт/м^2)	Эффективное излучение (Вт/м^2)	Тепловой баланс на поверхности (Вт/м^2)
Без учета холодной пленки	124.3	66.6	126.5	260.5
Эксперимент “К”	114.1	60.4	124.3	241.9
Эксперимент “С”	118.8	63.3	125.2	250.3
Эксперимент “Ф”	118.9	63.3	125.2	250.5

озере Спарклинг (Висконсин, США) за период 2002–2005 гг. [18] позволило провести серию численных экспериментов с моделью LAKE на больших временных интервалах.

Для каждого года с 2002 по 2005 были проведены эксперименты за теплый период: с начала мая по конец сентября. Результаты контрольных экспериментов без учета холодной пленки сравнивались с результатами экспериментов с использованием параметризации Фэйррэлла.

Полученные в результате численных экспериментов среднемесячные значения величины ΔT_{skin} характеризующей наличие холодной пленки на поверхности озера, представлены в табл. 5.

Из табл. 5 можно заметить, что существует характерный временной ход величины ΔT_{skin} . В мае и июне среднемесячные значения ΔT_{skin} невелики и меняются в пределах от -0.12 до -0.28°C . Однако, начиная с июля, ΔT_{skin} по модулю растет и достигает максимума в августе–сентябре, что составляет величину порядка $-0.5 \dots -0.55^\circ\text{C}$. Это объясняется тем, что ΔT_{skin} зависит от величины суммарной потери тепла на поверхности водоема Q (формула (3.4)). В начале теплого периода озеро получает тепло из более прогретой атмосферы с потоком явного тепла. Во второй половине теплого периода поток явного тепла меняет знак, и уже озеро отдает тепло, и суммарная потеря тепла на поверхности озера возрастает. Вслед за ней возрастает и градиент температуры внутри пленки.

Сравнение результатов контрольных экспериментов без учета холодной пленки с результатами экспериментов с включенной в модель LAKE параметризацией холодной пленки Фэйррэлла позволило оценить влияние наличия холодной пленки на тепловой баланс B (формула (6.1)) на поверхности водоема.

В табл. 6 представлены значения теплового баланса B за период с мая по сентябрь для экспериментов с учетом холодной пленки и без ее учета.

Отрицательные значения теплового баланса, представленные в табл. 6, свидетельствуют о том, что за период с мая по сентябрь поток тепла направлен из атмосферы в водоем и происходит прогрев водных масс озера. При этом в случае, когда холодная пленка учитывается, водоем получает за период эксперимента примерно на 2.5 ГДж/м^2 больше, чем без учета холодной пленки, что должно приводить к дополнительному прогреву водоема.

В табл. 7 приведены среднемесячные разности теплового баланса на поверхности озера Спарклинг между экспериментами с учетом холодной пленки и контрольными экспериментами. Видно, что в основном эта разность принимает отрицательные значения, что соответствует большему потоку тепла из атмосферы в водоем при наличии холодной пленки, чем без нее, или меньшим потерям тепла водоемом.

Таблица 5. Среднемесячные значения разности температуры холодной пленки и температуры воды на глубине около 0.03 м , $\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$, $^\circ\text{C}$

Год	Среднемесячные значения, $^\circ\text{C}$				
	май	июнь	июль	август	сентябрь
2002	-0.17	-0.12	-0.42	-0.49	-0.54
2003	-0.20	-0.28	-0.42	-0.47	-0.50
2004	-0.12	-0.18	-0.35	-0.51	-0.39
2005	-0.13	-0.21	-0.43	-0.55	-0.50

Таблица 6. Тепловой баланс на поверхности оз. Спарклинг B , за период с мая по сентябрь, по данным численных экспериментов

Численный эксперимент	Значение теплового баланса B , ГДж/м^2			
	2002	2003	2004	2005
Контрольный эксперимент	-9.5	-25.2	-90.3	-54.8
Эксперимент с учетом холодной пленки	-12.0	-27.5	-92.6	-57.2

Таблица 7. Среднемесячные значения разности теплового баланса на поверхности озера Спарклинг между экспериментами с учетом холодной пленки и контрольными экспериментами без учета пленки

Год	Среднемесячные значения разности $B_{skin} - B_{no_skin}$, Вт/м^2				
	май	июнь	июль	август	сентябрь
2002	-0.85	-0.59	-1.84	-1.88	-0.77
2003	-1.14	-0.88	-1.62	-2.29	0.13
2005	-1.50	0.14	-0.79	-1.26	-2.23
2004	-1.41	0.72	-1.83	-1.58	-2.23

Из табл. 6 видно, что наибольшее влияние холодной пленки на тепловой баланс проявляется во второй половине теплого периода – в августе и сентябре, наименьшее – в июне. В отдельные месяцы были получены положительные значения разности $B_{skin} - B_{no_skin}$. Появление этих положительных значений, то есть ситуаций, когда при наличии пленки водоем получает меньше тепла или отдает его больше, чем в случае без пленки, можно объяснить тем, что, как показано выше, холодная пленка в целом приводит к прогреву водоема, а значит, температура поверхности водоема в случае с холодной пленкой может в какой-то момент оказаться выше температуры поверхности водоема в случае без пленки.

Сравнение вертикальных профилей температуры в контрольных экспериментах и экспериментах с

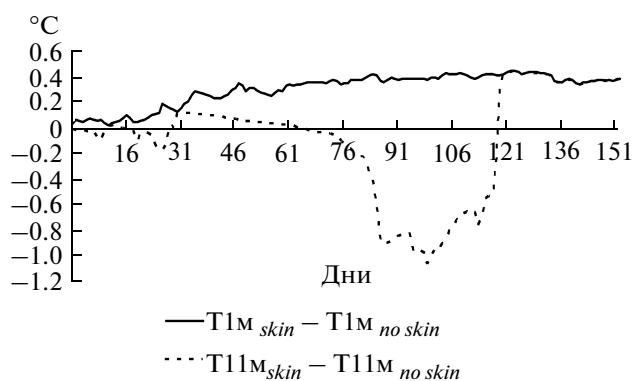


Рис. 3. Среднесуточные разности температуры воды между численным экспериментом с учетом холодной пленки и контрольным экспериментом на глубинах 1 и 11 м за период май–сентябрь 2003 г. В качестве атмосферного “форсинга” использованы данные [18].

учетом холодной пленки позволило выявить влияние холодной пленки на термический режим оз. Спарклинг. На рис. 3 представлены среднесуточные разности температуры воды между экспериментом с учетом холодной пленки и контрольным для глубин 1 м и 11 м за период май–сентябрь 2003 г.

Из рис. 3 видно, что наличие холодной пленки приводит к постепенному дополнительному прогреву водоема на глубине 1 м. К середине июля величина дополнительного прогрева на глубине 1 м достигает 0.4°C и мало меняется до конца периода проведения экспериментов. Это согласуется с нашими предположениями о том, что холодная пленка приводит к дополнительному прогреву водоема.

Что же касается влияния пленки на термический режим на глубине 11 м, то здесь наблюдается иная картина. Основной особенностью является уменьшение в июле–августе температуры воды в эксперименте с учетом холодной пленки по сравнению с контрольным экспериментом. Затем в августе происходит резкая перемена знака разности температуры воды между экспериментами, и на глубине 11 м она становится равной значению этой разности на глубине 1 м. Эти особенности можно объяснить следующим образом. Наличие холодной пленки приводит к дополнительному прогреву верхних слоев водоема, делая тем самым стратификацию водоема более устойчивой. Это приводит к тому, что в нижележащие слои механизмом турбулентного переноса распространяется меньше тепла, поэтому температура на глубине 11 м в эксперименте с учетом холодной пленки оказывается меньше, чем в контрольном. В конце лета озеро начинает выхолаживаться с поверхности, и начинается развитие конвекции, что приводит к опусканию нижней границы перемешанного слоя ниже 11 м. Таким образом, температура воды между глубинами 1 и 11 м выравнивается, и водоем с холодной пленкой оказывается и на глубине 11 м более прогрет, чем водоем без хо-

лодной пленки. Похожая картина была получена и для других лет.

8. ВЫВОДЫ

В одномерную модель водоема LAKE были встроены несколько параметризаций холодной пленки: параметризации Фэйрэлла и Саундерса, а также упрощенная параметризация, где толщина пленки задается константой. По результатам экспериментов можно заключить, что модель LAKE со встроенной параметризацией холодной пленки успешно воспроизводит характеристики холодной пленки, а именно величину разности температуры на поверхности холодной пленки и температуры воды на некоторой глубине, $\Delta T_{skin} = T_{skin} - T_{bulk}$. Результаты численных экспериментов лежат в пределах изменчивости результатов натуральных экспериментов, приводимых в литературе [4–7]. В случае использования в модели параметризаций Фэйрэлла и Саундерса удалось воспроизвести наблюдающуюся в природных условиях обратную зависимость величины ΔT_{skin} от скорости ветра в приводном слое.

На основании численных экспериментов с моделью LAKE со встроенной параметризацией холодной пленки на небольших временных интервалах длиной порядка нескольких суток для случаев прибрежной зоны Черного моря и полярной в Северном Ледовитом океане показано, что наличие холодной пленки приводит к уменьшению потерь тепла водоемом. Влияние холодной пленки на тепловой баланс на поверхности водоема выразилось в его изменении, осредненном за время экспериментов, на величину $3.5\text{--}4.5 \text{ Вт/м}^2$ в случае с Черным морем и на $10\text{--}19 \text{ Вт/м}^2$ в случае с полярной в Арктике в сторону уменьшения потока тепла из океана в атмосферу. Изменения турбулентных потоков тепла в сторону их уменьшения составили в среднем не более 10% от их абсолютной величины. Поток собственного длинноволнового излучения при учете холодной пленки уменьшился на $1\text{--}2 \text{ Вт/м}^2$. Влияние холодной пленки на составляющие теплового баланса носило систематический характер. Это позволило предположить, что на более длительных временных интервалах эффект от наличия холодной пленки будет накапливаться и приведет к существенным изменениям в термическом режиме водоема.

Эксперименты по воспроизведению холодной пленки на временных интервалах длиной несколько месяцев в случае озера Спарклинг [18] показали, что и на этом временном масштабе наличие холодной пленки приводит в среднем за период с мая по сентябрь к уменьшению потерь тепла водоемом. Уменьшение теплового баланса на поверхности водоема при учете холодной пленки за период с мая по сентябрь составило примерно 2.5 ГДж/м^2 для каждого года с 2002 по 2005. При этом наибольшее влияние холодной пленки на тепловой баланс проявилось в

августе—сентябре, когда суммарный поток тепла из озера в атмосферу увеличивался. Наличие холодной пленки привело к прогреву верхних слоев воды в озере на величину порядка 0.4°C , что, в свою очередь, привело к формированию более устойчивой стратификации в озере. Это послужило причиной уменьшения температуры слоев воды, лежащих ниже перемешанного слоя, что в отдельные годы выразилось в уменьшении температуры воды на глубине 11 м на величину до 1°C . На основании полученных результатов можно сделать предположение о том, что учет холодной пленки будет приводить к дополнительному прогреву перемешанного слоя водоема на величину ΔT_{skim} среднюю для рассматриваемого периода. Причем можно предполагать, что это будет иметь место для различных временных масштабов.

Полученные нами результаты численных экспериментов показали, что наличие холодной пленки может приводить к изменениям термического режима водоема, его стратификации за счет изменения теплового баланса на поверхности. Этот факт может быть учтен при моделировании многих процессов внутри водоема и на его поверхности, таких как, например, газо- и теплообмен. Нами показано, что эффект холодной пленки, накапливаясь, наиболее сильно проявляет себя на длительных временных интервалах. В связи с этим следует отметить, что, согласно существующим оценкам [21], систематическая ошибка вертикального потока тепла на границе океан—атмосфера $\pm 5 \text{ Вт/м}^2$ создает неопределенность в межширотном потоке тепла в океане порядка $0.4 \times 10^{15} \text{ Вт}$ (т.е. почти 100% от самой величины потока). Поэтому учет холодной пленки может иметь большое значение при моделировании общей циркуляции атмосферы и океана.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *McAlister E.D., McLeish W.* Heat transfer in the top millimeter of the ocean // *J. Geophys. Res.* 1969. V. 74. № 13. P. 3408–3414.
2. *Hasse L.O.* The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface // *Bound.-Layer Meteor.* 1971. V.1. № 3. P. 368–379.
3. *Fairall C.W., Bradley E.F., Godfrey J.S. et al.* Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № C1. P. 1295–1308.
4. *Donlon C.J., Minnet P.J., Gentemann C. et al.* Toward improved validation of Satellite Sea Surface Skin Temperature Measurements for Climate Research // *Amer. Meteorol. Society.* 2002. V. 15. № 4. P. 353–369.
5. *Репина И.А.* Исследование динамических характеристик и температурного режима водной поверхности Каспийского моря // *Метеорология и гидрология.* 2000. № 9. С. 63–73.
6. *Шигаев В.В., Дружинин С.Н., Лебедев В.Л.* Исследования температуры поверхностной пленки по результатам морских наблюдений // *Метеорология и гидрология.* 1982. № 5. С. 75–80.
7. *Minnett P.J.* Radiometric measurements of the sea-surface skin temperature – the competing roles of the diurnal thermocline and the cool skin // *Intern. J. Rem. Sen.* 2003. V. 24. № 24. P. 5033–5047.
8. *Хунджуа Г.Г., Гусев А.М., Андреев Е.Г. и др.* О структуре поверхностной холодной пленки океана и о теплообмене океана с атмосферой // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1977. Т. 13. № 7. 1977. С. 753–758.
9. IFS documentation, 2007. Cy31r1. Operational implementation 12 September 2006. Pt IV: Physical processes. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, England.
10. *Степаненко В.М., Лыкосов В.Н.* Численное моделирование процессов теплообмена в системе водоем—грунт // *Метеорология и климатология.* 2005. № 3. С. 95–104.
11. *Saunders P.M.* The temperature at the ocean-air interface // *J. Atmos. Sci.* 1967. V. 24. № 3. P. 269–273.
12. *Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н.* Параметризация процессов теплообмена в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // *Метеорология и гидрология.* 2000. № 5. С. 5–14.
13. *Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y. et al.* Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer // *J. Atmos. Sci.* 1971. V. 28. № 2. P. 181–189.
14. *Beljaars A.C.M., Holtlag A.A.M.* Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models // *J. Appl. Meteor.* 1991. V. 30. № 3. P. 327–341.
15. *Louis J.F.* A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere // *Bound.-Layer Meteor.* 1979. V. 17. № 2. P. 187–202.
16. *Stepanenko V.M., Goyette S., Martynov A. et al.* First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP // *Bor. Environ. Res.* 2010. V. 15. P. 191–202.
17. *Horrocks L.A., Candy B., Nightingale T.J. et al.* Parameterizations of the Ocean Skin Effect and Implication for Satellite-based Measurement of Sea Surface Temperature // *MetOffice: Numeric Weather Prediction. Forecasting Research Technical Report No. 383.* 2003.
18. North Temperate Lakes LTER: High Frequency Meteorological and Dissolved Oxygen Data – Sparkling Lake Raft, North Temperate Lakes Long Term Ecological Research program (<http://lter.limnology.wisc.edu>), NSF, Center for Limnology, University of Wisconsin-Madison.
19. Феодосийский залив. Электронный атлас. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004.
20. *Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 2000. 777 с.
21. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК “Наука—Интерпериодика”, 2001. 351 с.

Numerical Modeling of the Influence of Cold Film on the Heat Balance and Thermal Regime of a Water Body

D. G. Chechin^a, I. A. Repina^{a, b}, and V. M. Stepanenko^{c, d}

^a *Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 3, Moscow, 119017 Russia*
e-mail: chechin@ifaran.ru; repina@ifaran.ru

^b *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, ul. Profsoyuznaya 84/32, Moscow, 117997 Russia*

^c *Scientific Research Computational Center, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

e-mail: stepanen@srcc.msu.ru

^d *Geographic Faculty, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

Received November 3, 2009; in final form, January 14, 2010

Abstract—The influence that cold film has on the energy exchange between the atmosphere and the ocean is investigated in this work. For this purpose, a series of numerical experiments with the use of the one-dimensional LAKE model of a water body were performed. Three types of cold-film parametrization were used in this model. The data of in situ experiments in the coastal zone of the Black Sea, in the Arctic Ocean, and over Lake Sparkling served as the boundary and initial conditions. It has been established from the results of experiments that the LAKE model with the incorporated parametrization of the cold film successfully reproduces cold-film characteristics, namely, the difference between the temperature at the cold film surface and the water temperature at a certain depth. The results of numerical experiments are within the variability of the results of in situ experiments. It has been shown that the presence of a cold film reduces the heat losses of a body of water. The numerical experiments showed that the presence of a cold film can change the thermal regime of a water body and its stratification by changing the heat balance at the surface. This result can be important for the modeling of many processes inside a body of water and at its surface, for example, gas and heat exchange.