

## Лабораторное и численное моделирование устойчиво стратифицированного ветрового потока над водной поверхностью

Д. А. Сергеев,<sup>1,2,а</sup> О. А. Дружинин,<sup>1,2,б</sup> Ю. И. Троицкая,<sup>1,2,в</sup> В. Т. Цай,<sup>3</sup> М. И. Вдовин,<sup>1</sup> А. А. Кандауров<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт прикладной физики РАН, Россия, 603950, Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46.

<sup>2</sup> Нижегородский государственный университет имени Н. И. Лобачевского, Россия, 603950, Нижний Новгород, пр. Гагарина, д. 23.

<sup>3</sup> Национальный университет Тайваня, Тайвань, 10617, Тайбей, ул. Рузвельта, № 1, секция 4.

Статья поступила 01.02.2018, принята к публикации 09.02.2018.

Целью настоящей работы является проведение лабораторного и прямого численного моделирования (DNS) турбулентного ветрового потока над водной поверхностью в условиях устойчивой стратификации воздушного пограничного слоя. Лабораторный и численный эксперименты проводились при одинаковых балковых числах Рейнольдса ( $Re$ ) и Ричардсона ( $Ri$ ), что позволило впервые напрямую сравнить результаты измерений и расчета. В лабораторном эксперименте, выполнявшемся на ветровом канале (ВВК) большого термостратифицированного бассейна (БТСБ) ИПФ РАН, была достигнута разница температуры между воздухом и водой до  $20^\circ\text{C}$  при относительно низкой скорости ветра (до 3 м/с). Это позволило реализовать сильную устойчивую стратификацию с балковым  $Ri$  до 0.04. Скорость воздушного потока измерялась как контактным способом (трубка Пито), так и методом, основанным на визуализации потока — Particle Image Velocimetry (PIV). Также параллельно измерялась температура воздушного потока при помощи контактного датчика. Аналогичные балковые числа  $Re$  и  $Ri$  реализованы в DNS турбулентного течения Куэтта, которое моделирует приводный атмосферный погранслоя с постоянным турбулентным потоком импульса. Средние профили скорости и температуры, полученные в лабораторном и численном экспериментах, хорошо согласуются друг с другом, а также хорошо описываются в рамках теории подобия Монина—Обухова. Результаты эксперимента свидетельствуют о том, что хотя достаточно сильная стратификация и допускает статистически стационарный турбулентный режим, но приводит к резкому уменьшению потоков импульса и тепла. Для данного режима продемонстрировано, что турбулентное число  $Re_L$  для погранслоя (основанное на масштабе длины Обухова и скорости трения) удовлетворяет известному критерию, характеризующему стационарную турбулентность в условиях сильной стратификации.

**Ключевые слова:** пограничный слой, ветер, волны, стратификация, численное моделирование, лабораторный эксперимент.

УДК: 551.468. PACS: 92.10.–с, 92.60.Fm.

### ВВЕДЕНИЕ

Для корректной параметризации турбулентного обмена, происходящего в приводном атмосферном пограничном слое, в крупномасштабных прогностических моделях погоды и климата важно знать детальные параметры протекающих в нем мелкомасштабных процессов. В условиях сравнительно небольшой разницы температур (около нескольких градусов) между воздухом и водой и достаточно сильного ветра (от нескольких метров в секунду), поток в приводном пограничном слое (ППС) можно считать турбулентным и слабо стратифицированным и его характеристики хорошо предсказываются теорией подобия Монина—Обухова [1]. Особый интерес представляет субкритический режим достаточно сильной устойчивой стратификации, при котором ветер еще статистически стационарный и турбулентный, несмотря на то, что потоки импульса и тепла могут резко уменьшаться в сравнении со случаем слабо стратифицированного потока. На практике такой режим реализуется, например, при адвекции относительно теплого материкового воздуха в область более холодной морской или озерной водной поверхности в весенний сезон, когда разница температур воды и воздуха может быть довольно значительной (больше  $10^\circ\text{C}$ ) для того, чтобы эффекты стратификации стали сильными при достаточно низких ветрах (около

3 м/с или ниже) (см. [2, 3]). Имеющиеся натурные наблюдения и лабораторные эксперименты показывают, что сильная устойчивая стратификация эффективно ослабляет турбулентный обмен импульсом и теплом в пограничном слое в сравнении со случаем режима слабо стратифицированного турбулентного погранслоя, при котором еще применима теория подобия Монина—Обухова (см. [4]). Детальные экспериментальные измерения профилей скорости и температуры устойчиво стратифицированного пограничного слоя (от случая слабой до сильной стратификации) были проведены в работе [5]. В этом лабораторном эксперименте исследовался воздушный поток над холодным твердым дном в термостратифицированном ветровом канале. Балковая скорость потока  $U_0$  была в пределах от 0.8 м/с до 3 м/с, разница между температурой воздуха и твердым дном  $\Delta T$  варьировалась от  $46$  до  $57^\circ\text{C}$ , балковые числа  $Re$  и  $Ri$ , соответственно  $Re = O(10^4 - 10^5)$  и  $Ri = O(0.1 - 1)$ . Результаты демонстрируют, что под влиянием устойчивой стратификации скорость ветра в пограничном слое, нормированная на балковую скорость, уменьшается в сравнении со случаем слабо стратифицированного потока. Результаты также демонстрируют уменьшение турбулентного потока импульса при усилении стратификации. Однако в этой работе не было представлено сравнение между экспериментальными результатами, полученными в условиях сильной стратификации, и предсказанием теории подобия Монина—Обухова.

<sup>а</sup> E-mail: druzhinin@hydro.appl.sci-nnov.ru

<sup>б</sup> E-mail: daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru

<sup>в</sup> E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

В наших предыдущих работах мы изучали устойчиво стратифицированный поток над водной поверхностью при помощи прямого численного моделирования (DNS) для широкого диапазона значений балковых чисел  $Re$  и  $Ri$  [6]. DNS не требует параметризаций и позволяет работать со всеми физически важными масштабами вплоть до характерных масштабов вязкой диссипации (т. е. колмогоровского масштаба). При сравнительно малых числах Ричардсона DNS описывает статистически стационарный турбулентный режим с вертикальными профилями скорости и температуры, подчиняющимся теории подобия Монина—Обухова. Мы исследовали переход от турбулентного к ламинарному режиму в зависимости от чисел  $Re$  и  $Ri$  и сравнивали результаты с исследованиями из [7]. В этой работе собраны данные лабораторных и численных экспериментов и проведено собственное DNS для анализа перехода от турбулентного режима к ламинарному в терминах турбулентного числа  $Re_L$ , вычисляемого на основе масштаба длины Обухова и скорости трения. Основным результатом, полученный в [7], заключается в том, что стационарный турбулентный режим поддерживается при  $Re_L > 100$ , в противном случае поток становится ламинарным. Результаты [6] подтвердили этот критерий. Тем не менее по-прежнему недостаточно знаний о пороговом режиме, при котором пограничный слой может быть рассмотрен как статистически стационарный турбулентный режим, а его поведение описывается теорией подобия Монина—Обухова в зависимости от условий стратификации. Данное исследование направлено на лабораторное и численное изучение такого режима.

Мы провели как лабораторное, так и численное моделирование турбулентного ветрового потока над водной поверхностью в условиях сильной и слабой стратификации. Лабораторный и численный эксперименты были проведены при одинаковых балковых числах  $Ri$  и  $Re$ , что позволило впервые напрямую сравнить результаты измерений и DNS.

Статья организована следующим образом. В первом разделе кратко формулируется прогноз теории подобия Монина—Обухова для случая слабой стратификации пограничного слоя. Во втором разделе описывается схема лабораторного эксперимента, методики измерений и процедура численного моделирования, а также сопоставляются их результаты. Заключение содержит обсуждение и выводы.

### 1. ПРОГНОЗ ТЕОРИИ ПОДОБИЯ МОНИНА—ОБУХОВА ДЛЯ ПРОФИЛЕЙ СКОРОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА СЛУЧАЙ СЛАБО СТРАТИФИЦИРОВАННОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ

Устойчиво стратифицированный пограничный слой принято называть слабоустойчивым в том случае, если реализуется статистически стационарный турбулентный режим, несмотря на влияние эффектов плавучести [4]. В таком слабо стратифицированном течении пограничного слоя зависимость средней скорости  $U(z)$ , а также отклонение средней температуры от референсного значения вблизи поверхности,  $(T(z) - T_0)$ , от высоты  $z$  в области постоянного турбулентного напряжения описывается теорией подобия Монина—

Обухова [1] как:

$$\frac{U(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_{0U}} + C_U \frac{z}{L} \right), \quad (1)$$

$$\frac{T(z) - T_0}{T_*} = \frac{Pr_t}{\kappa} \left( \ln \frac{z}{z_{0T}} + C_T \frac{z}{L} \right), \quad (2)$$

где  $\kappa$  — постоянная Кармана,  $C_U$  и  $C_T$  — эмпирические безразмерные константы,  $Pr_t$  — турбулентное число Прандтля. Типичные значения для большинства природных и лабораторных исследований  $\kappa = 0.4$ ,  $C_U = 2$ ,  $C_T \sim C_U$  и  $Pr_t = 0.85$ . Турбулентные масштабы скорости и температуры, обозначаемые как  $u_*$  (скорость трения, измеряемая в метрах в секунду) и  $T_*$  (измеряемая в кельвинах), выражаются через турбулентные потоки импульса и тепла  $\tau$  и  $F$  как

$$u_* = \sqrt{\tau}, \quad T_* = F/\sqrt{\tau}, \quad (3)$$

где  $\tau$  и  $F$  берутся на достаточно большом расстоянии от поверхности, где они приближаются к своим асимптотическим значениям. Турбулентное число Прандтля,  $Pr_t$ , определяется как:

$$Pr_t = \frac{u_*}{T_*} \frac{dT}{dz} \left( \frac{dU}{dz} \right)^{-1}, \quad (4)$$

Турбулентный масштаб длины Обухова  $L$  (измеряется в метрах):

$$L = \frac{u_*^2}{(g/T_0)T_*} \quad (5)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения. Отметим, что наше определение масштаба Обухова  $L$  (см. (5)) не содержит постоянной Кармана,  $\kappa$ , в то время как пространственная версия этого масштаба,  $\tilde{L}$ , содержит  $\kappa$  в знаменателе, таким образом,  $\tilde{L} = L/\kappa$ . Тогда второе слагаемое в правой части уравнений (1) и (2) превращается в  $C_U \frac{\eta}{\kappa \tilde{L}} = \tilde{C}_U \frac{\eta}{\tilde{L}}$  и  $C_T \frac{\eta}{\kappa \tilde{L}} = \tilde{C}_T \frac{\eta}{\tilde{L}}$ , где  $\tilde{C}_U = \frac{C_U}{\kappa}$  и  $\tilde{C}_T = \frac{C_T}{\kappa}$  соответственно.

Длины шероховатости  $z_{0U}$  и  $z_{0T}$  в случае аэродинамически гладкой плоской поверхности определяются общепринятыми соотношениями (например, [1]):

$$z_{0U} = \frac{\nu}{u_*} \exp(-5\kappa), \quad z_{0T} = \frac{\nu}{u_*} \exp(-2.5\kappa),$$

где  $\nu$  — кинематическая вязкость воздуха.

Балковые числа  $Re$  и  $Ri$  определяются как

$$Re = \frac{U_0 \delta}{\nu} \quad Ri = g \frac{\Delta T}{T_0} \frac{\delta}{U_0^2},$$

где  $\delta$  — характерная высота (толщина) погранслоя,  $U_0 = U(z = \delta)$ ,  $\Delta T = T(z = \delta) - T_0$ . Отметим, что, согласно уравнению (1), ответ на вопрос, будет ли скорость ветра увеличиваться или уменьшаться относительно балковой скорости с усилением влияния стратификации (т. е. с ростом  $Ri$ ), зависит от  $L$ , которые определяются турбулентными потоками импульса и тепла.

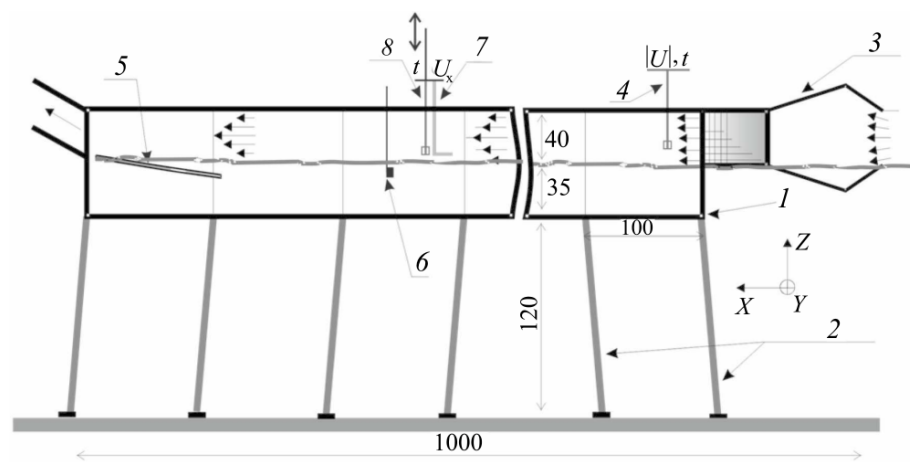


Рис. 1. Схема ветроволнового канала с оборудованием и установленными контактными средствами измерений. Размеры приведены в сантиметрах. 1 — ветроволновой канал; 2 — вертикальные опоры; 3 — конфузор; 4 — термоанемометр на входе в канал для контроля параметров; 5 — волногаситель; 6 — датчик температуры воды; 7 — трубка Пито на сканирующем устройстве; 8 — датчик температуры воздуха

## 2. ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ, ЧИСЛЕННЫЕ РАСЧЕТЫ И СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Лабораторный эксперимент проводился на ВВК, установленном в БТСБ ИПФ РАН. Подробное описание установки приведено в работе [8]. Общая схема эксперимента показана на рис. 1. Измерения выполнялись для двух случаев: сильной и слабой стратификации ветрового потока. Для моделирования устойчивой стратификации пограничного слоя входящий воздушный ветровой поток предварительно нагревался до  $35^{\circ}\text{C}$ , температура водной поверхности при этом оставалась постоянной —  $15^{\circ}\text{C}$ . Такой режим удавалось поддерживать за счет того, что общий объем воды в чаше БТСБ большой (около  $120\text{ м}^3$ ), а площадь занятая ВВК всего  $4\text{ м}^2$  (менее 5% от общей площади чаши БТСБ). Поэтому нагрев воды за счет ветра во время экспериментов незначителен. Таким образом, разница балковых температур между воздухом и водой при слабой стратификации составляла  $4^{\circ}\text{C}$ , а при сильной — около  $20^{\circ}\text{C}$ . Балковая скорость ветра в обоих случаях стратификации была в диапазоне  $2\text{--}3\text{ м/с}$ . Такие условия лабораторного эксперимента обеспечивали значения балковых чисел в диапазоне  $Re \approx 40000\text{--}60000$  и  $Ri \approx 0.01\text{--}0.04$  соответственно. Профиль средней скорости ветра измерялся в рабочей секции, расположенной на расстоянии  $7.5\text{ м}$  от входа в ветроволновой канал, при помощи трубки Пито, закрепленной на сканирующем устройстве (рис. 1). Рядом с трубкой Пито на сканирующем устройстве был закреплен пленочный термометр, который позволял измерить профиль средней температуры воздушного потока. Для снижения статистической ошибки проводилось усреднение профилей по 5 разным экспериментальным реализациям.

Пито дает лишь средние характеристики скорости воздушного потока, что не позволяет напрямую получить информацию о турбулентном потоке импульса (сдвигом турбулентном напряжении). Для измерения полей скорости ветра применялся метод, основанный на визуализации течений жидкости или газов, — PIV. Общая схема применения PIV-метода (рис. 2) основана на использовании непрерывной лазерной подсветки и была аналогична использованной в [9]. Для визуализации воздушного потока в первой секции ветро-

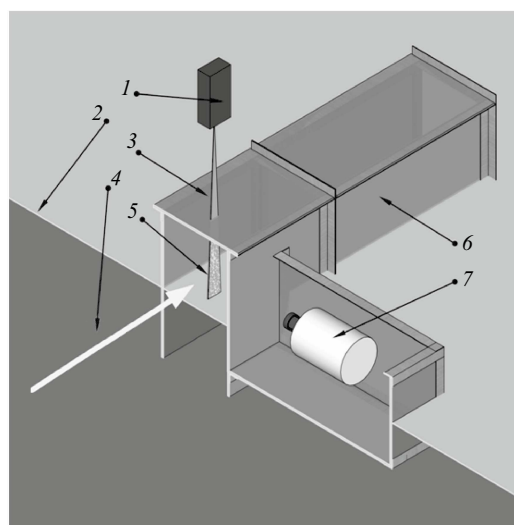


Рис. 2. Поперечная секция канала: 1 — непрерывный лазер; 2 — водная поверхность; 3 — лазерный нож; 4 — направление ветра; 5 — PIV-частицы; 6 — подводная часть канала; 7 — высокоскоростная камера

волнового канала в воздушный поток инжестировались полиамидные частицы размером  $20\text{ мкм}$  (рис. 2). В рабочей секции ( $7.5\text{ м}$  от начала канала) был сформирован вертикальный лазерный нож посередине канала вдоль направления ветра. Движение частиц в поле лазерного ножа фиксировалось на высокоскоростную камеру «Видеоскан» «ВидеоСпринт» (скорость съемки  $3012\text{ кадров/с}$ , время экспозиции  $100\text{ мкс}$ , размер кадра  $1280 \times 166$  пиксел ( $250 \times 32\text{ мм}$ ), масштаб  $195\text{ мкм/пэл}$ ). Для каждого режима было сделано 20 записей длительностью  $0.5\text{--}2\text{ с}$  каждая. При помощи кросс-корреляционного анализа смещения частиц на последовательных кадрах записи были получены мгновенные поля скорости. Использовалась подпиксельная интерполяция пика кросскорреляционной функции по трем точкам для увеличения точности определения смещения (скорости). Полученные мгновенные поля скорости были отфильтрованы по разности между локальным значением скорости и средним значением на заданной высоте. Профили средней скорости были получены путем усреднения фильтрованных полей

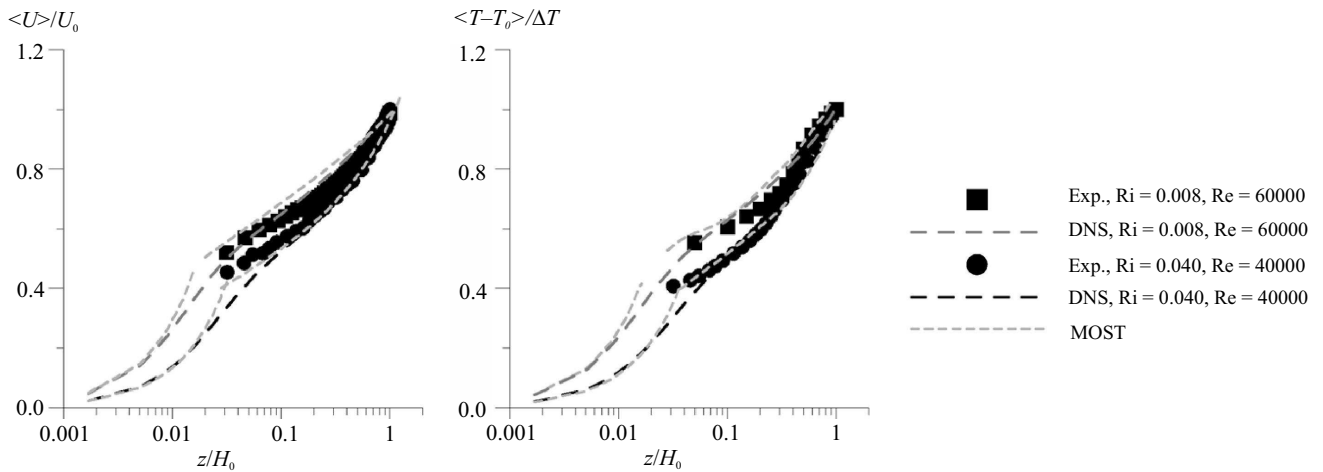


Рис. 3. Вертикальные профили средней скорости (слева) и температуры (справа) для слабо- и сильностратифицированного пограничного слоя над гладкой водной поверхностью, полученные в лабораторном эксперименте (символы) и в DNS (черный пунктир). Теоретический прогноз теории подобия Монина–Обухова отмечен серым пунктиром

скорости по времени и горизонтальной координате. Средние профили скорости использовались для оценки поля флуктуаций скорости, которое затем усреднялось аналогичным образом. Таким образом, для каждой записи были получены профили средней скорости и потоков импульса. Разрешение по вертикальной координате при этом составило около 2.5 мм. Прямое численное моделирование устойчиво стратифицированного потока Куэтта было проведено при тех же  $Re$  и  $Ri$ , что и лабораторный эксперимент. Параметры численного эксперимента были аналогичны лабораторным. Декартовы координаты выбраны таким образом, что ось  $x$  ориентирована по направлению ветрового потока, ось  $z$  — в вертикальном направлении и ось  $y$  — перпендикулярно потоку. Периодические граничные условия принимались по осям  $x$  и  $y$ . Граничные условия прилипания были заданы для верхней и нижней горизонтальных граничных плоскостей, разделенных расстоянием  $D$  и движущихся в противоположных направлениях вдоль оси  $x$  со скоростями  $\pm 0.5U_0$ . Условия устойчивой стратификации были реализованы путем присвоения нижней границе температуры  $T = T_0$ , а верхней границе  $T = T_0 + \Delta T$ , где  $\Delta T > 0$ . Поскольку балковая скорость ветра в лабораторном эксперименте относительно невелика (менее 3 м/с), поверхностные ветровые волны практически отсутствовали и поверхность воды оставалась аэродинамически гладкой. Поэтому при проведении DNS также рассматривалась аэродинамически гладкая (плоская) поверхность воды.

Численный алгоритм был основан на интегрировании полных трехмерных уравнений Навье–Стокса для несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска (см. [7]). Управляющими параметрами в DNS служили балковые числа  $Re$  и  $Ri$ , определенные как

$$Re = \frac{U_0 D}{\nu}, \quad Ri = g \frac{\Delta T D}{T_0 U_0^2}.$$

В DNS мы принимали  $Re = 60000$  и  $Ri = 0$  для нестратифицированного случая и  $Re = 40000$  и  $Ri = 0.04$  для стратифицированного, что соответствовало условиям лабораторного эксперимента. Организация процедуры DNS была аналогична тому, что обсуждалось в [7]. Поле скорости в DNS задавалось в виде слабо возмущенного по скорости ламинарного

течения Куэтта, а начальное возмущение поля температуры полагалось равным нулю. Интегрирование проводилось до момента установления статистически стационарного режима. Затем бралась выборка полей скорости и температуры, по которым путем усреднения по времени и координатам  $x$  и  $y$  вычислялись средние вертикальные профили.

На рис. 3 приведено сравнение средних профилей скорости и температуры, полученных в лабораторном и численном экспериментах, а также теоретически ожидаемых профилей, полученных из уравнений (1)–(5). Экспериментальные профили скорости нормированы на максимальную (балковую) скорость  $U_0 = U(z = H_0)$ , которая достигается примерно в центре канала на высоте  $z = H_0 \approx 24$  см. Профили температуры воздуха относительно поверхности воды также были нормированы с использованием балковых температур  $\Delta T(H_0)$ . В свою очередь профили, полученные в DNS, были нормированы на среднюю скорость и температуру в середине области вычисления при  $z = 0.5D$ .

Рис. 3 демонстрирует очень хорошее соответствие между лабораторными, численными и теоретическими результатами в рамках теории подобия Монина–Обухова. Отметим, что продемонстрированное соответствие было получено при значении  $Sc_T = 6$ . Из рисунка также видно, что усиление стратификации приводит к уменьшению средней скорости по сравнению с балковой на всей толщине погранслоя.

Следует отметить также, что поток тепла в лабораторном эксперименте не измерялся. На рис. 3 для предсказания теории подобия Монина–Обухова (MOST) использован поток тепла из численного эксперимента. Однако поскольку параметры DNS задавались на основе данных лабораторного эксперимента и рисунок показывает хорошее согласие между численным и лабораторным экспериментами как для скорости, так и для температуры, можно заключить, что масштаб Обухова в DNS близок к его значению в лабораторном эксперименте.

Реализованное в DNS течение соответствует случаю статистически стационарного турбулентного режима стратифицированного пограничного слоя согласно критериям из работы [6]. Авторы этой работы собрали



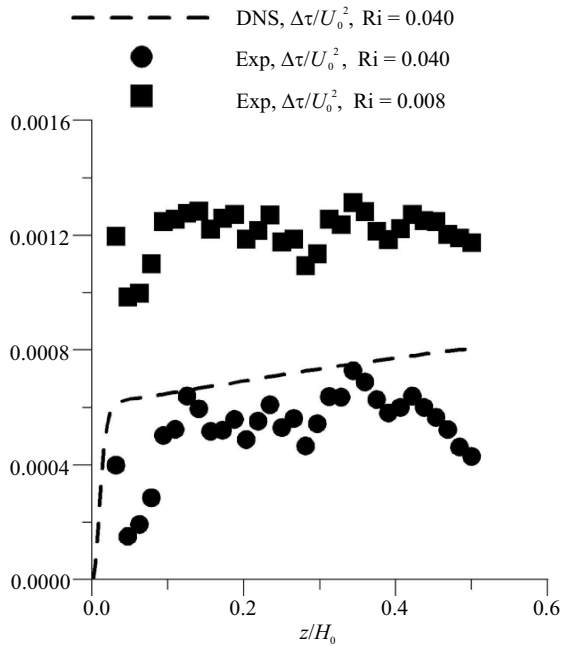


Рис. 4. Вертикальный профиль турбулентного потока импульса, нормированный на квадрат балковой скорости  $\tau/U_0^2$ , полученный в лабораторном эксперименте при слабостратифицированном режиме с  $Ri \approx 0.008$  (квадраты), а также относительное снижение потока импульса  $\Delta\tau/U_0^2$ , полученное также в лабораторном эксперименте и в DNS для  $Ri \approx 0.04$  (круги и пунктирная кривая соответственно)

доступные лабораторные и численные данные и провели свое DNS для анализа перехода от турбулентного режима к ламинарному в терминах турбулентного числа Рейнольдса,  $Re_L$ , выражаемого через масштаб длины Обухова и скорость трения:

$$Re_L = \frac{Lu_*}{\kappa\nu}.$$

Основной результат, полученный в [6], заключается в утверждении (полученном асимптотическим анализом), что стационарный турбулентный режим поддерживается при  $Re_L > 100$ . В противном случае турбулентность затухает, и поток становится ламинарным. В наших DNS-расчетах  $u_* \approx 0.018U_0$  и  $L \approx 0.37D$ , таким образом,  $Re_L \approx 270$ .

На рис. 4 представлены вертикальный профиль турбулентного потока импульса, нормированный на квадрат балковой скорости  $\tau/U_0^2$ , полученный в лабораторном эксперименте при слабостратифицированном режиме с  $Ri \approx 0.008$ , а также относительное снижение потока импульса  $\Delta\tau/U_0^2$ , полученное в лабораторном эксперименте и в DNS для  $Ri \approx 0.04$ . Рисунок демонстрирует значительное снижение турбулентного потока импульса (больше 50%) в условиях сильной стратификации.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Были проведены лабораторный эксперимент и прямое численное моделирование турбулентного ветрового потока над водной поверхностью в условиях

устойчивой стратификации. Оба эксперимента проводились при одинаковых балковых числах Рейнольдса и Ричардсона, что позволило провести прямое сравнение полученных результатов. В обоих исследованиях изучались случаи слабой и сильной стратификации. При сильной стратификации разница температур между водой и воздухом в лабораторном эксперименте достигала  $20^\circ\text{C}$ , а скорость ветра была около 3 м/с. Это позволило достичь сравнительно большого значения балкового числа  $Ri \approx 0.04$  и соответствующего балкового числа  $Re \approx 60000$ . Скорость ветра измерялась контактными (трубка Пито) и бесконтактными (PIV) методами. Одновременно с этим измерялась температура воздуха при помощи группы контактных датчиков. Такие же балковые числа  $Re$  и  $Ri$  использовались для прямого численного моделирования, в котором турбулентное течение Куэтта являлось моделью приводного пограничного атмосферного слоя с постоянным напряжением.

Результаты лабораторно эксперимента и DNS демонстрируют хорошее соответствие друг другу, а также прогнозу теории подобия Монина—Обухова. Хотя в условиях сильной стратификации наблюдается резкое уменьшение турбулентного потока импульса и тепла, тем не менее, прогноз теории подобия Монина—Обухова все еще является хорошей аппроксимацией для профилей скорости ветра и температуры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00703, № 18-05-00265, № 16-55-52022), грантами Президента РФ (СП-1740.2016.1 и МК-2041.2017.5), грантом РНФ 14-17-00667 (выполнялись численные расчеты), грантом РНФ 15-17-20009 (разработана система управления температурой в канале ВБК).

Эксперименты выполнялись на УНУ «Комплекс крупномасштабных геофизических стендов» (<http://ckp-rf.ru/usu/77738>).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Monin A. S., Yaglom A. M. Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence. 1. MIT Press: Cambridge, Massachusetts and London, England. 1971.
2. Melas D. // Boundary-Layer Meteorol. 1989. 48. P. 361.
3. Mulhearn P. J. // Boundary-Layer Meteorol. 1981. 21. P. 247.
4. Mahrt L. // Annu. Rev. Fluid Mech. 2014. 46, P. 23.
5. Ohya Y., Neff D., Meroney R. N. // Boundary-Layer Meteorol. 1997. 83, P. 139.
6. Flores O., Riley J. J. // Boundary-Layer Meteorol. 2011. 139. P. 241.
7. Druzhinin O. A., Troitskaya Yu. I., Zilitinkevich S. S. // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2016. 142. P. 759.
8. Troitskaya Y. I., Sergeev D. A., Kandaurov A. A. et al. // J. Geophys. Res. 2012. 117.
9. Сергеев Д. А. // Приборы и техника эксперимента. 2009. № 3. С. 138. (Sergeev D. A. // Instrum. Exp. Tech. 2009. 52, № 3. P. 438.)

**Laboratory and Numerical Modeling of a Stably Stratified Wind Flow over a Water Surface**O.A. Druzhinin<sup>1,a</sup>, D. A. Sergeev<sup>1,2,b</sup>, Y. I. Troitskaya<sup>1,2,c</sup>, W. T. Tsai<sup>3,d</sup>, M. I. Vdovin<sup>1,e</sup>, A. A. Kandaurov<sup>1,2,f</sup><sup>1</sup>*Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, 46 Ul'yanov Street, 603950, Nizhny Novgorod, Russia.*<sup>2</sup>*Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod 23 Prospekt Gagarina, 603950, Nizhny Novgorod, Russia*<sup>3</sup>*National Taiwan University, No. 1, Section 4, Roosevelt Rd, 10617, Taipei City, Taiwan.*E-mail: <sup>a</sup>[druzhinin@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:druzhinin@hydro.appl.sci-nnov.ru), <sup>b</sup>[daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru), <sup>c</sup>[yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru),<sup>d</sup>[wtsai@ntu.edu.tw](mailto:wtsai@ntu.edu.tw), <sup>e</sup>[arfirius@yandex.ru](mailto:arfirius@yandex.ru), <sup>f</sup>[green.pb@gmail.com](mailto:green.pb@gmail.com).

The objective of this paper was to perform laboratory modeling and direct numerical simulation of a turbulent wind flow over a water surface under stable stratification conditions of the air boundary layer. Laboratory and numerical experiments were carried out with the same bulk Reynolds (Re) and Richardson (Ri) numbers, which first allowed direct comparison between measurements and calculations. A wind flow with an air–water temperature difference of up to 20°C and a relatively low wind speed (up to 3 m/s) were obtained in laboratory experiments in the wind–wave flume of the large thermostratified tank at the Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences. This allowed a sufficiently strong stable stratification with a bulk Richardson number of up to 0.04. The air velocity is obtained using both contact (a Pitot tube) and particle image velocimetry methods. At the same time, the air temperature profile is also measured by a set of contact probes. Analogous bulk Richardson and Reynolds numbers are prescribed in the direct numerical simulation, where the turbulent Couette flow is considered as a model of the near water constant-stress atmospheric boundary layer. The mean velocity and temperature profiles obtained in our laboratory and numerical experiments agree well; they are also predicted well by the Monin–Obukhov similarity theory. The experimental results state that sufficiently strong stratification, although it allows a statistically stationary turbulent regime, leads to a sharp decrease in momentum and heat fluxes. For this regime it is demonstrated that the turbulent Reynolds number for the boundary layer (based on the Obukhov length-scale and friction velocity) satisfies the known criterion that characterize stationary strongly stratified turbulence.

*Keywords:* boundary layer, wind, waves, stratification, numerical modeling, laboratory experiment.

PACS: 92.10.–c, 92.60.Fm.

*Received 01 February 2018.*English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2018. **73**, No. 6. Pp. 710–715.**Сведения об авторах**

1. Сергеев Даниил Александрович — ИПФ РАН, канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник, тел.: (831) 416-47-16, e-mail: [daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru).
2. Дружинин Олег Александрович — ИПФ РАН, доктор физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник, тел.: (831) 416-47-60, e-mail: [druzhinin@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:druzhinin@hydro.appl.sci-nnov.ru).
3. Троицкая Юлия Игоревна — ИПФ РАН, доктор физ.-мат. наук, вед. науч. сотрудник, тел.: (831) 436-82-97, e-mail: [yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru](mailto:yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru).
4. Ву Тинг Тсай — профессор.
5. Вдовин Максим Игоревич — ИПФ РАН, мл. науч. сотрудник, тел.: (831) 416-47-09, e-mail: [arfirius@yandex.ru](mailto:arfirius@yandex.ru).
6. Кандауров Александр Андреевич — ИПФ РАН, канд. физ.-мат. наук, науч. сотрудник, тел.: (831) 416-47-09, e-mail: [green.pb@gmail.com](mailto:green.pb@gmail.com).