

М. Шульга, Е.В. Курзенева

ВЕРИФИКАЦИЯ КОСВЕННЫХ ОЦЕНОК В БАЗЕ ДАННЫХ ПО ГЛУБИНАМ ОЗЕР ДЛЯ ЦЕЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

M. Choulga, E. V. Kourzeneva

VERIFICATION OF INDIRECT ESTIMATES FOR THE LAKE DEPTH DATABASE FOR THE PURPOSE OF NUMERICAL WEATHER PREDICTION AND CLIMATE MODELING

Озера влияют на структуру атмосферного пограничного слоя и должны учитываться в гидродинамических моделях атмосферы путем параметризации. Для этой цели была разработана база данных о глубинах озер GLDBv1, в которой глубина неизученных озер задавалась равной 10 метрам. Вторая версия базы GLDBv2 была дополнена косвенными оценками глубины таких озер, полученными на основе геологической информации для бореальной зоны. Мы верифицировали эти оценки на основе новых данных измерений о 353 озерах Финляндии и по результатам моделирования для озера Кюуеси.

Ключевые слова: верификация, параметризация озер в атмосферных моделях, процессы на подстилающей поверхности, данные о подстилающей поверхности.

Lakes influence the structure of the atmospheric boundary layer and should be taken into account in the numerical weather prediction (NWP) and climate models through parameterization. Global database of lake depth GLDBv1 is developed for this purpose (the depth of unknown lakes in it is set to 10 meters). Upgraded version, GLDBv2, contains indirect estimates of the mean depth for unknown lakes in boreal zone, depending on their geological origin. We verified these estimates against new observations for 353 finish lakes, and from modeling results for lake Kyuuvesi.

Key words: verification, parameterization of lakes in Numerical Weather Prediction (NWP) and climate modeling, surface processes, physiographic data.

Ведение

Озеро — это более или менее значительная по объему масса воды, занимающая понижение в рельефе суши, и не имеющая обратной связи с морем. Озера являются жизненно важным ресурсом, содержащим 90 % всей пресной воды мира. Озера занимают около 1,8 % поверхности суши, но расположены крайне неравномерно. Они оказывают влияние на структуру атмосферного пограничного слоя и, соответственно, на локальную погоду и на локальный климат [Eerola et al., 2010; Samuelsson et al., 2010]. Особенно существенно это влияние для регионов, где количество озер велико: Канада, Скандинавский полуостров, Финляндия, север Европейской территории России и север Сибири. Для территорий с низким коэффициентом озерности влияние озер менее заметно, но им не стоит пренебрегать. Кроме того, озера принимают участие в углеродном цикле [Granvik et al., 2009], а термокарстовые озера являются источником метана [Walter

et al., 2007]. Таким образом, озера потенциально могут оказывать заметное влияние и на глобальный климат. Влияние озер необходимо учитывать в гидродинамических моделях атмосферы путем параметризации. Порой верное описание состояния озера в модели помогает избежать серьезных ошибок в прогнозе погоды, например, зимой, когда не покрытые льдом озера генерируют облачность или снегопады [Niziol et al., 1995; Wright et al., 2013; Vavrus et al., 2013; Kalle Eerola, 2014 личное общение]. Значение параметризации озер возрастает при увеличении горизонтального разрешения моделей и при использовании мозаичного подхода (делении ячейки модельной сетки на различные типы поверхности), так как даже небольшие озера становятся видны на модельной сетке.

В настоящее время во многих гидродинамических моделях атмосферы для параметризации озер используется интегральная нуль-мерная модель FLake [Mironov, 2008; Mironov et al., 2012]. Для параметризации также необходимы внешние данные о характеристиках озер. Для моделей атмосферы необходимо представление данных, в том числе о внешних параметрах, на пространственной сетке. Следовательно, для параметризации озер данные об их характеристиках необходимо представить в виде полей на пространственной сетке. Необходимы глобальные поля, содержащие информацию обо всех существующих озерах. Самым важным параметром является глубина озера, она используется во всех озерных моделях. Можно использовать батиметрию, если она известна. Можно использовать и среднюю глубину для озер среднего и малого размера. Средняя глубина является достаточно точным приближением для метеорологических задач, когда необходимо описать процессы на подстилающей поверхности в глобальном или региональном масштабе. При этом в отличие от гидрологических задач не очень важны точность и даже надежность данных о глубине, но важно глобальное покрытие. В случае отсутствия данных, полученных путем измерений, можно воспользоваться косвенными оценками.

Для параметризации озер в численных моделях атмосферы была разработана база данных о глубинах озер GLDBv1 (Global Lake Database version 1) [Kourzeneva, 2009; Kourzeneva et al., 2012]. Она содержит данные о глубине около 13000 озер, картированные на географическую сетку с разрешением 30". GLDBv1 содержит большое количество озер, однако в природе их в сотни раз больше. Поэтому база была дополнена косвенными оценками средней глубины озер для бореальной зоны. Для получения косвенных оценок использовалась геологическая информация. Были выделены регионы, однородные с точки зрения геологического происхождения озер. Для них были определены типичные (наиболее вероятные) глубины озер. Эти оценки вошли в следующую версию базы GLDBv2 [Choulga et al., 2014]. Были проведены эксперименты по исследованию чувствительности результатов моделирования к новым глубинам озер, однако верификация косвенных оценок глубины не проводилась в связи с отсутствием данных. Главной задачей данного исследования является верификация косвенных оценок глубин озер на основе новых данных измерений глубин и по результатам моделирования.

Источники информации и методы

База данных о глубинах озер

Глобальная база данных о глубинах озер GLDBv1 (Global Lake Database version 1) [Kourzeneva, 2009; Kourzeneva et al., 2012] была разработана для параметризации озер

в гидродинамическом атмосферном моделировании. База содержит данные о средних глубинах озер, для некоторых больших озер включена батиметрия. Информация о глубинах озер представлена на пространственной сетке с разрешением 30". Такое представление данных дает возможность использовать их в глобальных моделях атмосферы. При создании GLDBv1 использовались следующие источники информации: (i) данные о средних глубинах озер, собранные из различных региональных баз, хранятся в текстовой форме в виде списка (здесь и далее — Список); (ii) глобальная цифровая карта экосистем ECOCLIMAP2 [Chamreux et al., 2004]; и (iii) данные о батиметрии для 36 больших озер, полученные из глобальной цифровой карты батиметрии мирового океана ETOPO1 [Amante and Eakins, 2009], а также путем оцифровки навигационных и топографических карт.

Для каждого включенного в Список озера собрана следующая информация: географические координаты (широта и долгота), глубина (средняя и максимальная), площадь водной поверхности, название (международное, местное) и страна расположения. Список содержит приблизительно 13000 водных объектов, среди которых естественные пресные и солоноватые озера, а также водохранилища. Кроме этого имеется дополнительный Список, содержащий 220 соленых озер и бессточных бассейнов.

Для отображения озер используется глобальная растровая карта экосистем ECOCLIMAP2 [Chamreux et al., 2004] с разрешением 30" (около 1 км² у экватора). Данная карта широко используется в моделях численного прогноза погоды и при моделировании климата. Класс экосистем «внутренняя вода» в ECOCLIMAP2 подразделяется на озера и реки. Реки распознаются довольно плохо, и очень часто они представлены озерами.

Данные о средних глубинах озер были картированы с помощью автоматического метода, основанного на вероятностном подходе (предполагающем, что все источники данных имеют некоторую ошибку) [Kourzeneva et al., 2012]. Картировались данные только о пресных и солоноватых озерах. При картировании, когда озеро есть на карте, но данных о его глубине нет, использовалась глубина «по умолчанию», равная 10 м. Результатом картирования стало глобальное поле глубин озер на сетке точек с разрешением 30". В местах, где данные об озерах отсутствуют, на сетке отображается глубина «по умолчанию».

Косвенные оценки, основанные на информации о геологическом происхождении озер

В настоящее время считается, что на земле находится свыше 8 миллионов озер, хотя согласно некоторым оценкам их число достигает 304 миллионов [Downing et al., 2006]. Подавляющее большинство озер пресные [Schwarzenbach et al., 2003]. Список GLDBv1 содержит около 13000 пресных и солоноватых озер, что является очень малой частью от их общего количества (хотя самые большие и важные озера в Список включены).

На протяжении уже многих лет ученые пытаются оценить глубину множества малых озер, измерения для которых никогда не производились. В 1984 г. Китаевым был предложен метод основанный на географической зональности [Китаев, 1984], далее мы будем ссылаться на него как на «географический метод». Китаевым были предложены для использования таблицы зависимости средней глубины озера от его площади для различных природных ландшафтов бореальной зоны. В работе Бальзамо [Balsamo et al.,

2010] было предложено оценить глубину озер решением обратной задачи моделирования, используя измерения температуры поверхности озера в годовом ходе, полученные с помощью дистанционного зондирования. Погрешности определения глубины в данном исследовании оказались большими, что авторы объясняют ошибками дистанционного зондирования и допущениями озерной модели. В работах Догановского [Догановский, 2006; Doganovsky, 2012] используется информация о происхождении и возрасте озер (например, что котловины тектонического происхождения являются более глубокими, чем ледникового, карстовые котловины относительно глубоки, но невелики по площади, котловины эолового происхождения имеют небольшие глубины). Метод Догановского, заключается в построении зависимостей объема озера (а значит, и его глубины) от площади его поверхности. Кривые различаются в зависимости от геологического происхождения озер. Метод имеет высокую надежность для озер среднего размера (более 10 км²), но пока разработан только для небольших территорий, далее мы будем ссылаться на этот метод как на «улучшенный геоморфологический». В работе Кондратьева было предложено использовать геологическое происхождение для косвенной оценки глубин озер.

База данных о глубинах озер GLDBv1 [Kourzeneva, 2009; Kourzeneva et al., 2012] была дополнена косвенными оценками средней глубины озер бореальной зоны на основе информации о геологическом происхождении озер и выпущена ее следующая версия GLDBv2 [Choulga et al., 2014]. Вначале были выделены геологически однородные регионы, а затем в выделенных регионах были оценены глубины озер.

Для выделения регионов, однородных с точки зрения геологического происхождения озер, применялся «восходящий» метод, заключающийся в следующем: сначала использовалась информация о самых глубоких слоях земной коры, затем рассматривались менее глубокие слои и последней — информация о поверхности. Первичный этап деления территории бореальной зоны — литосферные плиты. Так как они очень велики по площади, то далее они подразделялись на более мелкие структурные элементы земной коры — платформы (щиты, чехлы) и складчатости (второй этап). Третий этап деления использует состав элементов земной коры (тип горных пород). Выделялись магматические горные породы, территория без магматических пород считалась покрытой осадочными породами. Далее были рассмотрены типы четвертичных отложений. Наиболее важными в геологическом происхождении озер являются процессы деятельности ледников и их таяния, поэтому выделялись ледниковые, флювиогляциальные и морские (включающие ледниково-морские) четвертичные отложения. Остальная территория считалась сформированной из терригенных отложений. Также учитывалась информация о наличии/отсутствии вечной мерзлоты. Для выделения регионов использовались различные карты мира, перечень которых приведен в табл. 1. Информация с различных карт была оцифрована с помощью инструментов географических информационных систем.

Форма оцифрованной информации — векторная, каждый контур — многоугольник (полигон) представлен в виде координат его вершин. С помощью специально разработанного пакета программ информация с различных карт была объединена с картой озер в растровой форме ЕСОCLIMAP2 с координатами озер из Списка. В результате был выделен 141 регион с однородным геологическим происхождением озер в

бореальной зоне. Для определения характерной (типичной) глубины озер для каждого из выделенных регионов набиралась и анализировалась статистика из GLDBv1¹. Для каждого региона были построены гистограммы распределения озер по глубинам для озер из Списка и для озерных пикселей электронной карты ESOCLIMAP2. Распределение озерных пикселей косвенно учитывает площади озер. Основное внимание при анализе гистограмм уделялось их максимальным значениям, которые считались наиболее вероятной глубиной озер в выделенных регионах. Если было достаточно данных для статистики, и максимумы гистограмм совпадали, то принималось экспертное решение относительно типичной глубины озер в регионе — она равна наиболее вероятной глубине. В случае, если максимумы гистограмм для озер из Списка и для озерных пикселей были далеки друг от друга, то использовался фильтр: анализировались дополнительные гистограммы, построенные только по малым озерам, с площадью водной поверхности меньше, чем 200 км². Пороговое значение в 200 км² было выбрано исходя из того, что глубина большинства более крупных озер измерена, а вот меньших по площади — нет, а ведь именно для них предполагается косвенная оценка глубин. Таким образом, для каждого региона были построены четыре гистограммы — две для озер из Списка и две для озерных пикселей: со статистикой, набранной по всем имеющимся в GLDBv1 озерам и по озерам не крупнее, чем 200 км². После этого принималось экспертное решение о типичной глубине озер региона.

Таблица 1

Карты мира, использованные для выделения регионов, однородных по геологическому происхождению озер, и полученная из них информация

Тип карты	Информация
тектоническая	литосферные плиты, платформы, складчатости, лавовые плато, внутриконтинентальные рифты, разломы, области с корой океанического типа, поднятой над уровнем моря
собственно геологическая	магматические горные породы
геоморфологическая	южная граница вечной мерзлоты
четвертичных отложений	ледниковые, морские и флювиогляциальные четвертичные отложения

Когда в каком-либо регионе не набиралось достаточно данных и принятие экспертного решения о типичной глубине оказывалось невозможно, использовались либо географический метод, либо метод аналогов. Метод аналогов заключается в том, что на основе определенных геологических знаний статистики одного региона, достаточные для принятия экспертного решения о типичной глубине, распространяются на другой или другие регионы, где статистики оказалось недостаточно. Регионами-аналогами являются: (i) ледниковые, морские и флювиогляциальные четвертичные отложения одной литосферной плиты; (ii) чехлы геологических платформ одной литосферной плиты; (iii) докембрийские щиты разных литосферных плит; и (iv) геологические складчатости одной литосферной плиты. В случае необходимости все однотипные регионы-аналоги можно объединять друг с другом, кроме складчатостей одной плиты,

¹ Перед набором и анализом статистики GLDBv1 была дополнена 500 новыми озерами.

которые можно только сравнивать между собой. Улучшенный геоморфологический метод применялся только для территории Северо-Запада России — западной части Карелии и большей части Кольского полуострова, он был разработан именно для этой территории и имел там наивысший приоритет. Географический метод применялся при невозможности использовать все вышеперечисленные способы.

Также в Список GLDBv2 включены 500 новых пресных озер.

Верификация косвенных оценок глубин озер

Верификация по новым данным о глубинах

Косвенные оценки глубин озер в GLDBv2 были верифицированы по независимым данным. Для этого использовались новые измерения глубин 353 озер Финляндии [Matti Horttanainen, 2013 личная переписка]. Мы рассмотрели ошибки — разницы между глубинами озер (H_B) из GLDBv1 и GLDBv2 полученными путем косвенных оценок, и реальной глубиной (H_R). Для ошибок были посчитаны основные статистические параметры, приведенные в табл. 2 (объем каждой из двух выборок $N = 353$ значения).

Таблица 2

Статистические параметры ошибок глубин, полученных с помощью косвенных оценок

Параметр		GLDBv2	GLDBv1
Средняя абсолютная ошибка (μ), м	$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{Bi} - H_R)$	2,64	5,36
Среднеквадратичная ошибка (e), м	$e = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{Bi} - H_R)^2}$	3,97	6,13
Дисперсия ошибки (σ^2), м ²	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{Bi} - \mu)^2, \quad \sigma^2 = e^2 - \mu^2$	8,74	8,85
Стандартное отклонение ошибки (σ), м	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	2,96	2,97

На основе анализа статистических параметров ошибок можно сделать предварительные выводы о значительном уменьшении средней абсолютной ошибки μ в GLDBv2 по сравнению с GLDBv1, а именно с 5,36 м до 2,64 м. Также, средняя квадратичная ошибка e уменьшилась в GLDBv2 почти в два раза, по сравнению с GLDBv1: с 6,13 м до 3,97 м. Для оценки статистической значимости полученных различий необходимо вначале выбрать критерий значимости. Существуют критерии параметрические и непараметрические [Гланц, 1999]. Если выполняется условие нормальности распределения, параметрические критерии обеспечивают наибольшую чувствительность. Если же это условие не выполняется хотя бы приблизительно, их чувствительность существенно снижается, и непараметрические критерии дают больше шансов выявить реально существующие различия. Обычно ошибки считаются распределенными нормально, и проверка не производится.

Мы изучили структуру ошибок глубин озер, полученных с помощью косвенных оценок. Эмпирические распределения ошибок (гистограммы) приведены на рис. 1. Вид гистограмм свидетельствует о том, что распределения ошибок не подчиняются нормальному закону. Для нормального распределения 95 % значений должно быть заключено в пределах двух стандартных отклонений от среднего и 68 % — в пределах одного стандартного отклонения, медиана должна совпадать со средним. Процентили для эмпирических распределений и теоретически рассчитанных нормальных распределений, вычисленные для проверки нормальности, приведены в табл. 3.

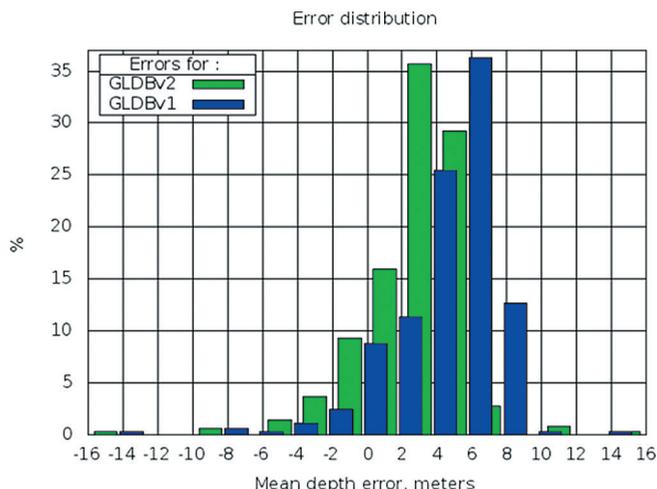


Рис. 1. Эмпирические распределения ошибок глубин озер, полученных с помощью косвенных оценок. По оси абсцисс отложены ошибки глубины, в метрах; по оси ординат — процент озер с данной ошибкой, в %

Таблица 3

Процентили для ошибок глубин, полученных с помощью косвенных оценок

Процентиль	Формула для нормального распределения	Эмпирические значения		Теоретически рассчитанные значения для нормального распределения	
		GLDBv2	GLDBv1	GLDBv2	GLDBv1
2,5	$\mu - 2\sigma$	-3,7	-1,5	-3,3	-0,6
16,0	$\mu - \sigma$	0,2	2,9	-0,3	2,4
50,0	μ	3,2	6,1	2,6	5,4
84,0	$\mu + \sigma$	5,1	8,0	5,6	8,3
97,5	$\mu + 2\sigma$	6,5	9,0	8,6	11,3

Если эмпирические и теоретические (для нормального распределения) значения процентилей не слишком отличаются, то распределение близко к нормальному и можно использовать параметрические критерии. В нашем случае это не так,

следовательно, необходимо использовать непараметрические методы, не требующие нормальности распределения.

Непараметрические методы основываются на рангах — номерах, под которыми будут стоять исходные данные, если выстроить их по возрастанию. Мы использовали критерий Крускала-Уоллиса — непараметрический аналог однофакторного дисперсионного анализа.

Так как непараметрические методы редко используются при анализе ошибок, опишем применение критерия Крускала-Уоллиса подробно. Вначале объединив все выборки, необходимо ранжировать их значения, т. е. упорядочить по возрастанию, при этом совпадающим значениям присвоить ранги как среднее тех мест, которые они делят между собой. Затем вычислить критерий Крускала-Уоллиса H по формуле:

$$H = \frac{12 \sum_{k=1}^K \left[n_k (\bar{R}_k - \bar{R})^2 \right]}{N(N+1)}, \quad N = \sum_{k=1}^K n_k,$$

где K — количество выборок (групп); k — номер группы; n_k — объем выборки; \bar{R}_k — средний ранг в группе; N — общий объем объединенных выборок; \bar{R} — средний ранг для объединенной выборки.

Далее необходимо сравнить вычисленное значение H с критическим значением χ^2 для числа степеней свободы ν , на единицу меньшего числа групп K при заданном уровне значимости α . Если вычисленное значение H больше критического, то различия между группами статистически значимы.

В нашем случае количество сравниваемых выборок (групп) $K = 2$, ошибки для GLDBv1 и ошибки для GLDBv2, их объемы равны: $n_1 = n_2 = 353$. Значения средних рангов $\bar{R}_1 = 251,153$ и $\bar{R}_2 = 455,847$. При отсутствии межгрупповых различий средние ранги выборок должны оказаться близки. В нашем случае напротив, существует значительное расхождение средних рангов. Значение критерия Крускала-Уоллиса $H = 177,814$, является мерой расхождения средних рангов. При нашем размере выборок (число степеней свободы $\nu = 1$) $\chi^2 = 6,635$ для уровня значимости $\alpha = 0,01$. $H > \chi^2$, из чего можно сделать вывод, что межгрупповые различия статистически значимы.

Верификация по результатам моделирования

Кроме прямой верификации, существует косвенная, при которой сравниваются измерения и результаты моделирования. Мы сравнивали результаты моделирования термодинамической озерной модели FLake с измерениями температуры поверхности, при использовании глубины озера из различных баз данных: GLDBv1 и GLDBv2. Верификация проводилась для озера Кюувеси (Kuuvesi), находящегося на юге Финляндии. Информация о глубине этого озера поступила после того, как были сгенерированы обе версии базы. Кюувеси (61,970° с. ш., 27,135° в. д.) является достаточно большим озером. Оно располагается на Евразийской геологической плите, на щите Докембрийской платформы, на территории ледниковых четвертичных отложений на осадочных горных породах. Несмотря на его значительный размер (129,95 км²), это очень мелкое озеро,

средняя глубина которого равна 4,4 м, а максимальная достигает 35 м. Берега изрезаны и чрезвычайно скалисты. Вода темная, непрозрачная, так как территория водосбора находится в основном в болотистой местности. Местоположение озера представлено на рис. 2. Озеро Кюевеси является одним из 27 озер, для которых Финский институт окружающей среды (SYKE) проводит ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды. Смоделировав температуру поверхности озера, мы провели сравнительный анализ данных наблюдений и модельных данных, рассчитанных для трех средних глубин: 1) истинной, равной 4,4 м; 2) основанной на косвенной оценке по геологическому признаку из GLDBv2 и равной 7,0 м; 3) «по умолчанию» из GLDBv1, равной 10,0 м.

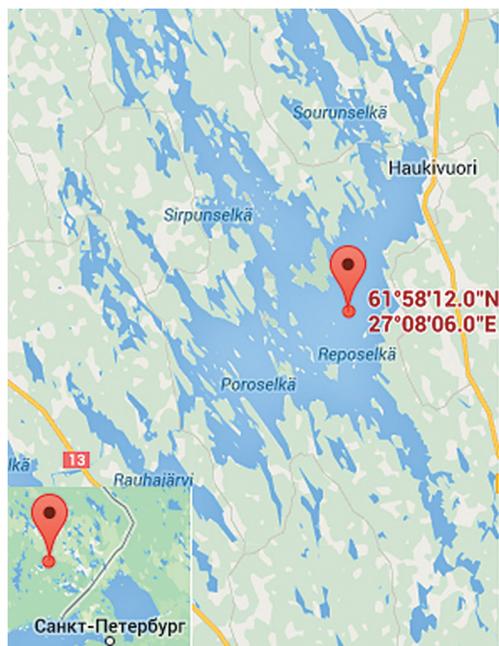


Рис. 2. Местоположение озера Кюевеси

Эксперименты с моделью FLake для озера Кюевеси

Для численных экспериментов использовалась интегральная нуль-мерная модель озера FLake [Mironov, 2008; Mironov et al., 2012]. Эта модель на сегодняшний день наиболее часто используется в исследованиях, связанных с численным моделированием погоды и климата. Она внедрена во многие региональные и глобальные климатические модели и численные модели прогноза погоды [Dutra et al., 2010; Eerola et al., 2010; Mironov et al., 2010; Salgado and Le Moigne, 2010; Samuelsson et al., 2010]. В модели FLake профиль температуры параметризован двумя слоями: верхним перемешанным слоем и лежащим под ним слоем термоклина. Для описания термоклина используется концепция самоподобия (заданной формы). Для озер в бореальной зоне

перемешанный слой достигает дна озера дважды в год, после схода льда и перед его появлением. FLake содержит модельные блоки донных отложений, снега и льда, которые также используют концепцию самоподобия. Глубина перемешенного слоя рассчитывается по уравнению вовлечения в случае конвекции или уравнению релаксационного типа в случае ветрового перемешивания. Для расчета переноса солнечной радиации используется закон затухания в экспоненциальном приближении. Модельный блок атмосферного приземного подслоя может быть использован для расчета турбулентных потоков тепла и количества движения, а также испарения на основе данных атмосферного форсинга в виде температуры, влажности и скорости ветра на некотором уровне в атмосфере. Прогностическими переменными модели являются: температура снега (на границе снег–атмосфера), высота снега, температура льда (на границе лед–снег), толщина льда, средняя температура воды, придонная температура, температура верхнего слоя донных отложений, толщина верхнего слоя донных отложений, глубина перемешенного слоя и фактор формы (интеграл профиля температуры в термоклине, аппроксимированного полиномом третьей степени). Температура перемешенного слоя в модели рассчитывается по диагностическому уравнению. Температура поверхности также определяется диагностически, как и одна из температур перемешенного слоя/льда/снега в зависимости от наличия или отсутствия льда и снега.

Для создания форсинга мы использовали 6–12 часовые прогнозы модели HIRLAM¹ [Uden et al., 2002], напечатанные с интервалом в один час и проинтерполированные по времени на шаг модели FLake (10 мин). Длительность экспериментов один год, с 03.11.2010 по 10.11.2011. Использовались следующие данные форсинга: температура воздуха и массовая доля водяного пара на высоте двух метров, скорость ветра на высоте 10 м, приземное давление, интенсивность твердых осадков, потоки нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации. Мы рассматривали модельный временной ход температуры перемешенного слоя (T_m), средней температуры воды (T_{mw}), придонной температуры (T_b), и глубины перемешенного слоя озера (H_m).

Структура модельной ошибки

Модельные ошибки оказались различными в зависимости от сезона и термодинамического режима озера (лед/без льда, перемешанный/стратифицированный режим). Поэтому верификацию нельзя проводить для года в целом, ее результаты будут различными для различных сезонов. Для детального разделения на сезоны по смене модельных озерных режимов мы выделили даты появления/схода льда, установления/разрушения зимнего профиля, а также конца весеннего и начала осеннего перемешивания. Даты с указанием дня, месяца и года приведены в табл. 4. Зимний профиль температуры характеризуется квази-постоянством. В этот период озерная вода не взаимодействует с атмосферой, так как озеро покрыто льдом. Во всех наших экспериментах начало/конец установления зимнего профиля совпадает с появлением/исчезновением льда соответственно. Весеннее перемешивание начинается с освобождением озера ото льда. В этот период перемешанный слой достигает дна озера хотя бы раз в сутки. Днем озеро может не быть перемешанным до дна, но ночью оно перемешано всегда.

¹ Система HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) включает модель численного прогноза и ассимиляцию данных.

Заканчивается весеннее перемешивание, когда глубина перемешанного слоя перестает достигать глубины озера хотя бы раз в сутки. Аналогично можно определить даты начала и конца осеннего перемешивания. Осеннее перемешивание более стабильно, чем весеннее, и глубина перемешанного слоя в течении почти всего осеннего периода равна глубине озера.

Таблица 4

Даты смены модельных озерных режимов в экспериментах с различными средними глубинами

Дата	Средняя глубина озера, м		
	4,4 (реальная)	7,0 (GLDBv2)	10,0 (GLDBv1)
Появления льда / установления зимнего профиля	20.11.2010	23.11.1010	25.11.2010
Исчезновения льда / разрушения зимнего профиля	13.05.2011	14.05.2011	14.05.2011
Конца весеннего перемешивания	20.05.2011	20.05.2011	22.05.2011
Начала осеннего перемешивания	08.10.2011	12.10.2011	18.10.2011

Даты появления и схода снежного покрова не существенны для анализа и смены озерных режимов. Высота снежного покрова в модели и продолжительность его залегания зависит только от внешних метеорологических условий (форсинга) и не зависит от параметров озера. Во всех экспериментах с различными глубинами снег появился одновременно — 06.12.2010, и растаял также одновременно — 16.04.2011. Даты смены режимов в экспериментах с разной глубиной отличаются мало, за исключением дат начала осеннего перемешивания, где разброс достигает 10 дней. В результате визуального анализа временного хода озерных прогностических переменных и принимая во внимание отмеченные ранее даты, мы выделили 6 озерных сезонов:

- 1) «зима» — между моментами установления и разрушения зимнего профиля;
- 2) «весеннее перемешивание» — с момента разрушения зимнего профиля до начала стабильного уменьшения H_{ml} . Озеро в основном перемешано до дна, в профиле температуры — только перемешенный слой;
- 3) «весеннее уменьшение H_{ml} » — начинается с конца «весеннего перемешивания» и заканчивается моментом, когда H_{ml} становится стабильно меньше половины глубины озера. В этот период вид профиля меняется, появляется слой термоклина;
- 4) «лето» — начинается с конца «весеннего уменьшения H_{ml} » и заканчивается, когда H_{ml} становится стабильно больше половины глубины озера. Профиль температуры озера состоит из перемешенного слоя и термоклина, перемешенный слой очень мал и ход анализируемых переменных почти полностью определяется форсингом;
- 5) «осеннее углубление H_{ml} » — с конца «лета» по начало «осеннего перемешивания», когда H_{ml} начинает достигать глубины озера. В профиле температуры перемешенный слой начинает увеличиваться, также присутствует термоклин;
- 6) «осеннее перемешивание» — с конца «осеннего углубления H_{ml} » по возникновение на озере льда. Профиль температуры озера вновь состоит только из перемешенного слоя.

Даты начала и конца каждого из выделенных сезонов приведены в табл. 5. Такое выделение сезонов можно провести для любого озера бореальной зоны. Даты начала и конца сезонов будут индивидуальны.

Таблица 5

Сезоны, выделенные для озера Кюувеси, с датами начала и конца, а также с абсолютными средними μ и среднеквадратичными ошибками e в экспериментах с различными глубинами

Сезон	Начало	Конец	Глубина, м	μ	e
Весеннее перемешивание	13.05.2011	22.05.2011	4,4	5,23	5,49
			7,0	6,67	6,73
			10,0	7,33	7,36
Весеннее уменьшение H_{ml}	23.05.2011	31.05.2011	4,4	-0,02	1,39
			7,0	3,44	3,78
			10,0	5,89	6,06
Лето	01.06.2011	10.09.2011	4,4	-2,12	2,89
			7,0	-2,04	2,56
			10,0	-1,82	2,54
Осеннее углубление H_{ml}	11.09.2011	18.10.2011	4,4	-0,11	0,71
			7,0	-0,71	0,97
			10,0	-0,87	1,12
Осеннее перемешивание	19.10.2011	08.11.2011	4,4	0,10	0,50
			7,0	-0,66	0,89
			10,0	-0,92	1,10
Весь период	04.11.2010	08.11.2011	4,4	-0,41	3,16
			7,0	-0,34	3,25
			10,0	-0,13	3,48

Зимний сезон в табл. 5 не включен. Он начался 25.11.2010 и закончился 12.05.2011. Даты установления зимнего профиля различны в экспериментах с разной глубиной — чем больше глубина, тем позже устанавливался зимний профиль (см. табл. 4). Разрушился он во всех экспериментах практически одновременно — в эксперименте с глубиной 4,4 м 13.05.2011, с глубинами 7,0 и 10,0 м 14.05.2011. В реальности лед на озере полностью исчез раньше, чем в модели, ранее 01.05.2011, когда возобновились измерения температуры поверхности озера. Так как в модели с 01.05.2011 по 12.05.2011 все еще был лед, наблюдениями в этот период пришлось пренебречь. В качестве иллюстрации на рис. 3 приводятся временной ход толщины льда и высоты снега. Толщина льда в экспериментах с различными глубинами практически не отличается и достигает 1 м. Количество снега во всех экспериментах одинаково (т.к. связано только с форсингом) и достигает 30 см.

Временной ход озерных прогностических переменных для каждого из выделенных сезонов, за исключением «зимы», представлен на рис. 4–8. Мы анализировали

также временной ход относительной глубины перемешанного слоя, рассчитанной как отношение глубины перемешанного слоя к глубине озера, и именно эта переменная является прогностической в модели FLake. Он оказался примерно одинаков для экспериментов с различными глубинами, поэтому в работе не приводится.

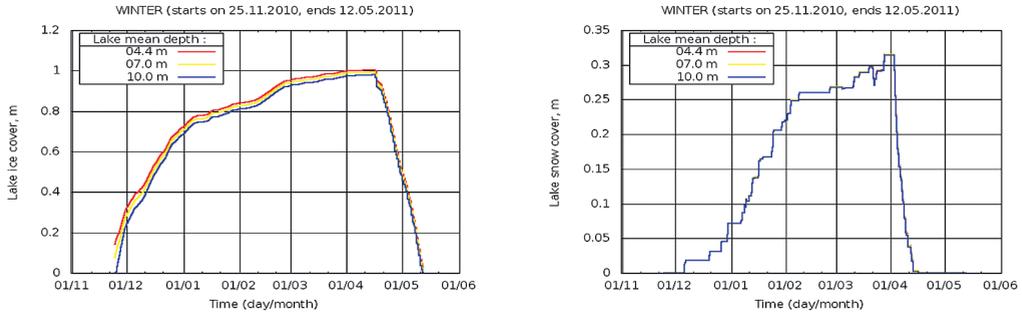


Рис. 3. Временной ход толщины льда (слева) и высоты снега (справа) в экспериментах с различными глубинами, м

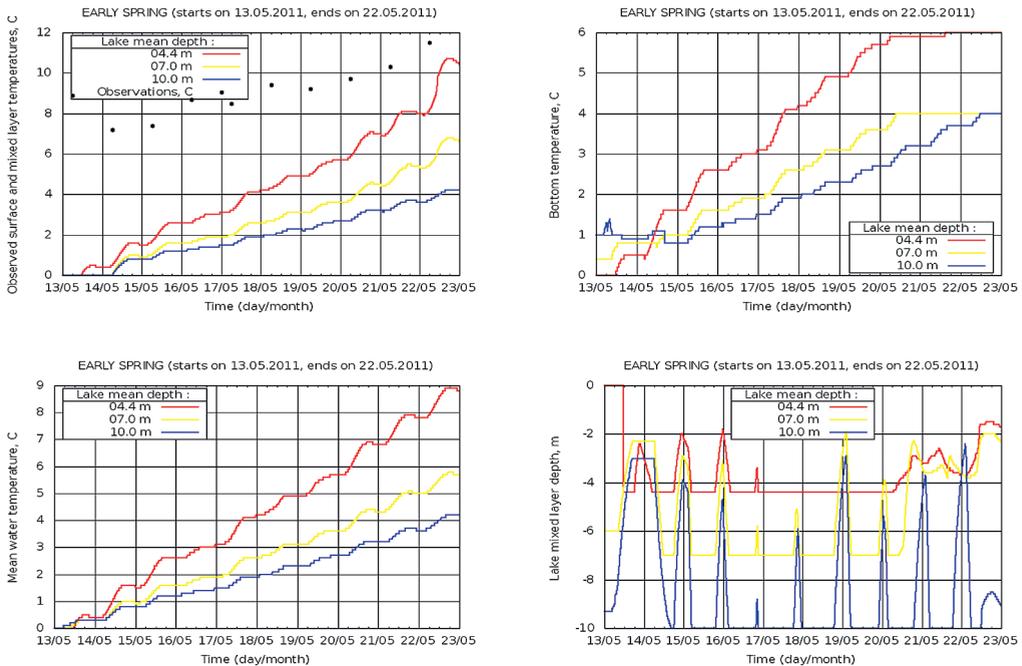


Рис. 4. Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности, °C (вверху слева); T_b , °C (вверху справа); T_{mw} , °C (внизу слева); H_{ml} , м (внизу справа) в экспериментах с различными глубинами в течении сезона «весеннего перемешивания»

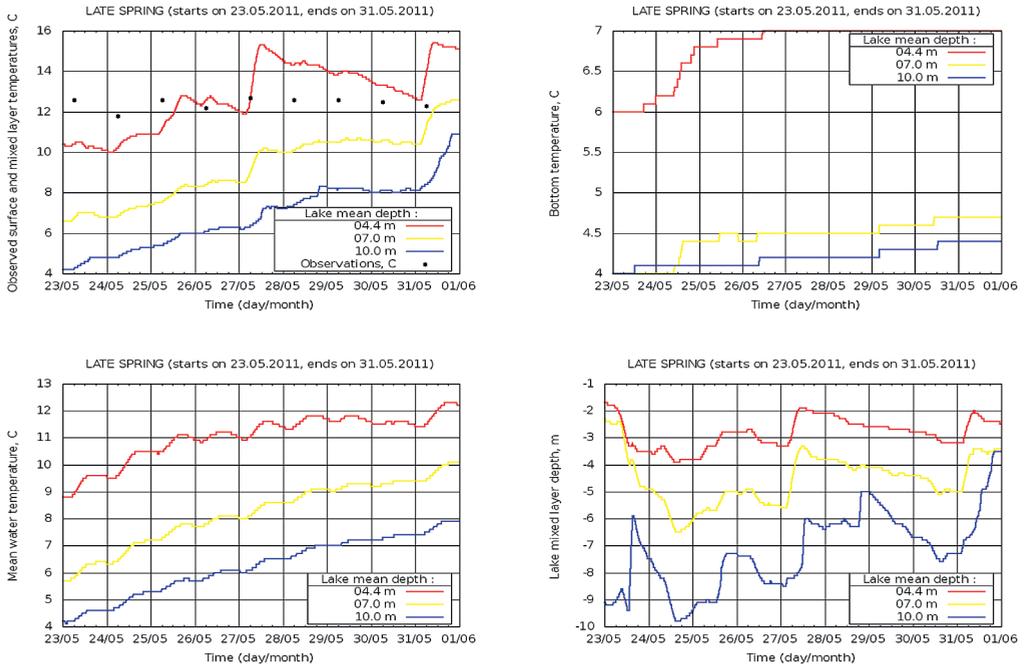
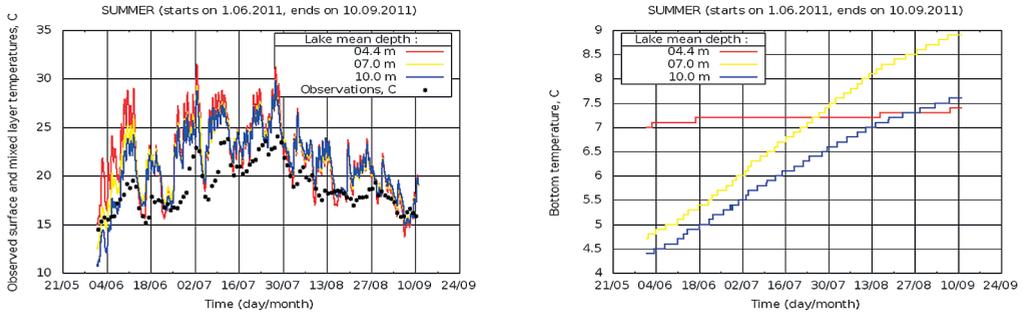


Рис. 5. Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности, °C (вверху слева); T_b , °C (вверху справа); T_{mw} , °C (внизу слева); H_{ml} , м (внизу справа) в экспериментах с различными глубинами в течении сезона «весеннего уменьшения H_{ml} »



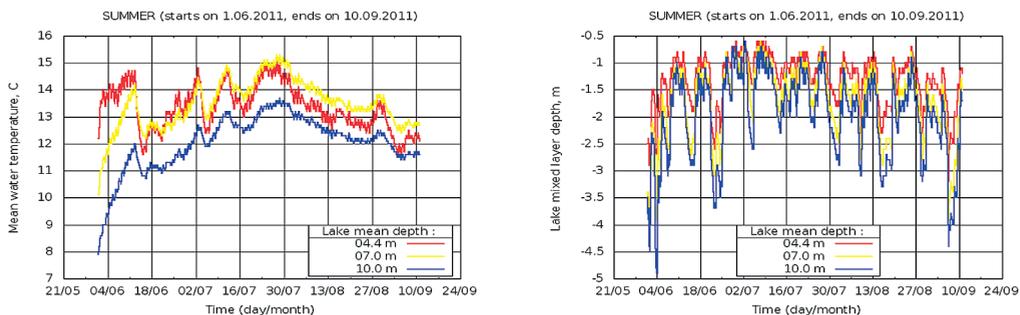


Рис. 6. Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности, °C (вверху слева); T_b , °C (вверху справа); T_{mw} , °C (внизу слева); H_{ml} , м (внизу справа) в экспериментах с различными глубинами в течении сезона «лета»

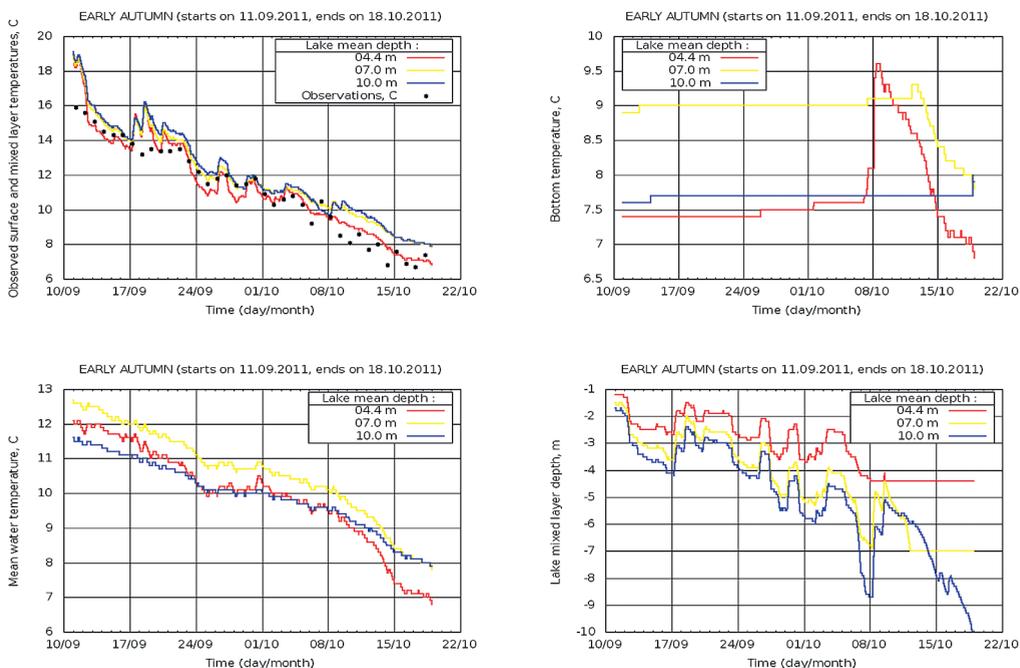


Рис. 7. Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности, °C (вверху слева); T_b , °C (вверху справа); T_{mw} , °C (внизу слева); H_{ml} , м (внизу справа) в экспериментах с различными глубинами в течении сезона «осеннего углубления H_{ml} »

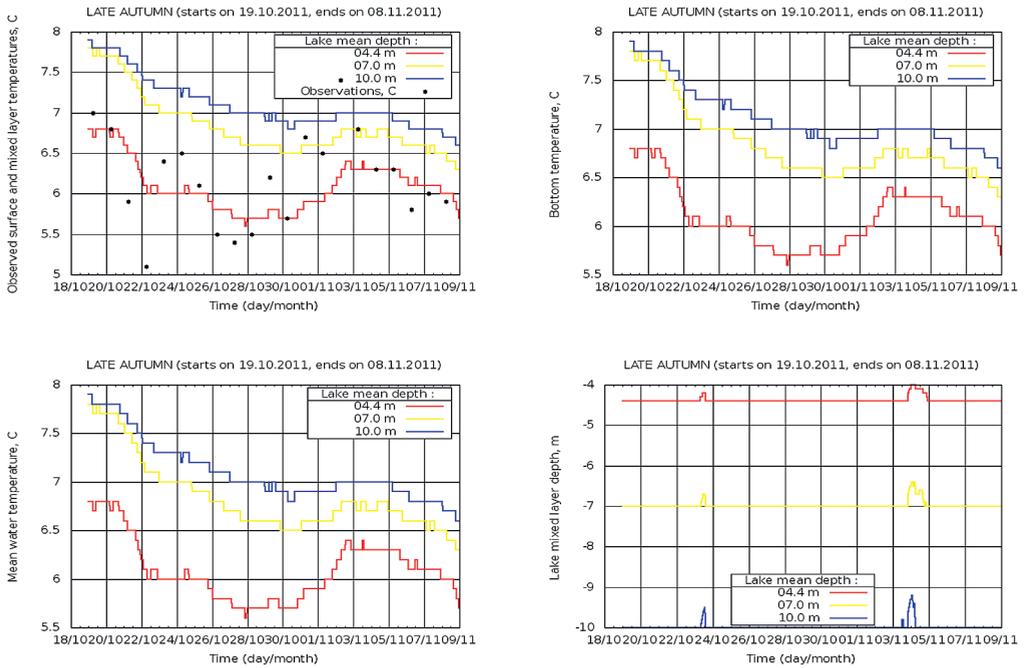


Рис. 8. Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности, °C (вверху слева); T_b , °C (вверху справа); T_{mw} , °C (внизу слева); H_{ml} , м (внизу справа) в экспериментах с различными глубинами в течении сезона «осеннего перемешивания»

Сезон «весеннего перемешивания», представленный графиками на рис. 4, начинается во всех экспериментах одновременно, а заканчивается позднее в экспериментах с большей глубиной. Для глубины в 10,0 м он заканчивается на 2 дня позже, чем для глубины 7 м и реальной глубины 4,4 м (см. табл. 5). Во всех экспериментах T_{ml} , T_{mw} и T_b растут. Самый быстрый рост наблюдается в экспериментах с глубиной 4,4 м, с глубиной 7,0 м рост медленнее, и самый медленный — с глубиной 10,0 м. Измеренная температура поверхности также растет, но медленнее, чем модельная. Кроме того, свой рост в этом сезоне она начинает не с 0°C, как T_{ml} в модельных экспериментах, а с 7°C. Причина состоит в том, что в реальности озеро полностью освободилось ото льда на 12 дней раньше, чем в модели, и к моменту начала модельного «весеннего перемешивания» реальная температура уже существенно возросла. Таким образом, во всех экспериментах наблюдается сильное занижение моделью T_{ml} по сравнению с измеренной температурой поверхности. Для GLDBv2 (7,0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10,0 м глубины) μ уменьшилась с 7,33°C до 6,67°C; e также уменьшилась с 7,36°C до 6,73°C. Для реальной глубины 4,4 м μ составляет 5,23°C, а e — 5,49°C.

Сезон «весеннего уменьшения H_{ml} » представлен графиками на рис. 5. Рост T_{ml} , T_{mw} и T_b продолжается, но медленнее, в конце сезона величины становятся постоянными. Самый быстрый рост наблюдается в экспериментах с глубиной 4,4 м, с глубиной 7,0 м

рост медленнее, и самый медленный — с глубинами 10,0 м. Во всех экспериментах разница между кривыми временного хода для разных глубин составляет 2–4°C для T_{ml} , 2–3°C для T_{mw} и около 2–3 м для H_{ml} . Кривые временного хода T_b в экспериментах с глубинами 7,0 и 10,0 м практически совпадают, а с глубиной 4,4 м отличается приблизительно на 2°C в сторону увеличения. Также для всех экспериментов разница между кривыми временного хода T_{ml} и измеренной температурой поверхности уменьшается со временем. Для GLDBv2 (7,0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10,0 м глубины) μ уменьшилась почти в два раза, с 5,89°C до 3,44°C; e также значительно уменьшилась, с 6,06°C до 3,78°C. Для реальной глубины 4,4 м μ составляет –0,02°C, а e — 1,39°C.

В летний сезон, представленный графиками на рис. 6, H_{ml} в экспериментах со всеми глубинами приблизительно одинакова, в экспериментах с меньшей глубиной она немного меньше. Значения T_{ml} сильно завышаются моделью по отношению к данным наблюдений. Завышение тем меньше, чем больше глубина. Значения T_b в экспериментах с глубинами 7,0 и 10,0 м значительно растут, причем для 7,0 м быстрее. В то же время в экспериментах с глубиной 4,4 м значения T_b остаются практически постоянными. Ожидается, что временной ход T_{mw} должен иметь максимум в середине лета, причем для озер с большими глубинами значения максимума должны быть меньше. В наших экспериментах ожидаемая картина нарушена. Во второй неделе сезона во временном ходе T_{mw} наблюдается нестандартная ситуация, когда значения в экспериментах с глубиной 7,0 м становятся наибольшими. Впервые это наблюдается 13.06.2011 (см. рис. 6 и 9). Для того, чтобы объяснить ситуацию, на рис. 9 представлен временной ход данных форсинга, а именно потоков нисходящей длинноволновой и коротковолновой радиации и температуры воздуха на высоте 2 м. В день 13.06.2011 наблюдается сильное уменьшение потоков коротковолновой радиации и заметное увеличение потоков длинноволновой радиации, что может быть объяснено прохождением сильного холодного атмосферного фронта и появлением облачности. Сильное понижение температуры воздуха на высоте 2 м (с 27°C до 7°C) это подтверждает. Нестандартная ситуация с T_{mw} имела место в модельных экспериментах начиная с этого дня, а именно, в эксперименте с глубиной 7,0 м T_{mw} стала теплее, чем в эксперименте с глубиной 4,4 м в течении практически всего сезона «лета». Это связано с тем, что во всех экспериментах начался резкий спад T_{mw} как отклик на похолодание и появление облачности. Падение было тем сильнее, чем меньше глубина, и в этот момент T_{mw} в эксперименте с глубиной 4,4 м упала сильнее, чем с глубиной 7,0 м. Сложившаяся ситуация является особенностью лета 2011 г. для озера Кюувеси. В результате завышения T_{ml} по отношению к измеренной температуре поверхности, минимальная ошибка моделирования имеет место при значительном завышении истинной средней глубины озера. Для GLDBv2 (7,0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10,0 м глубины) μ ухудшилась с –1,82°C до –2,04°C; e практически не изменилась и осталась равной приблизительно 2,55°C. Для реальной глубины 4,4 м μ составляет –2,12°C, а e — 2,89°C.

Сезон «осеннего углубления H_{ml} », представленный графиками на рис. 7, начинается во всех экспериментах одновременно, а заканчивается тем раньше, чем меньше глубина озера в эксперименте (см. табл. 5). Различия в датах значительные. В экспериментах с реальной глубиной в 4,4 м он заканчивается на 4 дня раньше, чем с глубиной 7,0 м, и на 10 дней раньше, чем с глубиной 10,0 м. Значения T_{ml} и T_{mw} быстро уменьшаются.

В экспериментах с глубиной 7,0 и 10,0 м значения T_{ml} практически совпадают, а с глубиной 4,4 м различаются с ними приблизительно на 1°C . Кроме того, значения T_{ml} в экспериментах с глубиной 4,4 м очень близки к измеренной температуре поверхности (ближе всего среди всех рассмотренных сезонов). Нестандартная ситуация с T_{mw} , возникшая «летом» в экспериментах с глубинами 4,4 и 7,0 м, продолжается. Самое быстрое падение значений T_{mw} наблюдается в экспериментах с глубиной 4,4 м, менее быстрое с глубиной 7,0 м и самое плавное — с глубиной 10,0 м. Значения H_{ml} в экспериментах с глубинами 7,0 и 10,0 м практически совпадают, а с глубиной 4,4 м они отличаются от них на 1–2 м. T_b во всех экспериментах практически не меняется со временем. Значения T_b в экспериментах с глубинами 4,4 и 10,0 м практически совпадают, а с глубиной 7,0 м они на 2°C выше. Это объясняется нестандартной ситуацией сложившейся «летом». К концу сезона во всех экспериментах во временном ходе T_b наблюдается скачок, резкий максимум на графике. Он соответствует моменту первого осеннего полного перемешивания озера, когда H_{ml} достигает значения глубины озера. Раньше всего скачок наблюдается во временном ходе T_b для экспериментов с глубиной 4,4 м, чуть позже с глубиной 7,0 м и позже всего с глубиной 10,0 м. Для GLDBv2 (7,0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10,0 м глубины) μ немного улучшилась, с $-0,87^{\circ}\text{C}$ до $-0,71^{\circ}\text{C}$; e слегка уменьшилась, с $1,12^{\circ}\text{C}$ до $0,97^{\circ}\text{C}$. Для реальной глубины 4,4 м μ составляет $-0,11^{\circ}\text{C}$, а e — $0,71^{\circ}\text{C}$.

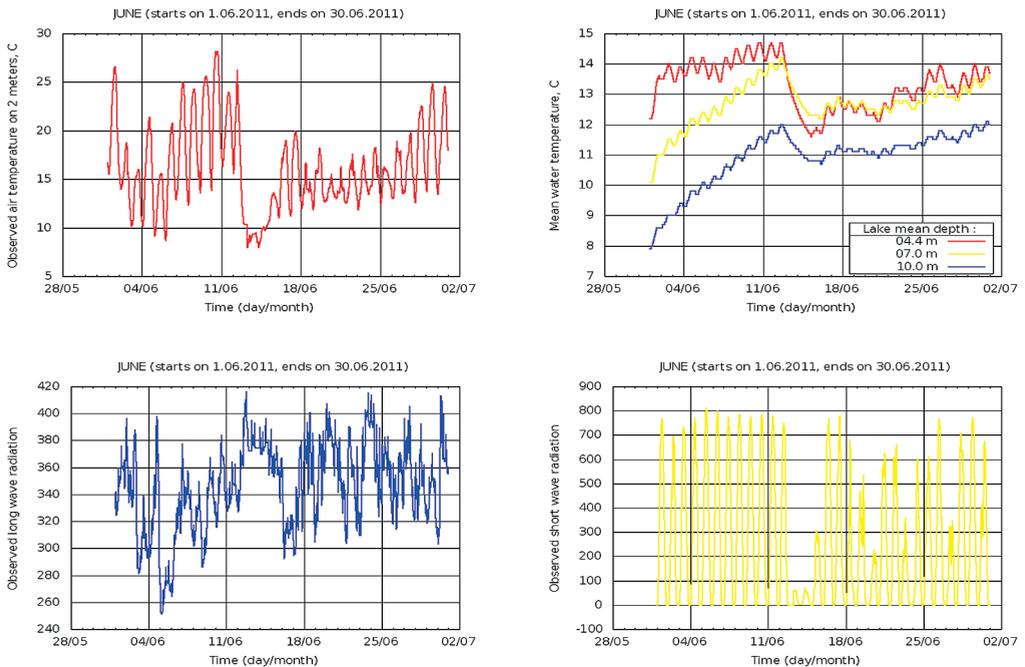


Рис. 9. Временной ход температуры воздуха на высоте двух метров, $^{\circ}\text{C}$ (верхний левый); T_{mw} в экспериментах с различными глубинами, $^{\circ}\text{C}$ (верхний правый); потоков длинноволновой (нижний левый) и коротковолновой радиаций (нижний правый), Дж/(m^2s) за июнь

Во время сезона «осеннего перемешивания» уменьшение T_{ml} , T_{mw} и T_b продолжается, хотя в их временном ходе и наблюдаются некоторые колебания. Амплитуда колебаний больше в экспериментах с меньшей глубиной. Самые высокие значения температур наблюдаются в экспериментах с глубиной 10,0 м, с глубиной 7,0 м значения ниже, а с глубиной 4,4 м самые низкие. Кривые временного хода T_{ml} в экспериментах с глубинами 7,0 и 10,0 м отличаются на 0,3–0,5°C, а с глубинами 4,4 и 7,0 м — приблизительно на 1°C. Разница между измеренной температурой поверхности и T_{ml} меньше всего для экспериментов с глубиной 4,4 м. Для GLDBv2 (7,0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10,0 м глубины) μ немного уменьшилась, с $-0,92^\circ\text{C}$ до $-0,66^\circ\text{C}$; e слегка уменьшилась, с $1,10^\circ\text{C}$ до $0,89^\circ\text{C}$. Для реальной глубины 4,4 м μ составляет $0,10^\circ\text{C}$, а e — $0,50^\circ\text{C}$.

Сравнение модельных ошибок в экспериментах с различными глубинами и обсуждение

Модельные ошибки довольно велики даже в экспериментах с реальной глубиной 4,4 м. Значения средних абсолютных ошибок (μ) и среднеквадратичных ошибок (e) приведены в табл. 5 для каждого озерного сезона и для всего периода в целом. В результате анализа этих значений можно сделать вывод, что для всех сезонов, кроме «лета», результаты по GLDBv2 лучше, чем по GLDBv1. Однако продолжительность озерных сезонов невелика, и осреднение при расчете ошибок проводится по малым выборкам. В связи с этим необходимо было оценить статистическую значимость полученных результатов. Модельные ошибки (разницы между измеренной температурой поверхности воды и модельной T_{ml}) составили 3 выборки (группы): для экспериментов с реальной глубиной озера и глубинами из GLDBv1 и GLDBv2, эти группы сравнивались между собой. Для вывода о том, являются ли модельные ошибки нормально распределенными, было слишком мало данных. Поэтому для оценки статистической значимости был использован непараметрический критерий Крускала-Уоллиса. При нашем размере выборок (более 5 элементов) распределение H хорошо приближается к распределению χ^2 с числом степеней свободы $\nu = K - 1$, следовательно, при $K = 3$, $\nu = 2$, $\chi^2 = 5,991$ для уровня значимости $\alpha = 0,05$. Результаты расчетов приведены в табл. 6. Из-за малого количества данных сезоны «весеннее перемешивание» и «весеннее уменьшение H_m » были объединены в сезон «весна», а «осеннее углубление H_m » и «осеннее перемешивание» — в «осень».

При выполнении неравенства $H > \chi^2$ гипотезу об отсутствии межгрупповых различий следует отвергнуть. В нашем случае для сезона «лета», как и для всего исследуемого периода в целом, эту гипотезу отвергнуть нельзя. Для сезонов «весна» и «осень» существуют статистически значимые межгрупповые различия.

При обнаружении статистически значимых межгрупповых различий, возникает необходимость множественного сравнения, так как требуется установить, в чем же эти различия заключаются. Непараметрические методы множественного сравнения позволяют сравнить группы попарно и затем объединить их в несколько однородных наборов так, что различия между группами из одного набора статистически незначимы, а между группами из разных наборов — значимы. Для множественного сравнения мы использовали непараметрический критерий Данна Q . Значение критерия находится по формуле:

$$Q = \frac{\overline{R}_A - \overline{R}_B}{\sqrt{\frac{N(N+1)}{12} \left(\frac{1}{n_A} + \frac{1}{n_B} \right)}}$$

где \overline{R}_A и \overline{R}_B — средние ранги двух сравниваемых выборок A и B ; n_A и n_B — их объемы; N — общий объем всех сравниваемых выборок.

Таблица 6

Значения средних абсолютных (μ) и среднеквадратичных (e) ошибок и критерия Крускала-Уоллиса (H)

Сезон	Глубина, м	μ , °C	H_μ	e , °C	H_e
Весна	4,4	2,74	19,676	4,10	19,431
	7,0	5,14		5,53	
	10,0	6,65		6,77	
Лето	4,4	-2,12	0,637	2,89	0,327
	7,0	-2,04		2,56	
	10,0	-1,82		2,54	
Осень	4,4	-0,04	46,218	0,64	18,100
	7,0	-0,69		0,94	
	10,0	-0,89		1,11	
Весь период	4,4	-0,41	1,753	3,16	4,813
	7,0	-0,34		3,25	
	10,0	-0,13		3,48	

С помощью критерия Данна сравнивали попарно модельные ошибки в экспериментах с реальной глубиной и глубинами из GLDBv1 и GLDBv2. В нашем случае множественное сравнение проводилось для сезонов «весна» и «осень». Для $K = 3$ критическое значение критерия Данна $Q_{кр} = 2,394$ для уровня значимости $\alpha = 0,05$. В табл. 7 приведены результаты сравнения только тех групп, для которых выполнялось неравенство $Q > Q_{кр}$.

Хотя в нашем случае по критерию Крускала-Уоллиса для сезонов «весна» и «осень» обнаружались межгрупповые различия, по критерию Данна различия оказались статистически значимы только для групп с глубинами 4,4 и 10,0 м для «весны» и 4,4 и 7,0 м и 4,4 и 10,0 м для «осени», но не для 7,0 и 10,0 м. Таким образом, в результате попарного сравнения выборок ошибки в экспериментах с глубинами из GLDBv1 и GLDBv2 объединились в один однородный набор, а различия между выборками из одного набора статистически незначимы. Также ошибки в экспериментах с реальной глубиной и глубиной из GLDBv2 ни в один из выделенных озерных сезонов или всего

периода в целом не объединились в один однородный набор, следовательно, с точки зрения результатов моделирования, значение глубины из GLDBv2 пока еще далеко от реальной средней глубины озера Кьювеси.

Таблица 7

Значения критерия Данна, рассчитанные для абсолютной ошибки μ с различными глубинами и для среднеквадратичной ошибки e при сравнении экспериментов

Сезон	Глубина, м	n (N)	Для μ			Для e		
			μ , °C	\bar{R}	Q	e , °C	\bar{R}	Q
Весна	4,0	19	2,74	17,2	4,432	4,10	17,4	4,403
	10,0	(57)	6,65	41,1		6,77	41,1	
Осень	4,0	59	-0,04	125,1	4,999	0,64	67,8	2,541
	7,0	(177)	-0,69	77,9		0,94	91,8	
	4,0	59	-0,04	125,1	6,481	0,64	67,8	4,193
	10,0	(177)	-0,89	64,0		1,11	107,4	

Для самого продолжительного сезона — «лета», систематическое завышение T_{ml} в модели оказалось столь существенным, что эксперименты с реальной глубиной дали наихудшие результаты. Летний сезон повлиял также на результаты для всего года в целом. Разница между экспериментами с различными глубинами оказалась статистически незначимой. Этим могут объясняться неудачи при попытке определить глубины путем решения обратной задачи моделирования в работе Бальзамо [Balsamo et al., 2010]. В качестве основных проблем в этой работе указываются ошибки дистанционного зондирования, а также допущения и упрощения озерной модели. На наш взгляд существенной также является зависимость систематической ошибки от сезона. Возможно, необходимо было делить год на озерные сезоны, а не рассматривать его в целом. Однако, так как даты начала и конца сезонов индивидуальны для каждого озера бореальной зоны, метод определения глубины путем решения обратной задачи моделирования представляется трудно реализуемым.

Выводы

Озера оказывают влияние на структуру атмосферного пограничного слоя, что должно учитываться в гидродинамических моделях атмосферы путем параметризации. Для включения параметризации озер в численные модели погоды и климата была разработана база данных о глубинах озер GLDBv1, содержащая информацию о глубине около 13000 озер картированных на пространственную сетку с шагом 30". Для озер, глубина которых не известна, в GLDBv1 задавалось ее значение «по умолчанию», равное 10 м. Вторая версия базы GLDBv2 была дополнена косвенными оценками средней глубины таких озер, полученными на основе геологической информации для бореальной зоны. Мы верифицировали эти оценки на основе новых данных измерений и по результатам моделирования.

На основе данных о 353 впервые промеренных озерах Финляндии были найдены ошибки — разницы между реальной глубиной и косвенными оценками средней глубины озер из GLDBv1 и GLDBv2. Оказалось, что эмпирическое распределение ошибок не подчиняется нормальному закону, поэтому для оценки статистической значимости мы использовали непараметрические методы, а именно критерий Крускала-Уоллиса. Ошибки для GLDBv2 статистически значимо меньше ошибок в GLDBv1.

При косвенной верификации сравниваются результаты моделирования термодинамической озерной модели FLake с измерениями температуры поверхности для озера Кюувеси. Сравнение проводится для экспериментов, когда глубина озера задается: 1) из измерений; 2) на основе косвенной оценки по геологическому признаку (из GLDBv2); 3) «по умолчанию» (из GLDBv1). Структура модельной ошибки оказалась зависимой от сезона и термодинамического режима озера (лед/без льда, перемешанный/стратифицированный режим). Поэтому результаты верификации различны для различных сезонов. Мы выделили 6 озерных сезонов: «зима», «весеннее перемешивание», «весеннее уменьшение H_{ml} », «лето», «осеннее углубление H_{ml} », «осеннее перемешивание». Для каждого из выделенных озерных сезонов и для всего периода в целом был проанализирован модельный временной ход температуры перемешенного слоя (T_{ml}), средней температуры воды (T_{mw}), придонной температуры (T_b), и глубины перемешенного слоя озера (H_{ml}), а также значения средних абсолютных ошибок (μ) и среднеквадратичных ошибок (e) в экспериментах с различными глубинами. Модельные ошибки оказались довольно велики даже в экспериментах с реальной глубиной озера, и для всех сезонов, кроме «лета», результаты по GLDBv2 лучше, чем по GLDBv1. Для оценки статистической значимости различий в ошибках прогноза в экспериментах с реальной глубиной и глубинами из GLDBv1 и GLDBv2 были использованы непараметрические методы. Оказалось, что различия в ошибках между тремя экспериментами статистически значимы, однако статистически значимых различий между экспериментами с глубиной из GLDBv1 и GLDBv2 нет. Для более полной верификации необходимо продолжить работу в направлении увеличения длительности экспериментов и привлечения данных для других озер.

Литература

1. Гланц С. Медико-биологическая статистика. Пер. с англ. — М.: Практика, 1998.
Glants S. Mediko-biologicheskaya statistika. Per. s angl. — M.: Praktika, 1998.
2. Догановский А.М. Пространственные закономерности строения озерных котловин. // Сборник География и смежные науки. LIX Герценовские чтения. — СПб., 2006, с. 15–23.
Doganovskiy A.M. Prostranstvennyye zakonomernosti stroeniya ozernykh kotlovin. // Sbornik Geografiya i smezhnyye nauki. LIX Gertsenovskie chteniya. — SPb., 2006, s. 15–23.
3. Кутаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. — М.: Наука, 1984.
Kutaev S.P. Ekologicheskie osnovy bioproduktivnosti ozer raznykh prirodnykh zon. — M.: Nauka, 1984.
4. Amante C., Eakins B.W. 2009. ETOPO1 1 Arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. // NOAA Tech. Memorand. NESDIS NGDC-24, 3, pp. 1–19.
5. Balsamo G., Dutra E., Stepanenko V.M., Viterbo P., Miranda P.M.A. et al. Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data. // Boreal Environ. Res., 2010, vol. 15, pp. 178–190.
6. Champeaux J.-L., Han K.-S., Arcos D., Habets F., Masson V. Ecoclim2: a new approach at global and European scale for ecosystems mapping and associated surface parameters database using SPOT/VEGETATION

- data — First Results. // *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2004, vol. 3, pp. 2046–2049, doi:10.1109/IGARSS.2004.1370752.
7. *Choulga M., Kourzeneva E., Zakharova E., Doganovsky A.* Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modeling. // *Tellus A*, 2014, vol. 66, 21295, doi:http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.21295.
 8. *Doganovsky A.* External water exchange of lakes as the integral indicator of water body types. // *Limnol. Rev.*, 2012, vol. 12(1), pp. 11–17, doi:10.2478/v10194-011-0040-2.
 9. *Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvik L.J. et al.* The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. // *Limnol. Oceanogr.*, 2006, vol. 51(5), pp. 2388–2397, doi:10.4319/lo.2006.51.5.2388.
 10. *Dutra E., Stepanenko V.M., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P.M.A. et al.* An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. // *Boreal Env. Res.*, 2010, vol. 15, pp. 100–112.
 11. *Eerola K., Rontu L., Kourzeneva E., Shcherbak E.* A study on effects of lake temperature and ice cover in HIRLAM. // *Boreal Environ. Res.*, 2010, vol. 15, pp. 130–142.
 12. *Kourzeneva E.* Global dataset for the parameterization of lakes in numerical weather prediction and climate modelling. Eds. *Bouttier F., Fischer C.* // *ALADIN Newsletter*, 2009, № 37, pp. 46–53.
 13. *Kourzeneva E., Asensio H., Martin E., Faroux S.* Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modeling. // *Tellus A*, 2012, vol. 64, 15640, doi:10.3402/tellusa.v64i0.15640.
 14. *Mironov D.* Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model. // *COSMO Technical Report*, 2008, vol. 11, p. 41.
 15. *Mironov D., Heise E., Kuorzeneva E., Ritter B., Schneider N. et al.* Implementation of the lake parameterization scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. // *Boreal. Env. Res.*, 2010, vol. 15, pp. 218–230.
 16. *Mironov D., Ritter B., Schulz J.-P., Buchhold M., Lange M., Machulska E.* Parameterization of sea and lake ice in numerical weather prediction models of the German Weather Service. // *Tellus A*, 2012, vol. 64, doi:10.3402/tellusa.v64i0.17330.
 17. *Niziol T.A., Snyder W.R., Waldstreicher J.S.* Winter weather forecasting throughout the Eastern United States. Part IV: Lake effect snow. // *Wea. Forecasting*, 1995, vol. 10, pp. 61–77. doi:http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1995)010<0061:WWFTTE>2.0.CO;2.
 18. *Salgado R., Le Moigne P.* Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model. // *Boreal. Env. Res.*, 2010, vol. 15, pp. 231–244.
 19. *Samuelsson P., Kourzeneva E., Mironov D.* The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. // *Boreal Environ. Res.*, 2010, vol. 15, pp. 113–129.
 20. *Schwarzenbach R.P., Gschwend P.M., Imboden D.M.* *Environmental Organic Chemistry*. Second ed. — Wiley-Interscience, NJ, 2003.
 21. *Tranvik L.J., Downing J.A., Cotner J.B., Loiselle S.A., Streigl R.G. et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. // *Limnol. Oceanogr.*, 2009, vol. 54(6, part 2), pp. 2298–2314, doi:10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298.
 22. *Uden P., Rontu L., Jarvinen H., Lunc P., Calvo J. et al.* The HIRLAM-5 Scientific documentation, 2002.
 23. *Vavrus S., Notaro M., Zarrin A.* The role of ice cover in heavy lake-effect snowstorms over the Great Lakes Basin as simulated by RegCM4. // *Mon. Wea. Rev.*, 2013, vol. 141, iss. 1, pp. 148–165, doi:http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-12-00107.1.
 24. *Walter K., Smith L., Chapin III F.* Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget. // *Phil. Trans. R. Soc. A*, 2007, vol. 365, iss. 1856, pp. 1657–1676, doi:10.1098/rsta.2007.2036.
 25. *Wright D.M., Posselt D.J., Steiner A. L.* Sensitivity of lake-effect snowfall to lake ice cover and temperature in the Great Lakes region. // *Mon. Wea. Rev.*, 2013, vol. 141, iss. 2, pp. 670–689, doi:http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-12-00038.1.