

Московский Государственный Университет  
им. М. В. Ломоносова

---

Научно-исследовательский Вычислительный Центр

*На правах рукописи*



**Степаненко Виктор Михайлович**

УДК 551 5

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ  
С ВОДОЕМАМИ СУШИ**

25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук



Москва – 2007 г.

Работа выполнена в  
Научно-исследовательском вычислительном центре  
МГУ им М В Ломоносова

**Научный руководитель:** В Н Лыкосов,  
член-корреспондент РАН,  
доктор  
физико-математических наук

**Официальные оппоненты:** Г. С Ривин,  
доктор  
физико-математических наук

А. В Елисеев,  
кандидат  
физико-математических наук

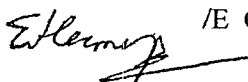
**Ведущая организация:** Институт водных проблем РАН

Защита состоится 30 мая 2007 г в 16.00 на заседании  
Диссертационного совета Д 327 003 01 при Государственном  
научном центре «Гидрометеорологический научно-  
исследовательский центр Российской Федерации» по адресу  
123242, Москва, Б Предтеченский пер , 9-13, конференц-зал

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке  
Гидрометеорологического научно-исследовательского центра  
Российской Федерации

Реферат разослан «27» апреля 2007 г

Ученый секретарь диссертационного совета,  
доктор географических наук

 /Е С Нестеров/

## Общая характеристика работы

**Актуальность исследования.** Современный этап развития математического моделирования атмосферы и климата Земли характеризуется улучшением пространственного разрешения численных моделей. При этом все более мелкие объекты на поверхности суши разрешаются явно на численной сетке. В то же время, многие объекты меньших размеров остаются подсеточными, и для учета эффекта взаимодействия атмосферы с ними нужно привлекать параметризации подсеточных процессов. В полной мере сказанное относится к водным объектам суши, которые занимают значительную часть площади многих регионов (Канада, Финляндия, Карелия, Западная Сибирь и др.). Независимо от того, разрешается ли водоем явно на сетке атмосферной модели, или его размеры существенно меньше ее пространственного шага, для вычисления турбулентных потоков над ним необходимо использовать некоторую расчетную процедуру, отражающую специфику аэродинамических свойств поверхности водоема и теплообмена в нем. Естественным способом учета этой специфики является построение моделей термодинамики водоема и их включение в атмосферные (климатические) модели.

Отметим два основных свойства термодинамической модели водоема, которым она должна удовлетворять для включения в атмосферную модель. Во-первых, она должна быть физически адекватной, т.е. достаточно реалистично воспроизводить процессы теплообмена в водоеме и обмена различными субстанциями с атмосферой. Во-вторых, она должна быть эффективной с вычислительной точки зрения. Оба свойства, очевидно, находятся в противоречии, поскольку

повышение физической адекватности осуществляется путем включения в модель новых, более сложных и вычислительно дорогих, параметризаций физических процессов. Поэтому на практике требуется компромисс, который достигается ценой пренебрежения восторженными физическими факторами

Неоднородность свойств поверхности суши за счет наличия водных объектов (*гидрологическая неоднородность*) вызывает два важных эффекта, которые необходимо учитывать в атмосферных (климатических) моделях. Первый из них – это эффект подсеточной (для данного разрешения атмосферной модели) гидрологической неоднородности. Подсеточная гидрологическая неоднородность является одной из важнейших составляющих общей неоднородности суши, наряду с неоднородностью почв и растительности. Учет подсеточной неоднородности суши осуществляется так называемыми методами агрегирования турбулентных потоков. Различными авторами предложен набор методов агрегирования, однако не все из них подходят для рассматриваемого случая. Кроме того, насколько известно автору, до сих пор не проводилось систематической оценки качества методов агрегирования для случая гидрологической неоднородности. Второй эффект важен для крупномасштабных моделей атмосферы. На сетке этих моделей не разрешаются мезомасштабные циркуляции, вызванные наличием крупных водоемов, поэтому действие этих циркуляций на фоновое состояние атмосферы должно быть параметризовано. Предложенные в литературе методы параметризации основываются на информации о пространственной изменчивости турбулентных потоков в приземном слое. Очевидно, что эта информация может быть получена при расчете теплового баланса отдельно для каждого типа подстилающей поверхности (в т.ч. для

водоемов) на основании модели, адекватно отражающей специфику этого типа

В настоящей работе поставлена следующая **цель**: создание, верификация и апробация вычислительной технологии для моделирования взаимодействия атмосферы с водоемами суши.

Для достижения этой цели решались следующие **задачи**:

- определение наиболее актуальных направлений исследований в области взаимодействия внутренних вод суши с атмосферой на основе анализа литературных источников;
- построение и верификация с привлечением данных наблюдений одномерной модели термодинамики водоема,
- включение модели водоема в мезомасштабную атмосферную модель и верификация совместной модели с использованием доступных данных наблюдений,
- оценка применимости методов агрегирования турбулентных потоков для гидрологически неоднородной подстилающей поверхности на основе анализа результатов численного моделирования.

**Научная новизна** работы состоит в следующем

- создана одномерная модель термодинамики водоема, способная достаточно адекватно воспроизводить термический режим водоемов на различных временных масштабах;
- на основе одномерной модели водоема предложена параметризация водоемов для атмосферных моделей;

- оценена применимость различных методов агрегирования турбулентных потоков для случая гидрологически неоднородной подстилающей поверхности.

**Практическая значимость.** Предложенная одномерная модель термодинамики водоема может использоваться как в качестве параметризации водоемов суши в атмосферных моделях, так и в автономном режиме при исследованиях турбулентного режима, теплообмена и переноса примесей в водоемах. Полученные оценки ошибок мозаичного метода агрегирования для гидрологически неоднородной подстилающей поверхности обосновывают возможность применения этого метода в оперативных системах прогноза погоды и климатических моделях.

**Личный вклад автора.** Основные результаты работы получены автором лично. Им построена и реализована на языке Фортран численная схема термодинамической модели водоема; программный код этой модели встроен в код мезомасштабной модели, проведены и проанализированы численные эксперименты с моделью водоема в автономном режиме, а также численные эксперименты с совместной моделью «атмосфера-водоем-суша». Численный эксперимент по воспроизведению термического режима оз. Монте-Ново (Португалия) проведен Э. Дутрой (Лиссабонский университет) при консультациях автора.

**Основные положения, выносимые на защиту.** На защиту выносятся.

- одномерная численная модель термодинамики водоема и результаты ее верификации,
- параметризация водоемов в мезомасштабной атмосферной модели и

результаты верификации совместной модели «атмосфера-водоем-суша»;

- результаты верификации мозаичного метода агрегирования турбулентных потоков над гидрологически неоднородной территорией

**Апробация работы.** Результаты работы представлены на всероссийских конференциях «Ломоносовские чтения» (Москва, МГУ, 2002, 2003 гг. – секция «География», 2005 г. – «Вычислительная математика»), «Рациональное природопользование» (Москва, МГУ, 2005 г.), «Современные глобальные и региональные изменения геосистем» (Казань, КГУ, 2004 г.), конференции молодых ученых гидрометслужб стран СНГ «Современные технологии в гидрометеорологии» (Москва, Росгидромет, 2006 г.), международных конференциях CITES (Томск, 2003, Новосибирск, 2005 г.), ENVIROMIS (Томск, 2006 г.), на международной школе молодых ученых ERCA (European Research Courses on Atmospheres, Гренобль, 2005 г.), на Испано-португальской ассамблее по геофизике и геодезии (Севилья, 2006 г.), а также на научных семинарах «Математическое моделирование геофизических процессов: прямые и обратные задачи» (НИВЦ МГУ), «Моделирование и прогноз крупномасштабных гидрометеорологических процессов и климата» (ГМИЦ РФ), «Математические вопросы моделирования атмосферы и гидросферы» (Межфакультетский семинар МГУ), семинаре отдела исследования климатических процессов ИФА РАН, и на семинаре отделения электроники Критского технологического института (Греция).

**Публикации.** Результаты работы изложены в 13 публикациях, в числе которых 4 статьи в изданиях,

рекомендованных ВАК России для кандидатских диссертаций и 9 тезисов докладов

**Структура и объем диссертации.** Диссертация состоит из введения, 4-х глав, заключения и списка литературы. Она включает 142 страницы текста, 41 рисунок, 10 таблиц и список литературы из 128 наименований, в числе которых 79 иностранных работ.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю В. Н. Лыковому за постановку задачи, постоянное внимание к работе и плодотворные дискуссии по различным аспектам математического моделирования климата. Автор также признателен Н. Г. Яковлеву и Е. Е. Мачульской за полезные консультации, Д. В. Миронову, А. В. Кислову, Г. Н. Панину, Н. Ф. Вельтищеву, К. К. Эдельштейну и М. Г. Гречушниковой за критические замечания, П. Миранде и Э. Дутре за плодотворное сотрудничество. Работа посвящается светлой памяти М. А. Петросянца.

## **Краткое содержание работы**

Во **введении** изложена проблема взаимодействия водоемов суши с атмосферой, показана ее актуальность, поставлена цель исследования и определены его задачи (см. общую характеристику работы)

**Глава 1. Обзор современного состояния проблемы.** На современном этапе создано множество различных гидрологических моделей. Соответствующая математическая постановка задачи диктуется целями исследования. Например, для производства детальных гидрологических прогнозов волнения на крупных водоемах, скорости течения в них, температурного режима целесообразно создавать полные трехмерные модели гидротермодинамики (Kelley et al., 1998). В то же время,

специфика использования моделей водоемов в рамках атмосферных моделей требует существенной экономии вычислительных ресурсов. На настоящий момент рядом исследовательских центров (Немецкая служба погоды DWD (Mironov et al., 2006), Национальный центр атмосферных исследований NCAR (Technical description of Community land model, 2004) и др.) созданы одномерные модели водоема, которые встроены в климатические модели или системы оперативного прогноза погоды. В основе этих моделей лежит либо численное решение одномерного уравнения теплопроводности, либо решение упрощенных уравнений, полученных с привлечением эмпирических данных о вертикальном профиле температуры (полуэмпирические модели).

Одна из основных проблем, возникающих при одномерном моделировании теплообмена в водоеме – параметризация турбулентного обмена. В большинстве моделей используется гипотеза о локальности турбулентного обмена, согласно которой интенсивность турбулентного обмена задается коэффициентом турбулентности. Предложены как полуэмпирические диагностические формулы для этой величины (Rodi, 1993, Engelund, 1978; Simoes, 1998), так и эволюционные дифференциальные модели. Среди последних наибольшей популярностью пользуется «k-ε» модель порядка 2.5 (Mellor and Yamada, 1974), в которой решаются уравнения для кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации. Несмотря на недостатки этой параметризации, ее развитие продолжается в направлении учета новых физических эффектов, например, сейш (Goudsmit et al., 2002)

Меньшее распространение получили двумерные дифференциальные модели, использующиеся в некоторых специальных задачах (Pushistov and Ievlev, 2000). Кроме

того, существует класс моделей промежуточной размерности, например квазидвухмерные модели (Пуклаков, 1999). Помимо детерминированных моделей, предложены также стохастические модели (Фролов, 2006; Пальшин и Ефремова, 2005), однако в задачах прогноза погоды и климата они не получили широкого применения

Влияние водоемов на режим метеорологических элементов над близлежащими территориями хорошо известно. Над водоемами образуются внутренние термические пограничные слои, в которых днем уровень турбулентности значительно ниже, чем над сушей (Mahrt, 2000, Струнин, 2006), что в частности, приводит к просветам в слоистых облаках. Вблизи крупных водоемов развиваются бризовые циркуляции, значительно влияющие на суточный ход температуры и влажности воздуха (Вельтищев, 1988). Зимой большинство водоемов умеренных широт покрывается льдом, поэтому соответствующие внутренние пограничные слои и бризовые циркуляции не наблюдаются. Важное исключение составляют крупные незамерзающие озера, над которыми преобладает неустойчивая стратификация и часто развиваются конвективные явления с интенсивными осадками (Forbes and Meritt, 1984)

Как показали расчеты по моделям общей циркуляции атмосферы (Bonan, 1995), присутствие водоемов значительно сказывается на метеорологическом режиме соответствующих регионов и в климатическом масштабе времени (порядка нескольких десятилетий)

Для регионов с плотной гидрологической сетью актуальной проблемой является прогноз гидрологических последствий потепления климата (Климат Карелии: изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы, 2004). Часто используемая методология получения этих прогнозов (Арле и др., 2000, Кондратьев и Бовькин, 2003;

Кислов и Торопов, 2006) заключается в том, что изменения стока рек, уровней озер и других характеристик рассчитываются по выходным данным климатических моделей. В то же время, в климатических моделях часто не учитывается обратная связь изменений в гидрологической системе суши с климатом, поскольку в них не воспроизводятся явно процессы теплообмена и характеристики водного баланса водоемов и водотоков. Можно надеяться, что включение соответствующих гидрологических блоков в климатические модели позволит значительно уточнить эти прогнозы.

Еще одним важным приложением одномерных моделей водоема может стать их использование в системах усвоения данных наблюдений на суше. Эти системы активно развиваются в последние годы в ведущих прогностических центрах – NCAR и ECMWF (Rodell et al., 2004), и предполагают физически адекватное описание процессов, происходящих в различных ландшафтах суши, в т.ч. в водных объектах.

Для учета эффекта подсеточной гидрологической неоднородности суши в атмосферных моделях необходимо использовать методы агрегирования турбулентных потоков. Предложены различные методы агрегирования, причем наибольшее применение, по все видимости, получил так называемый *мозаичный метод* (Pielke and Avissar, 1989). Более подробный обзор литературы на эту тему с анализом достоинств и недостатков каждого метода, и степени их применимости к случаю гидрологически неоднородной суши, приводится в главе 4.

**Глава 2. Термодинамическая модель водоема и ее верификация.** Предлагаемая модель водоема является одномерной. Такую постановку задачи можно считать достаточно реалистичным приближением, поскольку, согласно наблюдениям, вертикальные градиенты

термодинамических характеристик в водоемах, как правило, значительно превышают горизонтальные градиенты

В основе модели лежит уравнение теплопроводности, которое при использовании безразмерной вертикальной координаты  $\xi = z/h$ , где  $z$  - декартова координата, направленная вниз, а  $h$  - глубина водоема, принимает вид:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) + c\rho \frac{dh}{dt} \frac{\xi}{h} \frac{\partial T}{\partial \xi} - c\rho \frac{1}{h} B_w \frac{\partial T}{\partial \xi} - \frac{1}{h} \frac{\partial S}{\partial \xi} \quad (2.1)$$

Здесь  $t$  - время,  $c$  - теплоемкость воды,  $\rho$  - её плотность,  $\lambda$  - коэффициент теплопроводности,  $T$  - температура,  $B_w = r - E$  - водный баланс на поверхности водоема,  $r$  - интенсивность осадков,  $E$  - скорость испарения с поверхности водоема,  $S$  - поток солнечной радиации в толще водоема. Для расчета солнечной радиации в толще водоема привлекается широко распространенная в гидрологических моделях экспоненциальная зависимость этой величины от глубины.

Коэффициент турбулентной теплопроводности  $\lambda$  вычисляется либо по диагностическим соотношениям (Rodi, 1993, Engelund, 1978; Simoes, 1998), либо на основе  $k$ - $\epsilon$  параметризации. В рамках этой параметризации

$$\lambda = c\rho C_{et} k, \quad k = \frac{E^2}{\epsilon}, \quad (2.2)$$

где  $E$  - кинетическая энергия турбулентности,  $\epsilon$  - скорость ее диссипации, и  $C_{et} = 0.072$  - безразмерная константа (ниже безразмерные константы обозначаются буквами  $C$  и  $\alpha$  с разными нижними индексами). Эти величины рассчитываются согласно следующим уравнениям.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{\alpha_E}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} k \frac{\partial E}{\partial \xi} + \frac{\xi}{h} \frac{dh}{dt} \frac{\partial E}{\partial \xi} + P - \epsilon, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{\alpha_e}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} k \frac{\partial \varepsilon}{\partial \xi} + \frac{\xi}{h} \frac{dh}{dt} \frac{\partial \varepsilon}{\partial \xi} + C_1 \frac{\varepsilon}{E} (P - \varepsilon). \quad (2.4)$$

Здесь  $P$  – производство кинетической энергии турбулентности за счет сдвига скорости и эффекта плотностной стратификации, которое дается формулой

$$P = C_e \frac{k}{h^2} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial \xi} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial \xi} \right)^2 \right] - C_{ei} \frac{g}{\rho} \frac{k}{h} \frac{\partial \rho}{\partial \xi}, \quad (2.5)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $u$  и  $v$  – зональная и меридиональная компоненты скорости, соответственно, рассчитываемые по следующим уравнениям

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= \frac{C_e}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} k \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{\xi}{h} \frac{dh}{dt} \frac{\partial u}{\partial \xi}, \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= \frac{C_e}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} k \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{\xi}{h} \frac{dh}{dt} \frac{\partial v}{\partial \xi}. \end{aligned} \quad (2.6)$$

Если на озере образуется слой льда, его температура рассчитывается по уравнению, аналогичному (2.1) Решение задачи в этом случае заметно упрощается тем, что коэффициент  $\lambda$  можно считать постоянным. Кроме того, считается, что поглощение солнечной радиации происходит только на поверхности льда.

В модель включена параметризация теплового переноса в снежном покрове, разработанная в Институте вычислительной математики (ИВМ) РАН (Володина и др., 2000), в которой учтены процессы диффузии тепла, гравитационного просачивания влаги, гравитационного оседания толщи снега и фазовые переходы воды. Параметризация процессов в слое грунта под водоемом также основана на уравнениях соответствующей модели ИВМ РАН, но без учета уравнения для содержания водяного пара. Последнее обусловлено тем, что поры в грунте под водоемом почти

полностью насыщены жидкой влагой, так что количеством пара в них можно пренебречь

Поток тепла на границе водоема с атмосферой (краевое условие для уравнения (2.1)) определяется из уравнения теплового баланса. Потоки явного и скрытого тепла в этом уравнении рассчитываются по формулам аэродинамического метода с коэффициентами обмена, задаваемыми согласно теории подобия Монина-Обухова. Для безразмерных универсальных функций используются параметризации Бусинджера-Дайера и Белжарса (Paulson, 1970; Businger, 1971; Beljaars et al., 1991) или зависимости от числа Ричардсона (Louis, 1979). Для интегрирования модели необходимо задавать значения основных метеовеличин в приземном слое, а также потоки суммарной солнечной радиации и встречного излучения атмосферы. На нижней границе слоя грунта потоки тепла и влаги принимаются равными 0. На границах слоев «вода-почва», «лед-снег» используется условие непрерывности температуры и потока тепла, а на границе «лед-вода» задается температура фазового перехода  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Для решения уравнений (2.3-2.4) на верхней и нижней границах слоя воды задаются потоки  $E$  и  $\varepsilon$ , причем поток кинетической энергии турбулентности на верхней границе пропорционален напряжению трения в приводном слое воздуха

Уравнения модели решаются конечно-разностными методами. Дискретизация уравнений осуществляется на сдвинутой сетке, построенной таким образом, чтобы все производные в уравнениях (2.1-2.6) аппроксимировались со вторым порядком точности. Все слагаемые записаны неявным образом, за исключением члена с плотностью в (2.5) и коэффициента  $k$  в (2.6), значения которых берутся с предыдущего шага по времени. Уравнения (2.3-2.4) и уравнение теплового баланса в разностном виде

представляют собой нелинейные алгебраические уравнения, которые решаются итерационными методами.

При верификации модели основное внимание уделено качеству воспроизведения температуры поверхности, поскольку от этой величины, в первую очередь, зависят потоки тепла над водоемом и собственное излучение его поверхности. Верификация производилась для следующих озер, для которых были доступны данные наблюдений.

- 1) модельный водоем Колпашево (Томская область, континентальный климат, длительность интегрирования 30 лет);
- 2) Озеро Сырдах (Якутия, 70 км от Якутска, резко-континентальный климат, длительность интегрирования 20 лет),
- 3) Озеро Монте-Ново (Португалия, субтропический климат, длительность интегрирования 13 лет);
- 4) Озеро вблизи Тикси (устье р. Лены, арктический климат, длительность интегрирования 30 дней),
- 5) Озеро Коссенблаттер (Германия, умеренный климат западных побережий, длительность интегрирования 14 дней);
- 6) Озеро Вендюрское (Карелия, умеренно-континентальный климат, длительность интегрирования 5 дней)

Как видно, в этих экспериментах охвачены весьма контрастные типы климата, так что довольно удачные результаты верификации (см. ниже) свидетельствуют о применимости модели к озерам, находящимся в широком спектре метеорологических условий (универсальность модели).

Результаты моделирования температуры поверхности озер в экспериментах 3-6 представлены на рис 2.1-2.4 Как видно, модель достаточно удачно

воспроизводит как суточный ход температуры, так и ее синоптическую изменчивость. Мгновенные ошибки модели редко превышают  $2^{\circ}\text{C}$ , что, как показано в главе 3, во многих случаях несущественно с точки зрения численного воспроизведения атмосферной циркуляции. Эти ошибки могут быть связаны с учетом термических эффектов трехмерной динамики в водоеме, например, сейш (Goudsmit, 2002).

В численном эксперименте по моделированию озера Вендюрского оценивалось влияние инициализации модели на качество моделирования. В качестве инициализации использовалась известная процедура «раскрутки» (заключается в многократном повторении граничных условий начального периода - в данном случае, первых суток - перед началом основного периода интегрирования). Как видно на рис. 2.1, эта процедура позволила заметно улучшить качество воспроизведения температуры водоема. В эксперименте по моделированию озера Коссенблаттер (рис. 2.2) участвовала также модель Немецкой службы погоды FLAKE (Mironov, 2006): как видно, она хуже воспроизвела суточные колебания температуры, что, по-видимому, связано с не оптимальным заданием ее параметров. В связи с этим отметим, что в экспериментах по расчету температуры озер Португалии (Dutra et al., 2006) обе модели продемонстрировали одинаковое качество воспроизведения данных измерений. Хорошее совпадение результатов моделирования и данных наблюдений для озера вблизи Тикси (рис. 2.4) достигнуто благодаря учету вечной мерзлоты под водоемом и введения в модель поправки к потокам тепла в атмосферу на эффект мелководий (Панин и др., 2006).

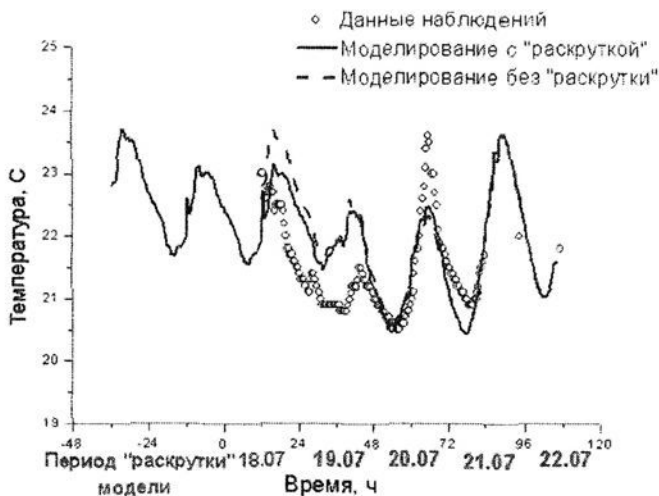


Рис. 2.1. Температура поверхности оз. Вендюрское по данным моделирования и измерений, 18-22 июля 2003 г.



Рис. 2.2. Температура поверхности оз. Коссенблаттер по данным моделирования и измерений, 8-21 июля 1998 г. Модель LAKE – созданная автором модель водоема, FLAKE – модель водоема Немецкой службы погоды

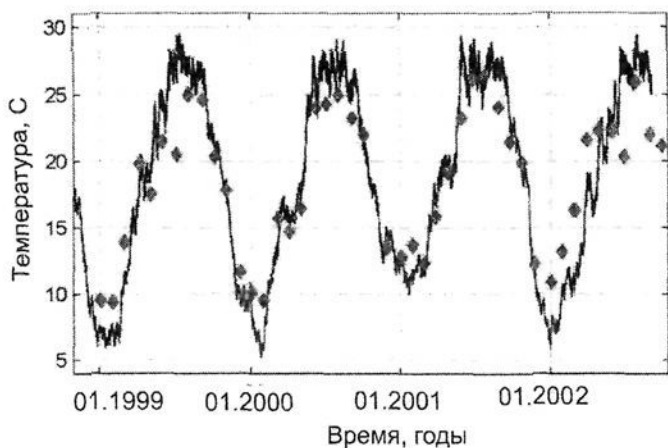


Рис. 2.3. Температура поверхности оз. Монте-Ново по данным моделирования (кривая) и измерений (ромбики), 1999-2000 гг.

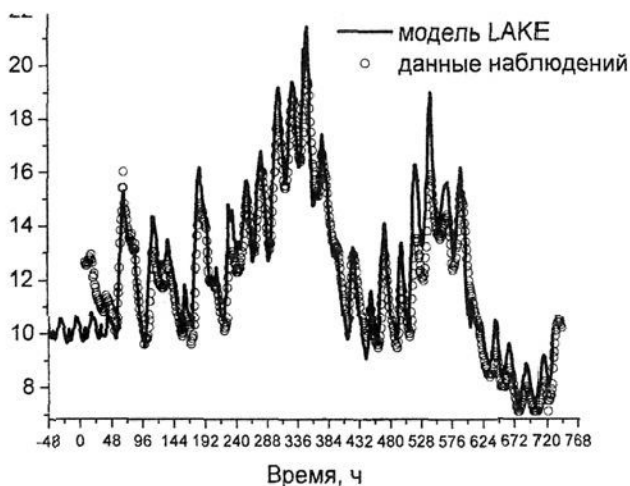


Рис. 2.4. Температура поверхности мелкого озера вблизи Тикси по данным моделирования и измерений, июль 1999 г.

Способность модели воспроизводить вертикальный профиль температуры в водоеме оценивалась для оз. Сырдах, на котором производились соответствующие наблюдения (Павлов и Тишин, 1981) (рис 2.5) Модель достаточно удачно отражает особенности профиля температуры зимой и в переходные сезоны, однако летом в придонных слоях имеют место существенные ошибки. Причину этих ошибок установить не удалось: возможно, они вызваны трехмерной динамикой водоема или неточным заданием граничных условий (данные метеорологических измерений получены на станции Якутск, находящейся на расстоянии около 70 км от озера).

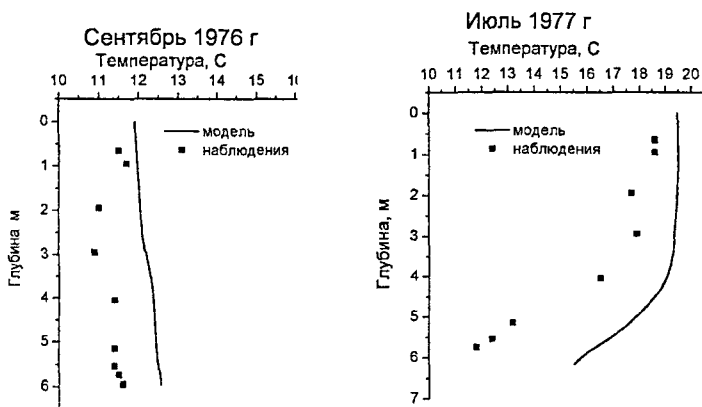


Рис. 2.5 Среднемесячные профили температуры в оз Сырдах по результатам моделирования и измерений

Численный эксперимент по воспроизведению температуры снежного покрова над замерзшим модельным водоемом в Колпашево (рис. 2.6) показал, что параметризация снежного покрова ИВМ РАН достаточно адекватно воспроизводит временной ход этой величины

Во всех численных экспериментах сыграло роль следующее важное обстоятельство. Модель содержит

множество физических параметров (например, коэффициент ослабления радиации), по которым нет данных наблюдений, поэтому их приходится задавать в достаточно широких пределах, указываемых в литературе. Это добавляет «степени свободы» для настройки модели при моделировании конкретного водоема, и одновременно усложняет идентификацию причин расхождения результатов расчетов с данными наблюдений.



*Рис 2.6 Температура поверхности снега в Колпашево по результатам расчетов и данным измерений Декабрь, 1961 г*

Дополнительная проблема при включении модели водоема в атмосферную модель заключается в том, что в этом случае необходимо задавать пространственное распределение глубин, в то время как глубины подавляющего количества водоемов Земли неизвестны. Одним из методов ее решения может быть использование эмпирической зависимости средней глубины от площади зеркала. Последний параметр нетрудно получить по данным спутниковых снимков.

**Глава 3. Параметризация водоемов в мезомасштабной атмосферной модели и ее верификация.** Очевидно, что эффекты взаимодействия водоемов суши с атмосферой, описанные в главе 1, могут быть достаточно полно воспроизведены только в рамках совместной модели атмосфера-суша-водоем. Настоящая глава посвящена воспроизведению внутренних пограничных слоев и мезомасштабных циркуляций, связанных с водоемами, с помощью такой модели. В качестве атмосферной компоненты модели выбрана мезомасштабная модель Nh3d (Miranda, 1990; Miranda and James, 1992), разработанная в университетах городов Реддинг и Лиссабон. Выбор данной модели обусловлен тем, что она трехмерная, негидростатичная и обладает достаточно хорошим пространственным разрешением (до 2 км). Отлаженная на такой модели параметризация водоемов может быть без труда включена в любую другую атмосферную модель.

В качестве компоненты «суша» используется известная двухуровневая модель тепловлагопереноса в почве ISBA (Mahfouf et al., 1995). Как показали численные эксперименты, результаты расчетов по этой модели и по многослойной модели почвы ИВМ РАН на масштабе времени порядка нескольких суток отличаются незначительно, так что она была выбрана для дальнейших расчетов ввиду своей вычислительной простоты.

Проведена серия численных экспериментов по воспроизведению внутренних пограничных слоев и мезомасштабных циркуляций над водоемами (брызгов), в которой варьируются свойства подстилающей поверхности суши и синоптические условия. Условия контрольного эксперимента представлены в табл. 3.1. Эксперимент начинался в 6:00 местного времени и продолжался около 70 ч. Процессы конденсации в атмосфере не учитывались.

(водяной пар считался пассивной примесью), поскольку бризы в природе развиваются преимущественно в безоблачную или малооблачную погоду. Фоновая температурная стратификация задавалась устойчивой с градиентом 2-3 К/км

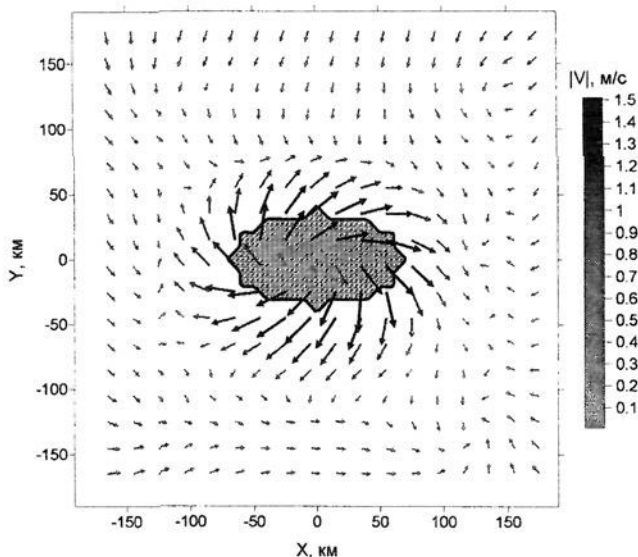
*Таблица 3.1 Параметры контрольного эксперимента*

Параметр	Значение параметра
Размеры озера	144×90 км
$\varphi$ , широта	60° с ш
$\Delta x$ , шаг сетки вдоль осей ОХ и ОУ	10 км
$n_x$ , количество узлов сетки вдоль осей ОХ и ОУ	36
$n_\sigma$ , количество узлов сетки по вертикали	21
$\Delta t$ , шаг по времени	5 с
Влажность почвы	0.30 м <sup>3</sup> /м <sup>3</sup>
Проективное покрытие растительности	50%
Глубина водоема	2 м
Размеры озера	144×90 км
Облачность	0 баллов
$U_g$ , скорость геострофического потока	0 м/с

Распределение приземного ветра в этом эксперименте достаточно адекватно отражает основные особенности наблюдаемых в природе дневных бризов (рис 3.1) В частности, глубина проникновения бриза на сушу

составляет ~50 км, вертикальная протяженность бризовой ячейки около 2 км, направление ветра отклоняется силой Кориолиса от нормали к берегу, кроме того, над водоемом имеет место устойчиво стратифицированный пограничный слой, а над сушей - конвективный - все эти черты находятся в согласии с данными наблюдений в умеренных широтах (Бурман, 1969; Вельтищев, 1988)

Проведены эксперименты по чувствительности интенсивности бризовой циркуляции к следующим параметрам (в скобках приведены значения, отличающиеся от соответствующих значений в контрольном эксперименте): глубина водоема (10, 100 м), влажность почвы ( $0.1 \text{ м}^3/\text{м}^3$ ), проективное покрытие растительности (0%, 100%), скорость геострофического ветра (10 м/с), облачность (10 баллов; облачность задавалась как внешний параметр и использовалась при расчете солнечной и атмосферной радиации у земной поверхности). Кроме того, проведены эксперименты с различной конфигурацией гидрологической неоднородности (5 и 16 озер) и рассчитан бриз для случая, когда водоем окружен возвышенностью (высота 1 км) Для всех экспериментов наблюдается качественное согласие результатов расчетов и соответствующих закономерностей, наблюдаемых в природе. например, повышенная влажность почвы и облачность приводят к ослаблению бриза; при наличии возвышенности вдоль береговой зоны происходит «сложение» бриза с ветром склонов; сильный фоновый поток подавляет бризовую циркуляцию и др Наибольшие скорости бриза (до 8 м/с) получены в эксперименте «пустыня», в котором задавались пониженная влажность почвы и отсутствие растительности.



*Рис. 3.1. Поле горизонтального ветра на нижней поверхности атмосферной модели (~35 м над земной поверхностью) в 15:00 местного времени первого дня интегрирования в контрольном эксперименте. Заштрихованной областью показано озеро*

Отдельный эксперимент посвящен моделированию мезомасштабных циркуляций над реальной гидрологически неоднородной территорией – участком Западной Сибири (54.5-58.6 с.ш., 63.1-66.6 в.д.). Соответствующее поле ветра представлено на рис. 3.2. Как видно, над водоемами наблюдается дивергенция поля ветра – признак дневных бризовых течений. Достоверность полученной картины циркуляции может быть проверена при наличии соответствующих данных измерений. По крайней мере, развитие бризов над водными объектами с размером более 10 км, которые есть и на данной территории, подтверждается наблюдениями (Струнин и Хияма, 2005).

Наряду с тем, что во всех экспериментах модель достаточно реалистично воспроизвела интегральные характеристики дневного бриза, ночной бриз в ней практически не проявляется – модельный ветер в это время суток дует почти по касательной к береговой линии, в то время как согласно наблюдениям он направлен почти по нормали к берегу в сторону водоема. Предположительно, небольшой поворот ветра в атмосферной модели ото дня к ночи вызван недостаточным ночным выхолаживанием воздушной массы над сушей в силу отсутствия параметризации длинноволнового излучения.

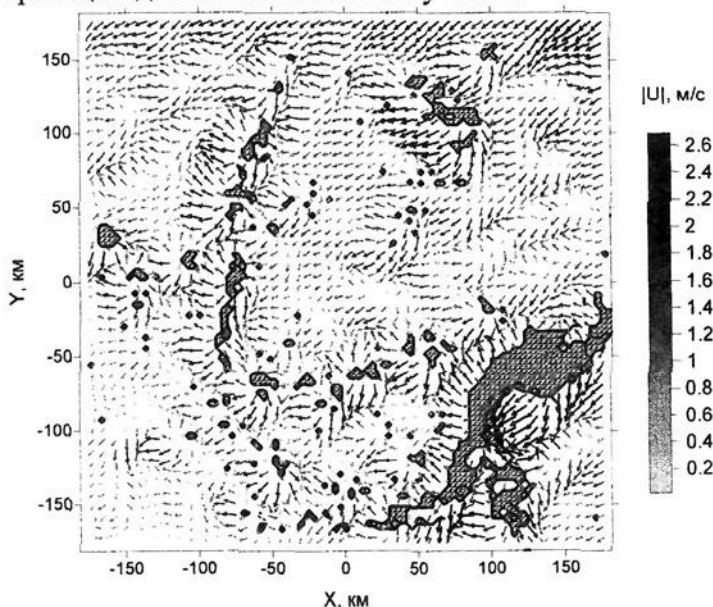


Рис. 3.2. Поле горизонтального ветра на нижней  $\sigma$ -поверхности атмосферной модели ( $\sim 35$  м над земной поверхностью) в 15:00 местного времени первого дня интегрирования в эксперименте с гидрологически неоднородным участком Западной Сибири. Заштрихованными областями показаны водоемы

Дополнительный эксперимент произведен для определения чувствительности модельной циркуляции атмосферы к параметризации водоемов. В качестве альтернативных параметризаций использованы модель Flake (Mironov et al, 2006) и приближение постоянной температуры водоема. Оказалось, что для летних условий и устойчивой стратификации атмосферы, вариация поля ветра за счет использования разных параметризаций пренебрежимо мала (максимальные отклонения скорости в приземном слое составили не более 0,02 м/с). В то же время следует отметить, что в случае неустойчивой стратификации над водоемом, которая характерна для осени, чувствительность модельной атмосферы к параметризации водоемов оказывается существенной.

**Глава 4. Агрегирование турбулентных потоков над гидрологически неоднородной сушей.** Как указывалось в главе 1, эффект подсеточных для атмосферной модели водных объектов необходимо учитывать с помощью методов агрегирования. Наиболее распространенными методами агрегирования являются метод эффективных параметров и мозаичный метод (Koster and Suarez, 1992). Первый из них заключается в том, что все многообразие типов подстилающей поверхности внутри ячейки заменяется одним «средним» типом. Определение среднего типа сводится к осреднению по ячейке всех характеристик почвы и растительности. Второй метод заключается в том, что средний по модельной ячейке поток (явного и скрытого тепла или импульса) рассчитывается как сумма потоков над различными типами подстилающей поверхности с соответствующими весовыми коэффициентами (Avissar and Pielke, 1989)

Метод эффективных параметров не подходит для гидрологически неоднородной территории, поскольку не

существует «среднего» между сушей и водоемом типа поверхности. Оценка же точности мозаичного метода для такой территории, насколько известно автору, в предыдущих работах не производилась.

Настоящая глава посвящена оценке точности мозаичного метода агрегирования турбулентных потоков в приземном слое для гидрологически неоднородной территории. Предложена следующая методика оценки. В численном эксперименте с мезомасштабной моделью рассчитываются средние по области моделирования потоки явного и скрытого тепла ( $\bar{H}$  и  $\overline{LE}$ , соответственно), которые принимаются за «истину». Средние по области значения метеовеличин в приземном слое используются в качестве входных данных для диагностических расчетов по моделям суши и водоема. Рассчитанные в диагностическом режиме потоки над сушей и водоемом агрегируются по мозаичному методу:

$$(\bar{H}, \overline{LE}, \bar{\tau}) = (1 - \alpha_w)(H_s, LE_s, \tau_s) + \alpha_w(H_w, LE_w, \tau_w), \quad (4.1)$$

где  $\alpha_w$  – доля площади, занятая водоемами, нижний индекс  $s$  означает поток над сушей, а  $w$  – поток над водоемами

Расхождение агрегированных и «истинных» средних потоков оценивалось с помощью средних по времени значений отдельно за ночные и дневные сроки (обозначенных сверху «крышкой»), среднеквадратических отклонений временных рядов  $\hat{\sigma}$  и коэффициентов вариации  $\hat{r}$  (относительных ошибок мозаичного метода). Эти величины для дневного времени суток приведены в табл. 4 1.

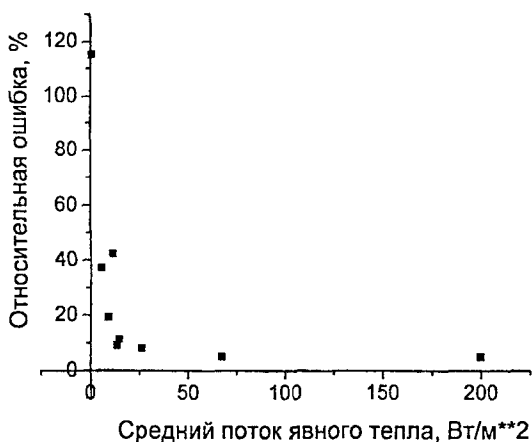
Таблица 4 1

*Средние и агрегированные за дневное время  
турбулентные потоки*

Название эксперимента	Поток явного тепла, Вт/м <sup>2</sup>				Поток скрытого тепла, Вт/м <sup>2</sup>			
	$\hat{H}$	$\hat{H}$	$\hat{\sigma}_H$	$\hat{r}_H$ , %	$\hat{LE}$	$\hat{LE}$	$\hat{\sigma}_{LE}$	$\hat{r}_{LE}$ , %
Контрольный	13 58	<b>14 85</b>	1 70	11	165 88	<b>167 22</b>	7 38	4
Глубина озера 1 м	13 62	<b>14.86</b>	1 66	11	165 84	<b>167 28</b>	7 45	4
Глубина озера 10 м	13 64	<b>14.87</b>	1 64	11	165 76	<b>167 35</b>	7 52	4
Проективное покрытие растительности 0%	25 17	<b>26 42</b>	2 06	8	227 04	<b>231 81</b>	9 49	4
Влажность почвы 10%	66 78	<b>67.74</b>	3 67	5	6 61	<b>6 91</b>	0 98	14
«Пустыня»	198 51	<b>200.79</b>	9 94	5	10 83	<b>11 70</b>	2 84	24
Облачность 10 баллов	0 14	<b>0 63</b>	0 73	115	<b>60.33</b>	53 41	13 27	25
Геострофический ветер 10 м/с	4 07	<b>5 48</b>	2 05	37	<b>226 59</b>	226 4	5 63	2
5 озер	7 73	<b>11 49</b>	4 87	42	<b>139.55</b>	136 92	11 68	8
16 озер	7 83	<b>9.32</b>	1 81	19	<b>131.48</b>	130 75	7 58	6
Участок Западной Сибири	<b>13 85</b>	13 75	1 19	9	169 54	<b>178 59</b>	12 89	7

Аналогичные расчеты проведены для ночного времени суток. Значения потоков, вследствие устойчивости ночной стратификации, оказались значительно меньше дневных (в большинстве экспериментов их модуль не превышал 2-3 Вт/м<sup>2</sup>). По результатам верификации мозаичного метода сделаны следующие выводы

- в большинстве случаев (особенно для потока явного тепла) мозаичный метод занижает абсолютные значения средних потоков, что связано с увеличением реальных турбулентных потоков за счет мезомасштабных циркуляций;
- относительная ошибка расчета турбулентных потоков мозаичным методом зависит от абсолютной величины этих потоков (рис. 4 1),



*Рис 4 1 Зависимость относительной ошибки расчета среднего потока явного тепла мозаичным методом от среднего потока явного тепла (за дневное время) Каждому эксперименту соответствует одна точка*

- при достаточно высоких значениях средних потоков явного и скрытого тепла (ориентировочно, более  $15 \text{ Вт/м}^2$ ) мозаичный метод обеспечивает ошибку их воспроизведения не более 10%;

- мозаичный метод адекватно воспроизводит порядок величины ночных средних потоков;
- ошибка мозаичного метода существенно нелинейно зависит от характеристик подстилающей поверхности и метеорологических условий.

### **Заключение**

Основные результаты настоящей работы могут быть сформулированы следующим образом:

- создана одномерная термодинамическая модель водоема с описанием процессов теплообмена в нижележащем слое грунта, эволюции ледяного покрова и слоя снега;
- модель демонстрирует удовлетворительное согласие с данными наблюдений температуры водоема на суточном, синоптическом, и сезонном масштабах времени;
- на основе данной модели реализована параметризация водоемов в мезомасштабной атмосферной модели;
- при сравнении с доступными данными наблюдений в атмосфере показано, что используемая мезомасштабная модель с параметризацией водоемов достаточно реалистично воспроизводит основные характеристики дневных бризовых циркуляций, возникающих при различных конфигурациях гидрологической неоднородности, условиях на подстилающей поверхности и синоптических ситуациях;

- оценены ошибки мозаичного метода расчета средних по гидрологически неоднородной территории турбулентных потоков в приземном слое. в частности, показано, что они составляют 5-10 %, если истинный средний поток тепла достаточно велик (более 15 Вт/м<sup>2</sup>).

Необходимо отметить, что хотя мезомасштабная модель и модель водоема в целом достаточно адекватно воспроизводят соответствующие физические процессы, в некоторых случаях результаты моделирования существенно расходятся с данными наблюдений. Например, мезомасштабная модель практически не воспроизводит ночной бриз, а модель водоема не всегда удовлетворительно рассчитывает вертикальный профиль температуры летом, что, по-видимому, обусловлено несовершенством некоторых используемых параметризаций

Данная работа по ряду направлений имеет перспективы развития Во-первых, модель водоема должна быть включена в климатическую модель для расчета изменений в гидрологических системах суши при глобальной потеплении Во-вторых, эту модель целесообразно использовать в системе усвоения данных наблюдений на суше и системе оперативного прогноза погоды. Существуют также возможности развития самой модели водоема: она должна быть дополнена блоком переноса примесей для оценок концентрации загрязнений, выпадающих в составе атмосферных осадков Моделирование взаимодействия атмосферы с гидрологически неоднородной сушей должно быть дополнено количественной оценкой мезомасштабных потоков, формируемых бризовыми циркуляциями.

## Список статей, опубликованных по теме диссертации

1. В. М. Степаненко. Численная модель процессов теплообмена в системе водоем – почва и ее валидация. – Вычислительные технологии, т 9, ч. 1, 2004, с. 112 – 122
2. В М Степаненко, В. Н Лыкосов Численное моделирование процессов теплообмена в системе водоем – грунт. – Метеорология и гидрология, 2005, №3, с. 95 - 104
3. В. М. Степаненко. Численное моделирование термического режима мелких водоемов – Вычислительные технологии, т. 10, ч. 1, 2005, с. 100 – 106.
4. E Dutra, V. Stepanenko, P A. Miranda, P Viterbo, D. Mironov, V. N. Lykosov. Evaporation and seasonal temperature changes in lakes of the Iberian Peninsula//5th Portuguese-Spanish Assembly of Geophysics and Geodesy, Sevilha, 2006
- 5 В. М Степаненко, П М Миранда, В Н Лыкосов. Численное моделирование мезомасштабного взаимодействия атмосферы и гидрологически неоднородной суши. Вычислительные технологии, т. 11, ч. 3, 2006, с. 118 - 127.

Напечатано с готового оригинал-макета

Издательство ООО "МАКС Пресс"

Лицензия ИД N 00510 от 01.12.99 г.

Подписано к печати 26.04.2007 г.

Формат 60x90 1/16 Усл. печ. л. 1,5 Тираж 100 экз. Заказ 224

Тел. 939-3890 Тел./Факс 939-3891

119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова,  
2-й учебный корпус, 627 к