

УДК 551.511.61

## ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩЕЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТУРБУЛЕНТНЫХ ТЕЧЕНИЙ НАД НЕОДНОРОДНЫМИ ЛАНДШАФТАМИ<sup>1</sup>

© 2015 г. А. В. Глазунов\*<sup>\*\*, \*\*</sup>, В. М. Степаненко<sup>\*\*\*</sup>

*\* Институт вычислительной математики РАН*

*119991 г. Москва, ул. Губкина, 8*

*E-mail: Glazunov@inm.ras.ru*

*\*\* Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. Ломоносова*

*119234 Москва, Ленинские горы, 1, стр. 4*

*\*\*\* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

*119234, Москва, Ленинские Горы, 1, стр. 4*

*E-mail: ustepanenkomeister@gmail.com*

*Поступила в редакцию 23.10.2014 г.*

Проведена серия LES-расчетов турбулентных течений над неоднородными поверхностями, имитирующими небольшие лесные озера. Исследованы закономерности турбулентного обмена теплом и импульсом над такими объектами. Отмечена слабая чувствительность характеристик турбулентности над “озером” к термической стратификации. Рассматриваются вопросы репрезентативности натуральных измерений турбулентных потоков методом ковариации вихревых пульсаций над такими объектами.

**Ключевые слова:** пограничный слой атмосферы, озера, турбулентность, вихреразрешающее моделирование, LES.

DOI: 10.7868/S0002351515040021

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Для совершенствования численных моделей прогноза погоды и климата, наряду с повышением пространственного разрешения и более точным воспроизведением атмосферной динамики, необходимо согласованное увеличение точности параметризаций физических процессов подсеточного масштаба. Моделирование термодинамики озер становится неотъемлемой частью этих моделей (см., например, [1]). В ряде работ [2, 3] показано, что учет озер приводит к значимым региональным и глобальным откликам в характеристиках атмосферной циркуляции. Данные наблюдений в северной Европе [4] также свидетельствуют о том, что озера оказывают большое влияние на баланс влаги в пограничном слое, особенно в осенний период.

Для моделей озера требуются методы расчета турбулентных потоков тепла, влаги и импульса у поверхности воды. Прямое применение теории подобия Монина–Обухова (ТПМО) допустимо только для крупных водоемов, для которых вы-

полняется условие горизонтальной однородности. Для озер, окруженных плоской поверхностью с невысокой растительностью, можно использовать понятие внутреннего пограничного слоя (ВПС), растущего по высоте вдоль направления ветра начиная от берега. Считается, что на высотах менее 10% от высоты смешения (высоты, на которой неоднородность поверхности не проявляется) ВПС полностью приспособляется к новому типу поверхности и подчиняется обычным универсальным зависимостям ТПМО [5–8]. Концепция ВПС позволяет строить параметризации для поверхности с переменной шероховатостью при относительно небольших вариациях аэродинамических характеристик поверхности. Она уточнялась при помощи LES-моделирования для нейтрально-стратифицированного пограничного слоя [9–12] и для устойчивой стратификации [13].

Общее количество озер с площадью менее 10 км<sup>2</sup> составляет 99.9% от числа внутренних водоемов на поверхности Земли, а их суммарная территория составляет 54% от общей площади внутренних водоемов [14]. Для северных регионов России

<sup>1</sup> Статья посвящена памяти академика Г.И. Марчука.

и Европы характерно наличие небольших лесных озер, для которых традиционные методы вычисления потоков неприменимы. В работах [15, 16] указывается, что вблизи подветренной кромки леса структура турбулентного течения принципиально отличается от ВПС, а при густой растительности может быть сходной со структурой течения при обтекании обратного уступа с возникновением зоны рециркуляции (двумерного вихря в вертикальной плоскости). В работах [17, 18] проводились лабораторные измерения турбулентных течений, возникающих при переходе от поверхностей, покрытых объектами, имитирующими деревья, к плоской поверхности. В работе [18] указывается, что влияние лесной кромки на среднюю скорость ветра у поверхности может распространяться на расстояние от берега, превышающее высоту деревьев в 30–50 раз. Для круглых озер на основе данных лабораторных измерений была предложена параметризация для коэффициента “затенения” (отношения площади части озера с большой и приблизительно постоянной скоростью ветра у поверхности к общей площади озера). Полагалось, что распределение скорости ветра у поверхности универсально и зависит только от отношения высоты деревьев к диаметру озера. Данные натурных измерений на лесной поляне, продемонстрировавшие возникновение зоны рециркуляции, приведены в [19]. Структура переходного слоя между кромкой леса и плоской поверхностью с малой шероховатостью исследовалась при помощи численного моделирования LES- и RANS- методами (см. [20–25]).

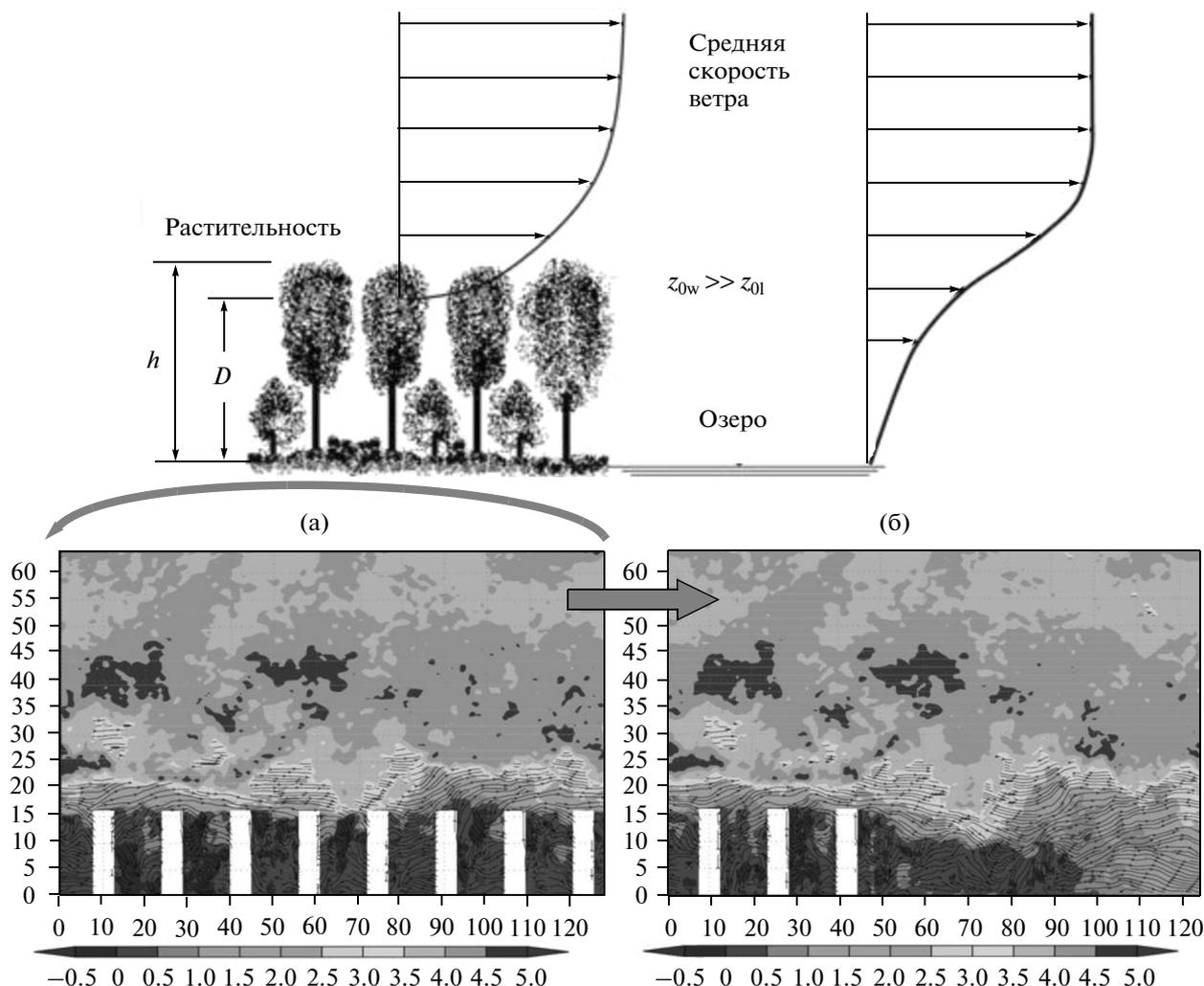
В большинстве работ по численному моделированию рассматриваются нейтрально-стратифицированные течения, в то время как именно обмен теплом и влагой на поверхности водоемов является наиболее востребованной характеристикой. Ограниченные возможности натурных измерений не позволяют определить потоки импульса и скаляров непосредственно через границу раздела воздух–вода. Обычно эти измерения проводятся на высотах ~1.5 м, а затем вычисленные ковариационным методом потоки импульса и скаляров отождествляются с потоками на поверхности. В зоне влияния берега предположение о наличии слоя постоянных потоков может существенно нарушаться. Например, в расчетах [25] показано, что горизонтальный и вертикальный перенос импульса средней скоростью, а также члены, обусловленные градиентами давления, сравнимы по величине с дивергенцией турбулентного потока импульса и сильно неоднородны по пространству даже на значительном удалении от кромки леса. Кроме того, натурные измерения проводятся фрагментарно в одной или нескольких точках озера и не дают полной картины распределения по пространству приповерхностных характеристик. Неравенство значений потоков тепла и импульса,

измеренных методом ковариации пульсаций, реальным осредненным значениям этих потоков приводит к неверному вычислению теплового баланса [26, 27] и к ошибкам при моделировании термического режима водоемов (см. работы [28, 29], в которых отмечено систематическое занижение измеренных потоков явного и скрытого тепла). Отдельно следует отметить, что даже при известных распределениях приповерхностного среднего ветра, температуры и влажности не существует проверенных способов вычисления соответствующих потоков на поверхности озера в силу исчезновения слоя, в котором выполняются стандартные автомодельные зависимости. Кроме того, эмпирические (получаемые в измерениях над открытыми акваториями, см., например, [30]) данные о величине коэффициентов динамического сопротивления и тепло- и влагопередачи нельзя обобщить на случай взволнованной озерной поверхности по причине отличающихся механизмов генерации ветровых волн и малой величины разгона, обусловленной близостью берега.

В данной работе было решено упростить постановку задачи и не рассматривать процессы внутри слоя лесной растительности, а также возможные пространственные и временные вариации шероховатости взволнованной поверхности озера. Эти упрощения позволяют провести LES-расчеты стратифицированной турбулентности над объектом, имитирующим лесное озеро малого размера, и на их основе выделить качественные закономерности, необходимые для уточнения постановок экспериментальных измерений над такими объектами.

## 2. ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ХАРАКТЕРИСТИКИ НАБЕГАЮЩЕГО ПОТОКА

Схематически моделируемый процесс изображен на рис. 1 (вверху). В случае нейтральной стратификации турбулентное течение над верхушками деревьев можно охарактеризовать тремя размерными параметрами – скоростью трения  $U_*$ , высотой вытеснения  $D_w$  и параметром шероховатости  $z_{0w}$ . Особенность турбулентного натекания с леса на озеро заключается в существенных (на несколько порядков) различиях между значениями шероховатости растительного покрова и поверхности воды  $z_{0w} \gg z_{0l}$ , а также в наличии слоя вытеснения значительной толщины  $D_w \sim h$  ( $h$  – высота деревьев). Внутри растительного покрова скорость ветра мала, поэтому в задаче расчета статистических характеристик турбулентности над озером в первом приближении можно пренебречь особенностями течения между деревьями. Высота  $h$  хвойного леса обычно составляет: 10–27 м, при этом параметр  $z_{0w}$  изменяется в пределах



**Рис. 1.** Вверху – схематическое изображение натекания турбулентного потока с леса на озеро. Внизу – схема расчетов с LES-моделью. а – Расчетная область вспомогательной модели с периодическими граничными условиями, б – основная расчетная область. Штриховкой и линиями тока нанесены скорость ветра и ее направление. Прямоугольники – объекты, создающие шероховатость.

0.28–3.9 м ( $\sim 0.03h-0.15h$ ), а отношение  $D_w/h$  изменяется в пределах 0.61–0.92 [5–7].

В работах [31–33] турбулентное течение с заданными параметрами  $U_*$ ,  $D$  и  $z_0$  генерировалось при помощи LES-модели [34]. Шероховатость задавалась массивом объектов простой формы с высотой  $h > D$ . Изменяя форму объектов и плотность заполнения поверхности этими объектами, можно подобрать конфигурацию, при которой соотношения  $z_0/h$  и  $D/h$  близки к наблюдаемым значениям  $z_{0w}/h$  и  $D_w/h$  над лесом. При нейтральной стратификации логарифмический профиль

$$\langle u(z) \rangle = \frac{U_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z - D_w}{z_{0w}} \right), \quad (1)$$

является приемлемой аппроксимацией средней скорости  $\langle u(z) \rangle$  независимо от формы объектов, создающих трение на поверхности (здесь  $\kappa = 0.4$  – постоянная Кармана). Значения высоты вытеснения и параметра шероховатости можно получить по модельным данным, минимизируя ошибку отклонения модельного профиля средней скорости от логарифмической зависимости (1). В [31] было показано, что значения нормированных на  $U_*^2$  дисперсий компонент скорости в течениях над плоской поверхностью и над поверхностями с расположенными на них объектами приблизительно совпадают. Некоторые различия в спектральной структуре турбулентности для целей данной работы можно считать несущественными. Помимо этого, в работах [32, 33] было показано, что стратификация не оказывает существенного влияния на параметры  $D$

и  $z_0$ . Исходя из выводов [31–33], мы воспользовались универсальностью свойств турбулентности и рассматривали массивы прямоугольных параллелепипедов как шероховатую поверхность с заданными интегральными свойствами.

Шероховатость поверхности озера задавалась параметрически. Пренебрегая тем фактом, что в приводном слое над озером стандартные пристеночные законы могут не выполняться, мы вычисляли приводные потоки импульса, тепла и влаги по формулам:

$$\begin{aligned} \tau_{siz} &= C_u^2 |\hat{u}| \bar{u}_i, \quad i = 1, 2, \quad C_u = \kappa / \ln(\Delta_g / (2z_{0l})), \\ \langle w' \Theta' \rangle &= C_u C_\Theta |\hat{u}| (\bar{\Theta} - \Theta_s), \\ \langle w' q' \rangle &= C_u C_q |\hat{u}| (\bar{q} - q_s), \\ C_q &= C_\Theta = \text{Pr}^{-1} \kappa / \ln(\Delta_g / (2z_{0l})). \end{aligned} \quad (2)$$

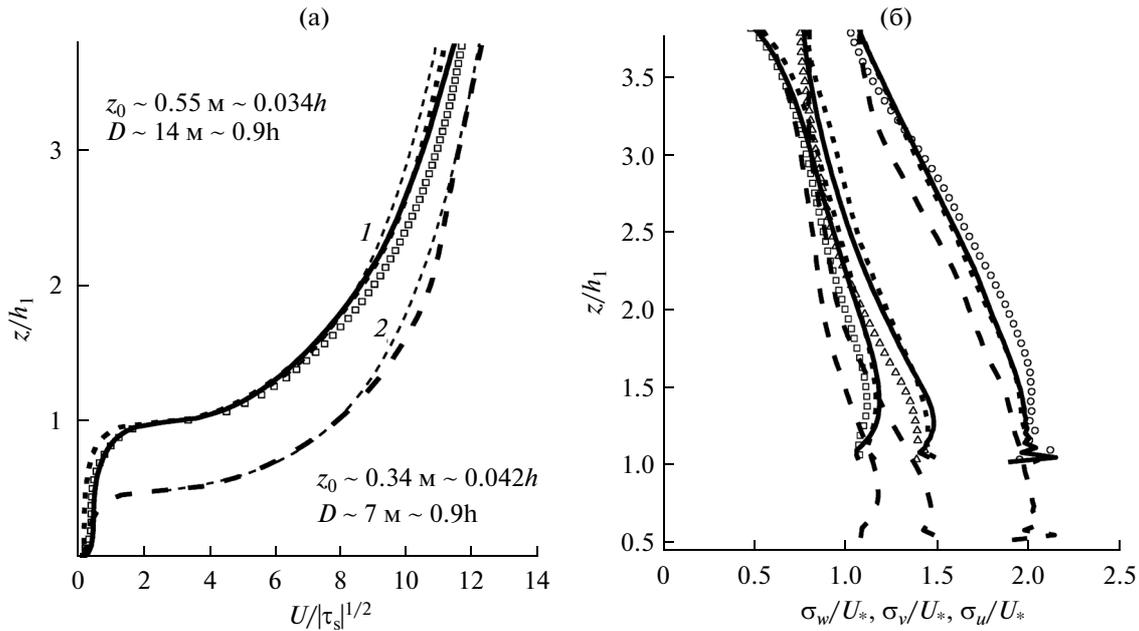
Здесь черта и “крышка” над переменными – пространственные фильтры в LES-модели (см. [34]);  $(\Delta_g/2)$  – высота первого расчетного уровня;  $\text{Pr} = 0.8$  – заданное значение турбулентного числа Прандтля у поверхности. Так как в расчетах использовались подробные сетки ( $\Delta_g = 0.5$  м), то влияние стратификации в 25-ти сантиметровом слое над поверхностью не учитывалось (заметим, что при этом выше первого расчетного уровня эффекты стратификации влияют на течение, изменяя соответствующим образом его динамику). Величины динамического параметра шероховатости  $z_{0l}$  и параметра  $z_{0r}$  для температуры и влаги были фиксированными  $z_{0l} = z_{0r} = 10^{-4}$  м. По порядку величины это соответствует осредненным значениям этих параметров, измеренным в наблюдениях над водной поверхностью при слабом ветре [30]. Кроме того, близкие значения  $z_{0l}$  могут быть получены при применении формулы Чарнока [35]  $z_{0l} = \frac{\alpha}{g} U_*^2$  (при  $\alpha = 0.02$ ) или комбинированной формулы  $z_{0l} = \frac{\alpha}{g} U_*^2 = a_v \frac{v}{U_*}$  ( $a_v = 0.12$ ), учитывающей переход к закону турбулентного пограничного слоя вблизи гладкой стенки при слабом ветре [36].

Схема постановки расчетов представлена на нижней части рис. 1. Турбулентный поток генерируется вспомогательной моделью (а) с двоякопериодическими граничными условиями и с заданным массивом объектов, расположенных на поверхности. Данные модели (а), взятые в одном из вертикальных сечений, предаются в модель (б) на каждом временном шаге и далее используются в качестве граничных условий Дирихле на левой границе. Это позволяет получить согласованное с модельной динамикой нестационарное граничное условие для модели (б). В качестве вспомога-

тельной и основной LES-моделей используется одна и та же программа, исполняемая на разных группах процессоров при параллельных вычислениях. По оси  $Y$  в модели (б) задаются периодические граничные условия. В модели (а) течение поддерживается постоянной по времени и пространству объемной силой (расчет при постоянном градиенте фонового давления). Крупномасштабный внешний градиент давления  $\frac{\partial P}{\partial x}$  во всех расчетах задавался таким образом, чтобы в набегающем потоке в установившемся состоянии обеспечить скорость трения  $U_* = 0.4$  м/с у верхней границы слоя шероховатости (при  $z = h$ ). “Озеро” расположено в центре расчетной области (б) и представляет собой эллипс с полуосями  $a = 200$  м и  $b = 60$  м. “Озеро” окружено объектами той же формы и размера, что и объекты в области (а). Здесь был использован массив прямоугольных параллелепипедов, упорядоченных так же, как и массивы кубов в работах [31–33]. Доля площади поверхности, занятая объектами, составляла 0.25. Расчеты проводились при разной высоте параллелепипедов  $h$  (16 и 8 метров). Сеточный размер области (б) в основных расчетах составлял  $1024 \times 512 \times 128$  или  $512 \times 1024 \times 128$  узлов, шаг сетки –  $\Delta_g = 0.5$  м по всем трем пространственным направлениям. Во вспомогательной расчетной области (а) расчеты велись на сетках, содержащих  $256 \times 512 \times 128$  узлов или  $512 \times 1024 \times 128$  узлов, в зависимости от направления ветра. Шаг по времени составлял 0.025 с. Вначале до полного установления рассчитывалось течение во вспомогательной области, что требует приблизительно 1.5 ч модельного времени. Затем модели (а) и (б) интегрировались совместно на 1 ч модельного времени. Последние 0.5 часа использовались для осреднения и вычисления статистик. Вычисления проводились на суперкомпьютере “Ломоносов” МГУ [37] с использованием до 2048-ми ядер в параллельном режиме.

Во всех расчетах набегающий поток был нейтрально-стратифицированным. Неустойчивая или устойчивая стратификация над озером достигалась заданием температуры поверхности  $\Theta_s$ , которая была выше или ниже температуры набегающего воздуха  $\Theta_0$  на 5 К (во всех расчетах  $\Theta_0 = 282$  К). Удельное влагосодержание воздуха  $q$  в набегающем потоке задавалось равным 4 г/кг (поток влаги с поверхности “леса” отсутствовал), влажность поверхности озера  $q_s$  считалась равной ее насыщенному значению при соответствующей температуре и давлении  $P = 1000$  мб.

Всего было проведено шесть основных расчетов  $E_{CA16}$ ,  $E_{CA8}$ ,  $E_{SA16}$ ,  $E_{SA8}$ ,  $E_{CB16}$ ,  $E_{SB16}$ . Помимо этого, проводились два вспомогательных расчета, один из которых  $Al_{CA16}$  с грубой сеткой  $\Delta_g = 1$  м для проверки чувствительности результатов к про-



**Рис. 2.** а – Средняя скорость ветра во вспомогательной модели (а) в расчетах  $E_{CA16}$ ,  $E_{SA16}$ ,  $E_{CB16}$  и  $E_{SB16}$  (пунктир),  $E_{CA8}$  и  $E_{SA8}$  (штриховая линия),  $A1_{CA16}$  (квадратики),  $A2_{CA16}$  (толстая черная кривая). Соответствующие логарифмические зависимости – тонкие пунктирные линии. б – Нормированные на скорость трения СКО флуктуаций продольной, поперечной и вертикальной компонент скорости над слоем шероховатости (обозначения те же, что и на рис. 2а).

странственному разрешению, а второй  $A2_{CA16}$  с мелкой сеткой  $\Delta_g = 0.5 \text{ м}$ , но измененной конфигурацией объектов в слое шероховатости с целью проверки влияния этой конфигурации на турбулентность над озером. Здесь индексы в обозначениях экспериментов означают следующее: С – неустойчивая стратификация (режим конвекции над “озером”), S – устойчивая стратификация над “озером”; А – средний ветер ориентирован вдоль большой оси эллипса, В – вдоль малой оси; 16 – высота “деревьев”  $h$  составляет 16 м, 8 – высота  $h = 8 \text{ м}$ .

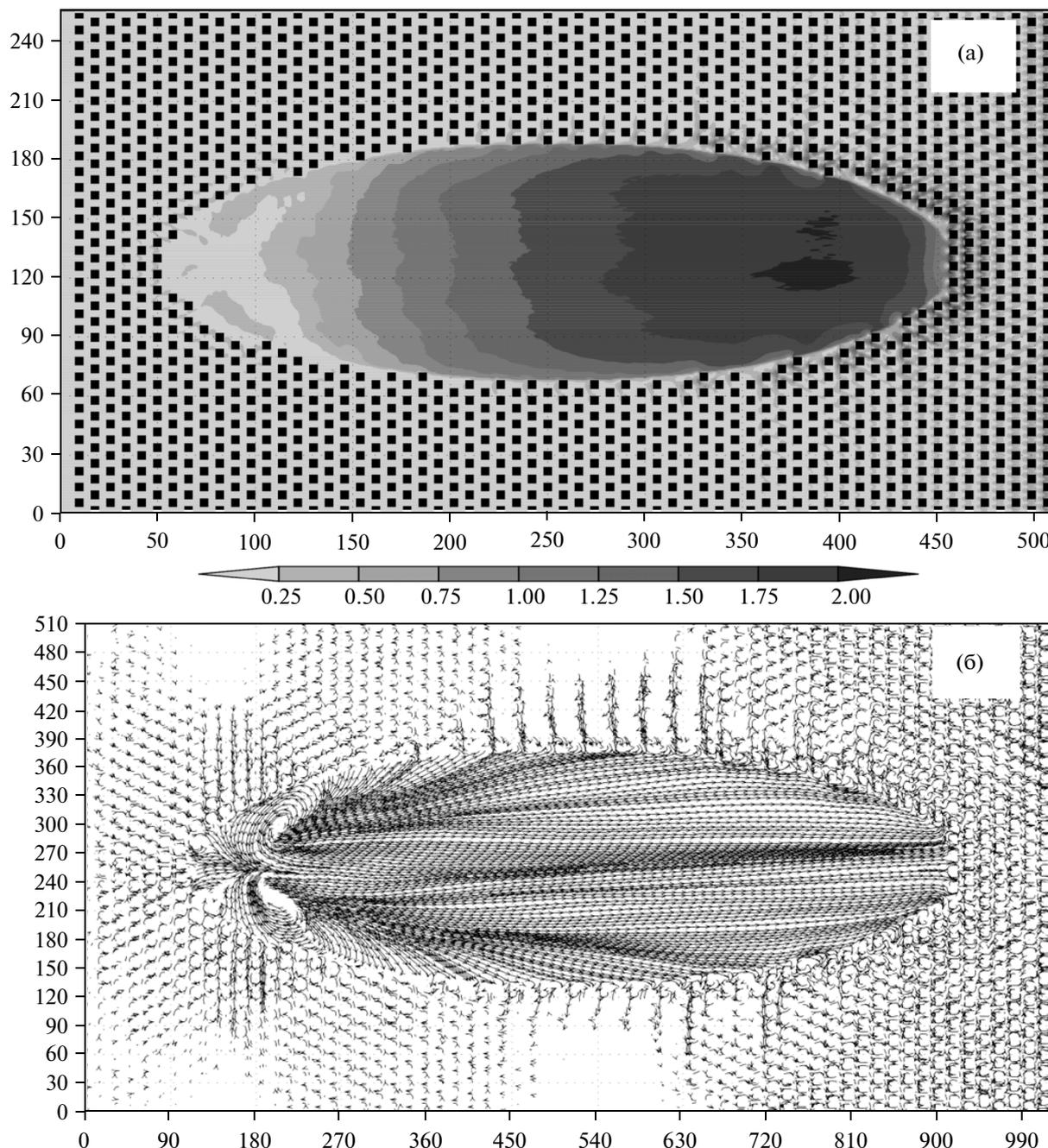
На рис. 2а изображены профили средней скорости ветра, вычисленные во вспомогательной модели (а) в расчетах  $E_{CA16}$ ,  $E_{SA16}$ ,  $E_{CB16}$  и  $E_{SB16}$  (пунктир),  $E_{CA8}$  и  $E_{SA8}$  (штриховая линия),  $A1_{CA16}$  (квадратики),  $A2_{CA16}$  (толстая черная кривая).

В расчете  $E_{CA16}$  отношение стороны основания параллелепипедов к их высоте составляло 1 : 4, а в  $A2_{CA16}$  – 1 : 2. При этом плотность заполнения поверхности объектами в этих расчетах была одинаковой – 0.25. Как видно из рис. 2а, в расчетах  $E_{CA16}$  и  $A2_{CA16}$  средние скорости ветра практически совпадают над слоем шероховатости. Таким образом, величины  $z_{0w}/h$  и  $D_w/h$  одинаковы для двух этих поверхностей. В расчете  $A1_{CA16}$  с грубой расчетной сеткой ( $\Delta_g = 1 \text{ м}$ ) средняя скорость на удалении от поверхности незначительно превышает

значения скорости в расчетах с подробной сеткой ( $\Delta_g = 0.5 \text{ м}$ ).

Минимизируя среднеквадратичное отклонение рассчитанных профилей от логарифмической зависимости (1) в интервале высот  $h < z < 2.5h$ , мы определили следующие значения параметра шероховатости и высоты вытеснения:  $z_{0w} \approx 0.55 \text{ м} \approx 0.034h$ ,  $D_w \approx 14 \text{ м} \approx 0.9h$  для экспериментов  $E_{CA16}$  и  $A2_{CA16}$  и  $z_{0w} \approx 0.34 \text{ м} \approx 0.042h$ ,  $D_w \approx 7 \text{ м} \approx 0.9h$  для эксперимента  $E_{CA8}$ . Полученные значения  $z_{0w}$  и  $D_w$  попадают в интервал значений, характерных для лесной растительности. Отметим, что как в модели, так и в природе не следует ожидать точного совпадения профиля средней скорости с автомодельным решением (1) по причине влияния неоднородностей поверхности, отсутствия жесткой границы снизу и невозможности использования приближения слоя постоянства потоков (см. [31]). Поэтому к полученным значениям  $z_{0w}$  и  $D_w$  следует относиться только как к одному из возможных приближений, зависящих, в частности, от выбора интервала высот, на котором профиль приближается логарифмической зависимостью или производятся измерения.

На рис. 2б изображены нормированные на скорость трения  $U_* = |\tau_s|^{1/2}$  среднеквадратичные отклонения (СКО) флуктуаций продольной, поперечной и вертикальной компонент скорости над



**Рис. 3.** Средняя скорость ветра на высоте 0.25 м в расчете  $E_{CA16}$  (модуль скорости ветра нанесен штриховкой (а), а его направление указано линиями тока (б)).

слоем шероховатости. В данном случае мы имеем типичное для сдвигового турбулентного течения распределение кинетической энергии турбулентности (КЭТ) между тремя компонентами.

Таким образом, во вспомогательной модели (а) сформированы турбулентные течения с типичными для пристеночных нейтрально-стратифицированных потоков характеристиками и величинами высот вытеснения и параметров шерохо-

ватости, находящимися в диапазоне значений, характерных для лесной растительности.

### 3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНЫХ ТЕЧЕНИЙ НАД “ОЗЕРОМ”

На рис. 3а, 3б приведена средняя скорость ветра у поверхности в расчете  $E_{CA16}$  (модуль скорости ветра нанесен штриховкой (а), а его направление

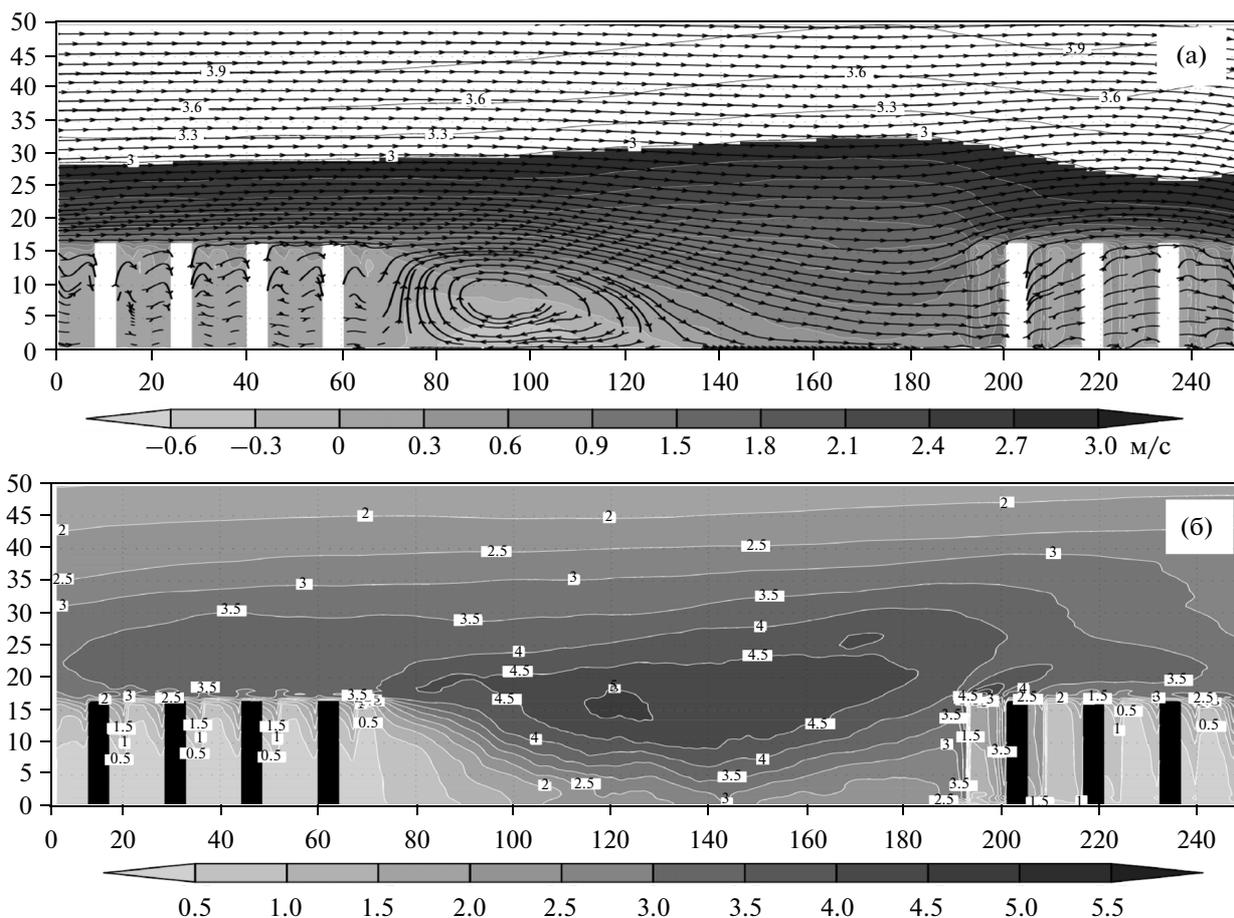


Рис. 4. а – Среднее течение в вертикальной плоскости, проходящей через центр “озера” в расчете  $E_{CB16}$ . Продольная компонента средней скорости ветра изображена оттенками серого. Нанесены линии тока, указывающие направление течения. б – КЭТ в том же сечении, нормированная на квадрат скорости трения в набегающем потоке.

указано линиями тока (б)). Черные квадратики – объекты, создающие шероховатость, имитирующую лес. В расчете  $A2_{CA16}$  структура и величина приповерхностного ветра несущественно отличалась от результатов, представленных на рис. 3, что говорит о том, что конфигурация объектов не оказывает большого влияния на циркуляцию над озером. Дополнительно было проверено, что и вторые моменты, вычисленные по результатам  $A2_{CA16}$  и  $E_{CA16}$ , приблизительно совпадают. В расчете  $A1_{CA16}$  с грубой расчетной сеткой удалось воспроизвести основные характерные особенности течения, вычисленного с высоким пространственным разрешением.

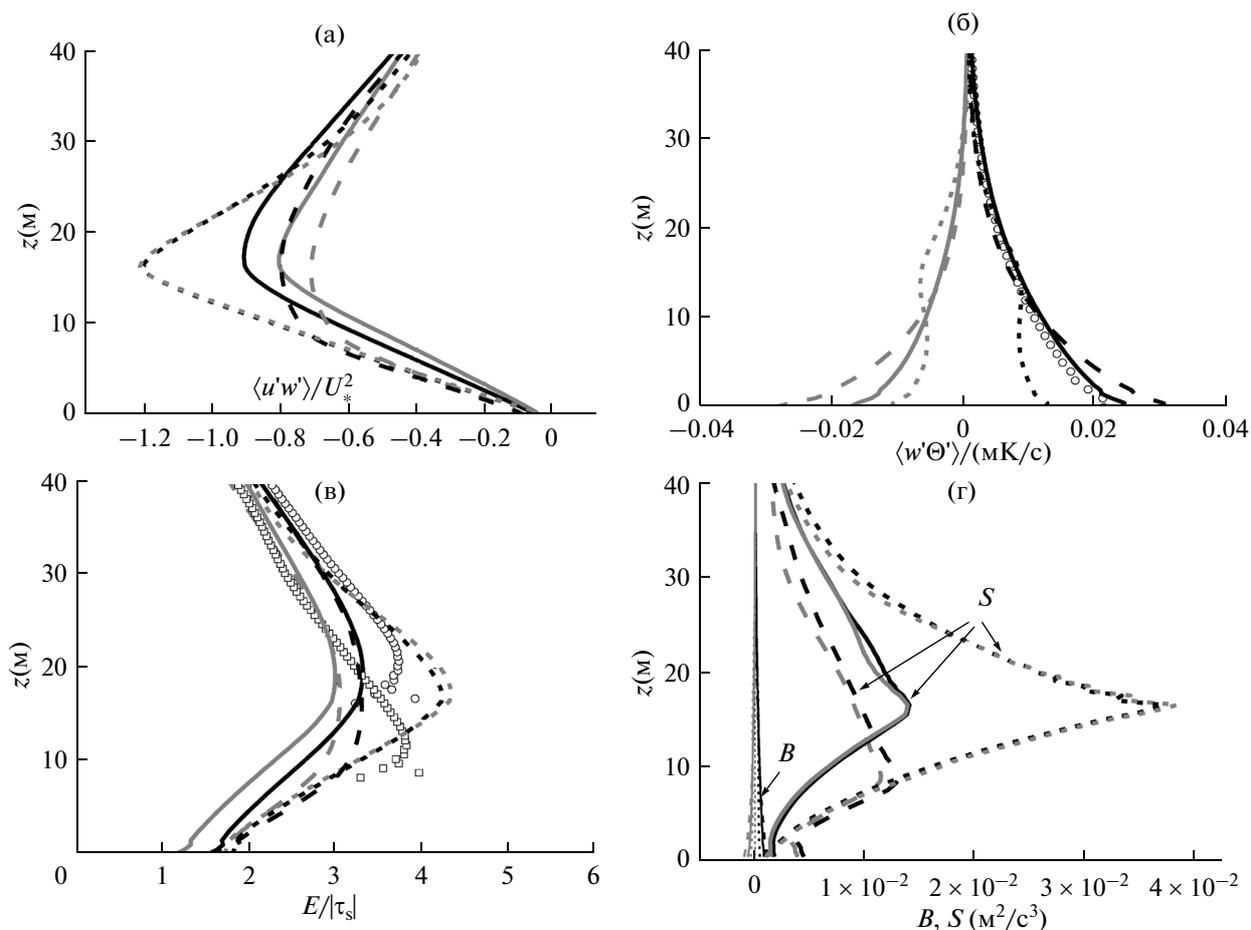
Согласно результатам расчета  $E_{S48}$ , в котором длина “озера” составляла 50 высот “деревьев”  $h$ , средняя скорость ветра у поверхности существенно растет с расстоянием от наветренного берега даже на удалении, превышающем 30 высот деревьев. Сравнивая по длине зона влияния кромки леса была ранее получена в измерениях [18] и в расчетах [25].

При среднем ветре, направленном “вдоль озера” (вдоль большой оси эллипса), рециркуляция в вертикальной плоскости, характерная для течений за уступом, не возникает. Вблизи левой границы “озера” заметны (см. рис. 3б) два стационарных вихря в горизонтальной плоскости.

В эксперименте  $E_{CB16}$ , в котором набегающий поток направлен в направлении малой оси эллипса, в среднем течении выделяется циркуляция в вертикальной плоскости (см. рис. 4а).

Таким образом, над небольшими вытянутыми в одном из направлений озерами тип циркуляции может существенно зависеть от направления среднего ветра. Обсуждаемая во многих работах зона с обратным по отношению к направлению основного потока направлением приземного ветра и ее размер зависят не только от характеристик окружающей растительности, но и от формы береговой линии и от ширины водоема.

Аналогичные рисунки, построенные по результатам расчетов  $E_{SA16}$ ,  $E_{S48}$  и  $E_{SB16}$  с устойчивой стратификацией, на качественном уровне оказа-



**Рис. 5.** Осредненные по площади “озера” характеристики турбулентности в разных расчетах в зависимости от высоты. а – Вертикальный турбулентный поток импульса нормированный на квадрат скорости трения в набегающем потоке, б – турбулентный кинематический поток потенциальной температуры, в – кинетическая энергия турбулентности, г – сдвиговая генерация  $S$  и генерация силами плавучести  $B$ . Сплошные линии – ветер направлен “вдоль озера”, высота “деревьев” 16 м; штриховая линия – поток направлен “вдоль озера”, высота “деревьев” 8 м; пунктир – поток направлен “поперек озера”, высота “деревьев” 16 м. Серые кривые – устойчивая стратификация; черные кривые – неустойчивая стратификация. На рис. 5б кружки – поток тепла в модели с грубой сеткой  $Al_{C416}$ . На рис. 5в: квадратики и кружки – КЭТ в набегающем потоке.

лись близкими к рис. 3 и рис. 4 и здесь не приводятся. Выявленные отличия устойчиво и неустойчиво стратифицированных течений над озером и их общие черты обсуждаются ниже.

При вычислении турбулентных потоков по данным натурных измерений, как правило, привлекается ряд стандартных гипотез, применимых над горизонтально однородной поверхностью, но не являющихся проверенными для турбулентности над озером. В частности, пульсационные измерения проводятся на стандартной высоте анемометра, составляющей  $\sim 1.5$  м. Затем путем вычисления ковариаций между пульсациями компонент скорости и скаляров вычисляются турбулентные кинематический потоки температуры  $\langle u'_3\Theta' \rangle_t$ , влаги  $\langle u'_3q' \rangle_t$  и скорости  $\langle u'_3u'_i \rangle_t$ , отождествляемые с потоками че-

рез поверхность раздела ( $\langle \dots \rangle_t$  – операция осреднения по времени). В отсутствие подробных пульсационных измерений привлекается теория подобию Монина–Обухова и величина турбулентного обмена оценивается по вертикальным градиентам средних значений наблюдаемых метеовеличин. Ниже мы покажем, что обе методики могут содержать существенные систематические ошибки при малом размере изучаемых водных объектов.

Рассмотрим некоторые характеристики, осредненные по всей территории, занятой водоемом. На рис. 5а изображено распределение по высоте турбулентного потока импульса  $\langle u'_3u'_i \rangle_{t,l}$  в шести численных экспериментах, описанных выше ( $\langle \dots \rangle_{t,l}$  – осреднение по времени и по площади озера). Во всех расчетах турбулентный поток импульса на вы-

соте  $z = h$  сравним с потоком импульса на этой высоте в набегающем потоке, а в экспериментах  $E_{SB16}$  и  $E_{CB16}$ , в которых невелико расстояние между противоположными “берегами”, превышает соответствующее значение. При  $z < h$  поток  $\langle u'_3 u'_1 \rangle_{t,l}$  распределен приблизительно линейно по высоте и уменьшается к поверхности более, чем на порядок. Баланс импульса над озером при  $z < h$  обеспечивается за счет уравнивания тенденций, обусловленных турбулентным переносом по вертикали, горизонтальными градиентами давления, крупномасштабным переносом скорости и турбулентным перемешиванием в горизонтальном направлении. В работе [25] было показано, что все эти составляющие имеют близкий порядок. Такое распределение потока  $\langle u'_3 u'_1 \rangle_{t,l}$  по высоте нетипично для обычного сдвигового приземного турбулентного течения и говорит о том, что в данной задаче процессом, определяющим величину турбулентного потока импульса по вертикали, даже на сравнительно небольших расстояниях от поверхности является не взаимодействие атмосферы с поверхностью “озера”, а турбулентное перемешивание сверху, обусловленное наличием сдвига ветра на высоте “деревьев”. Прогрев или охлаждение воздуха над поверхностью “озера” не оказывают определяющего влияния на величину среднего турбулентного потока импульса.

Аналогичная картина складывается и для осредненных турбулентных потоков тепла (см. кривые, построенные по значениям  $\langle u'_3 \Theta' \rangle_{t,l}$  в разных расчетах на рис. 5б). Для устойчивой и неустойчивой стратификации кривые приблизительно симметричны относительно оси ординат. Заметим, что в данных расчетах разница температуры воздуха и воды составляла  $\pm 5$  градусов, что при относительно малой скорости среднего ветра у поверхности (около 2 м/с на высоте  $z - D_w = 5$  м), согласно универсальным зависимостям ТПМО, должно было привести к существенной зависимости турбулентного переноса от стратификации (некоторые оценки и сравнения со стандартным подходом к вычислению потоков будут приведены ниже).

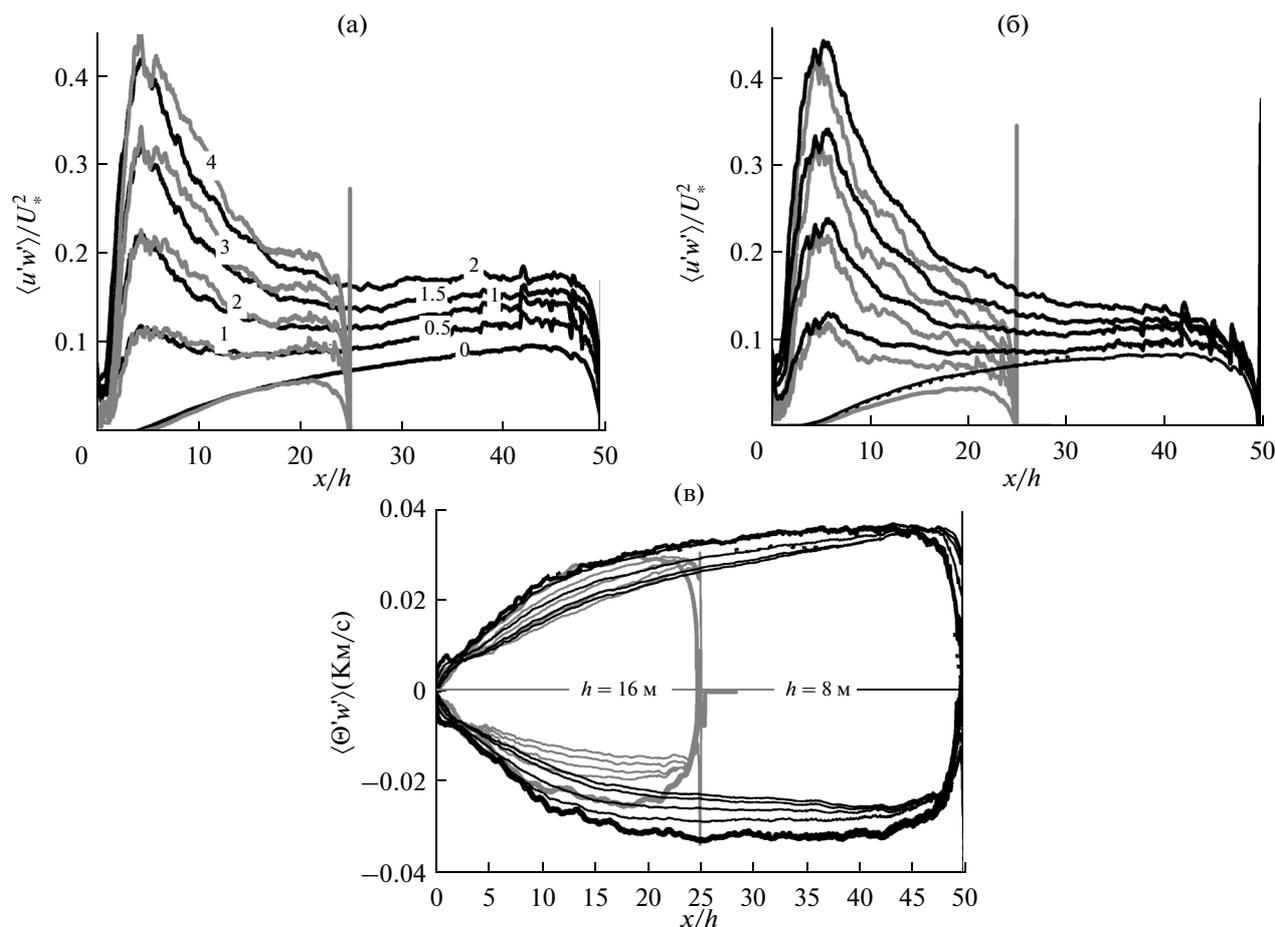
На рис. 5в представлена осредненная кинетическая энергия турбулентности  $E = \langle u_i'^2 / 2 \rangle_{t,l}$  в разных экспериментах, нормированная на квадрат скорости трения в набегающем потоке. Турбулентная энергия над “озером” вблизи его поверхности сравнима по величине с КЭТ над сильно шероховатой поверхностью, имитирующей лесную растительность. При нормировке на поток импульса у поверхности “воды” значения нормированной КЭТ будут как минимум в пять раз превышать типич-

ные автомодельные значения нормированной энергии в пристеночных турбулентных потоках.

На рис. 5г изображены два члена баланса КЭТ – генерация или подавление силами плавучести  $B = \frac{g}{\Theta_0} \langle \Theta'_v w' \rangle$  ( $\Theta_v$  – виртуальная потенциальная температура) и сдвиговая генерация  $S = -\tilde{S}_{ij} \tau_{ij}$  (здесь  $\tilde{S}_{ij}$  – тензор скоростей деформаций среднего поля скорости  $\tau_{ij}$  – тензор турбулентных напряжений). Во всех расчетах сдвиговая генерация турбулентности над “озером” намного превышает член, связанный с плавучестью, причем максимум генерации приходится на высоту, равную высоте окружающей “озера” “растительность”.

Вертикальный разрез вдоль центра “озера” с изолиниями нормированной КЭТ в расчете  $E_{CB16}$  изображен на рис. 4б. Максимум изменчивости располагается на расстоянии приблизительно трех высот “деревьев” от “берега” на высоте  $\sim h$ , при этом сгенерированная на этой высоте турбулентность может переноситься средним течением к поверхности по мере удаления от левого края “озера”.

Рассмотрим более подробно турбулентные потоки импульса и скаляров с тем, чтобы оценить возможные ошибки измерений их поверхностных значений ковариационным методом. На рис. 6а представлены значения  $\langle -u'_3 u'_1 \rangle_{t,y}$  на разном расстоянии от поверхности (здесь  $\langle -u'_3 u'_1 \rangle_{t,y}$  – поток импульса, осредненный между противоположными “берегами” в направлении, перпендикулярном направлению ветра). Потоки вычислены по данным расчетов  $E_{CA16}$  (серые кривые) и  $E_{CA8}$  (черные кривые). Высоты  $z$  (в метрах), для каждой из кривых отмечены цифрами соответствующего цвета. По оси абсцисс отложено расстояние от левой границы “озера”, измеренное в единицах высоты “деревьев”. Из рисунка видно, что распределение флуктуационного потока импульса по длине “озера” автомодельно по отношению к расстоянию от наветренной границы “леса” – кривые на равных безразмерных расстояниях  $z/h$  от поверхности совпадают между собой. Это свойство данного течения может оказаться полезным при дальнейшем построении параметризаций обмена импульсом между атмосферой и водной поверхностью, так как сокращает количество безразмерных параметров, скомбинированных из масштабов длины (в масштабный анализ могли бы войти параметры  $a/h$  и  $b/h$ , где  $a$  и  $b$  – характерные размеры озера в продольном и поперечном направлении). Отметим, что поток импульса на высоте 1.5 м в обоих расчетах намного превышает поток импульса на поверхности. Даже на удалении в сорок высот



**Рис. 6.** а – Осредненный в направлении, перпендикулярном ветру, флуктуационный поток импульса на различном удалении от поверхности в расчетах с неустойчивой стратификацией и различной высотой “деревьев”:  $E_{CA8}$  (черные кривые) и  $E_{CA16}$  (серые кривые). Высота отмечена цифрами соответствующего цвета. б – То же самое для устойчивой стратификации ( $E_{SA8}$  и  $E_{SA16}$ ). Пунктир – поток на поверхности в расчете  $E_{CA8}$ . в – Турбулентные потоки явного тепла. Внизу – расчеты  $E_{SA8}$  и  $E_{SA16}$ ;верху –  $E_{CA8}$  и  $E_{CA16}$ . Потоки уменьшаются по абсолютному значению по мере удаления от поверхности. Пунктир – модуль поверхностного потока в  $E_{SA8}$ .

“деревьев” от левого края “озера” эти потоки различаются между собой в 1.6–1.7 раза. Вблизи левой границы (при  $x/h < 15–20$ ) поток импульса, вычисленный ковариационным методом на высоте 1.5 м может не только превышать поток импульса через поверхность раздела как минимум в два раза, но и иметь принципиально отличающееся распределение по горизонтали.

Аналогичные данные для устойчивой стратификации изображены на рис. 6б. В данном случае полного совпадения между кривыми на равных безразмерных расстояниях  $z/h$  от поверхности не наблюдается. Приповерхностный поток импульса в расчете с неустойчивой стратификацией  $E_{CA8}$  нанесен на рис. 6б пунктирной кривой и не отличается от результатов  $E_{SA8}$  при  $x/h < 25–30$ . Таким образом, устойчивая стратификация приводит к незначительному уменьшению приповерхностного средне-

го ветра и некоторому уменьшению суммарного потока импульса через поверхность раздела воздух–вода в основном из-за большего, чем в конвективном случае, влияния подветренного края “растительности” на турбулентное течение.

По аналогии с потоками импульса построим набор кривых, отображающих кинематические потоки потенциальной температуры  $\langle u'_3 \Theta' \rangle_{t,y}$  в различных экспериментах и на различных модельных уровнях (см. рис. 6в). Кривые при различной стратификации сведены на один график. Из рис. 6в видно, что положительные и отрицательные потоки тепла с поверхности близки между собой по абсолютному значению, особенно вблизи левой кромки “леса”. При неустойчивой стратификации имеет место автомодельность по отношению к безразмерному расстоянию от левого “берега”.

В моделях крупномасштабной циркуляции атмосферы температура воздуха, влажность и скорость ветра известны только в среднем по модельной ячейке, превышающей по размеру размер рассматриваемых озер, и на расстоянии от поверхности, равном высоте первого расчетного уровня (обычно от одного до нескольких десятков метров). При использовании ТПМО неявно подразумевается, что модельная поверхность земли расположена на высоте слоя вытеснения  $D_w$ . Рассматривая вычисленную в LES-модели среднюю скорость ветра в набегающем потоке на высоте  $z - D_w = 10$  м,  $\langle U_{10} \rangle \approx 2.8$  м/с, как аналог скорости ветра в крупномасштабной модели атмосферы, можно оценить ошибку вычисления потоков с поверхности озера при использовании стандартных зависимостей ТПМО. Воспользовавшись универсальными функциями из работы [34] и задавая значение  $z_{0f} = 10^{-4}$  м для поверхности “озера”, получим следующие оценки потоков явного тепла и импульса:  $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = -1.25 \times 10^{-5}$  Км/с,  $\langle u_3' u_1' \rangle_s = -7.1 \times 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> (для устойчивой стратификации при  $\Theta_s - \langle \Theta_{10} \rangle = 5$  К) и  $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = 3.5 \times 10^{-2}$  Км/с,  $\langle u_3' u_1' \rangle_s = -1.4 \times 10^{-2}$  м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> (для неустойчивой стратификации при  $\Theta_s - \langle \Theta_{10} \rangle = +5$  К). Таким образом, стандартный метод вычисления потоков с поверхности приводит к существенным (на несколько порядков) различиям в абсолютной величине этих потоков при различном типе стратификации, чего не наблюдается в проведенных LES-расчетах. В частности, в расчетах  $E_{CA8}$  и  $E_{SA8}$  были получены следующие значения для осредненных по всей поверхности “озера” потоков:  $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = -3.1 \times 10^{-2}$  Км/с,  $\langle u_3' u_1' \rangle_s = -2.1 \times 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> (для устойчивой стратификации) и  $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = 2.96 \times 10^{-2}$  Км/с,  $\langle u_3' u_1' \rangle_s = -1.96 \times 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> (для неустойчивой стратификации). Интересно отметить, что суммарный отрицательный поток тепла с поверхности, полученный в расчете  $E_{SA8}$  по абсолютной величине на два порядка превышает оценку ( $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = -1.5 \times 10^{-4}$  Км/с) этого потока по стандартной методике с использованием параметра шероховатости  $z_{0w} \approx 0.34$  м для поверхности, покрытой лесной растительностью. Большие различия получаются и для неустойчивой стратификации, где соответствующая оценка стандартным методом дает значение  $\langle u_3' \Theta' \rangle_s = 0.6$  Км/с.

#### 4. ВЫВОДЫ

Наиболее важный эффект, выясненный в ходе проведенного исследования, заключается в слабой чувствительности статистических характеристик турбулентного течения над “озером” к термической стратификации. Это обусловлено тем, что значительная часть генерации кинетической энергии турбулентности связана со сдвигом ветра, расположенным на высоте деревьев. Этот механизм обеспечивает более интенсивное турбулентное перемешивание над поверхностью озера, чем перемешивание над однородной поверхностью с теми же аэродинамическими характеристиками. В первом приближении можно рассматривать турбулентный перенос тепла и влаги над поверхностями небольших по размеру водоемов, окруженных лесом, как процесс, близкий к переносу пассивных скаляров.

Для небольших водоемов, окруженных лесом, вычисление потоков явного и скрытого тепла с поверхности не может осуществляться на основе стандартных методов, например, теории подобия Монины—Обухова. Это в равной степени касается и любой другой неоднородной поверхности с чередованием типов растительности. Наиболее значимый эффект неоднородности заключается в значительной интенсификации турбулентного обмена при устойчивой стратификации. Проблема моделирования сильно устойчивых пограничных слоев в рамках моделей прогноза погоды и климата является одной из нерешенных задач современной метеорологии. Например, в [38] показано, что современные численные модели прогноза погоды сильно недооценивают величину приземных температурных инверсий и завышают приземные температуры в зимний период.

Еще один вывод, следующий из результатов расчетов, касается интерпретации результатов натуральных пульсационных измерений над поверхностью водоемов. Было обнаружено, что турбулентные потоки импульса, даже на сравнительно небольшом удалении от поверхности, существенно отличаются от потоков через поверхность раздела. Применение стандартных методик оценки поверхностных потоков импульса, подразумевающих расположение датчиков на высоте ~1.5 м, может привести к большому завышению их значений. Систематическая погрешность измерения (завышающая значение напряжения трения на поверхности в 1.6–1.7 раза) будет присутствовать даже на значительном расстоянии от берега, в 25–30 раз превышающем высоту деревьев. Вблизи берега (на расстояниях менее 15–20-ти высот деревьев) потоки, измеренные по ковариации пульсаций, в большей степени отражают процесс

перемешивания, вызванного наличием сдвига скорости в набегающем потоке на высоте деревьев, и могут принципиально отличаться от напряжений трения на поверхности, в том числе и по пространственному распределению по горизонтали.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 13-02-00978-а, 14-05-91752-АФ-а и 15-35-20958-мол\_а\_вед) и Ведущей научной школы НШ-6147.2014.5. Использовались ресурсы суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mironov D., Heise E., Kourzeneva E. et al. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // *Boreal Env. Res.* 2010. V. 15. № 2. P. 218–230.
2. Dutra E., Stepanenko V.M., Balsamo G. et al. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme // *Boreal Env. Res.* 2010. V. 15. № 2. P. 100–112.
3. Balsamo G., Salgado R., Dutra E. et al. On the contribution of lakes in predicting near-surface temperature in a global weather forecasting model // *Tellus A.* 2012. V. 64. P. 15829.
4. Rouse W.R., Oswald C.J., Binyamin J. et al. The role of northern lakes in a regional energy balance // *J. Hydromet.* 2005. V. 6. № 3. P. 291–305.
5. Oke T.R. *Boundary Layer Climates*. 2nd ed. New York: Routledge Taylor and Francis, 1987. 435 p.
6. Stull R.B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Norwell, Mass: Kluwer Acad., 1988. 670 p.
7. Garratt J.R. *The Atmospheric Boundary Layer*. New York: Cambridge Univ. Press, 1994. 316 p.
8. Mahrt L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer // *Boundary-Layer Meteorol.* 2000. V. 96. № 1–2. P. 33–62.
9. Glendening J.W., Lin Ching-Long. Large Eddy simulation of internal boundary layers created by a change in surface roughness // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59. № 10. P. 1697–1711.
10. Bou-Zeid E., Meneveau C., Parlange M.B. Large-eddy simulation of neutral atmospheric boundary layer flow over heterogeneous surfaces: Blending height and effective surface roughness // *Water Resour. Res.* 2004. V. 40. № 2. W02505.
11. Bou-Zeid E., Parlange M., Meneveau C. On the parameterization of surface roughness at regional scales // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64. № 1. P. 216–227.
12. Stoll R., Porte-Agel F. Dynamic subgrid-scale models for momentum and scalar fluxes in large-eddy simulations of neutrally stratified atmospheric boundary layers over heterogeneous terrain // *Water Resour. Res.* 2006. V. 42. № 1. W01409.
13. Stoll R., Porte-Agel F. Surface heterogeneity effects on regional-scale fluxes in stable boundary layers: surface temperature transitions // *J. Atmos. Sci.* 2009. V. 66. № 2. P. 412–431.
14. Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J. et al. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments // *Limnol. Oceanogr.* 2006. V. 51. № 5. P. 2388–2397.
15. Condie S.A., Webster I.T. Estimating stratification in shallow water bodies from mean meteorological conditions // *J. Hydraul. Eng.* 2001. V. 127. № 4. P. 286–292.
16. Boehrer B., Schultze M. Stratification of lakes // *Rev. Geophys.* 2008. V. 46. № 2. RG2005.
17. Chen J.M., Clack T.A., Novak M.D., Adams R.S. A wind tunnel study of turbulent airflow in forest clear cuts // *In Wind and Trees.* / Eds: Coutts M.P., Grace J. Cambridge Univ. Press, New York: 1995. P. 71–87.
18. Markfort C.D., Perez A.L.S., Thill J.W. et al. Wind sheltering of a lake by a tree canopy or bluff topography // *Water Resour. Res.* 2010. V. 46. № 3. W03530.
19. Detto M., Katul G.G., Siqueira M. et al. The structure of turbulence near a tall forest edge: The backward-facing step flow analogy revisited // *Ecol. Appl.* 2008. V. 18. № 6. P. 1420–1435.
20. Liu J., Chen J.M., Black T.A., Novak M.D. E-ε modeling of turbulent air flow downwind of a model forest edge // *Boundary-Layer Meteorol.* 1996. V. 77. № 1. P. 21–44.
21. Patton E.G., Shaw R.H., Judd M.J., Raupach M.R. Large-eddy simulation of windbreak flow // *Boundary-Layer Meteorol.* 1998. V. 87. № 2. P. 275–306.
22. Wilson J.D., Flesch T.K. Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. III. A windflow model to diagnose spatial variation // *Agric. For. Meteorol.* 1999. V. 93. № 4. P. 259–282.
23. Yang B., Raupach M.R., Shaw R.H. et al. Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Pt I: flow statistics // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 120. № 3. P. 377–412.
24. Yang B., Morse A., Shaw R.H., Paw K.T. Large-eddy simulation of turbulent flow across a forest edge. Pt II: momentum and turbulent kinetic energy budget // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 121. № 3. P. 433–457.
25. Cassiani M., Katul G.G., Albertson J.D. The effects of canopy leaf area index on airflow across forest edges: large-eddy simulation and analytical results // *Boundary-Layer Meteorol.* 2008. V. 126. № 3. P. 433–460.
26. Foken T. The energy balance closure problem: an overview // *Ecological Applications.* 2008. V. 18. № 6. P. 1351–1367.
27. Nordbo A., Launiainen S., Mammarella I. et al. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique // *J. Geophys. Res.*: 2011. V. 116. № D2. P. 1–17.
28. Stepanenko V.M., Martynov A., Johnk K.D. et al. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow, turbid midlatitude lake // *Geosci Model Dev.* 2013. V. 6. № 4. P. 1337–1352.
29. Stepanenko V., Johnk K.D., Machulskaya E. et al. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models // *Tellus A.* 2014. V. 66. P. 21389.
30. DeCosmo J., Katsaros K.B., Smith S.D. et al. Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № C5. P. 12001–12016.

31. Глазунов А.В. Численное моделирование турбулентных течений над поверхностью городского типа при нейтральной стратификации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 2. С. 156–165.
32. Глазунов А.В. Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над плоской и городской поверхностями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 271–281.
33. Глазунов А.В. Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над поверхностью городского типа. Спектры и масштабы, параметризация профилей температуры и скорости // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 4. С. 406–419.
34. Глазунов А.В. Вихреразрешающее моделирование турбулентности с использованием смешанного динамического локализованного замыкания. Часть 1. Формулировка задачи, описание модели и диагностические численные тесты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 7–28.
35. Charnock H. Wind stress on a water surface // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1955. V. 81. № 350. P. 639–640.
36. Zilitinkevich S.S. On the computation of the basic parameters of the interaction between the atmosphere and the ocean // Tellus. 1969. V. 21. № 1. P. 17–24.
37. Sadovnichy V., Tikhonravov A., Voevodin Vl., Opasnenko V. “Lomonosov”: Supercomputing at Moscow State University // Contemporary high performance computing: from petascale toward Exascale (Chapman & Hall/CRC Computational Science). Boca Raton, USA: CRC Press, 2013. P. 283–307.
38. Atlaskin E., Vihma T. Evaluation of NWP results for wintertime nocturnal boundary-layer temperatures over Europe and Finland // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2012. V. 138. № 667. P. 1401–1680.

## Large-Eddy Simulation of Stratified Turbulent Flows over Heterogeneous Landscapes

A. V. Glazunov<sup>a, b</sup> and V. M. Stepanenko<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119991 Russia

<sup>b</sup> Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia

e-mail: glazunov@inm.ras.ru

<sup>c</sup> Moscow State University, Moscow, 119234 Russia

e-mail: vstepanenkomeister@gmail.com

Received October 23, 2014

**Abstract**—Large-eddy simulation (LES) runs are performed to calculate flows over heterogeneous surfaces imitating small forest lakes. Regularities in the turbulent exchange of heat and momentum over such objects are examined. A weak sensitivity of turbulence characteristics over a “lake” to thermal stratification is noted. Problems of the representativeness of field eddy covariance measurements of turbulent fluxes over such objects are discussed.

**Keywords:** atmospheric boundary layer, lake, turbulence, large-eddy simulation, LES