

Исследование структуры атмосферной турбулентности над неоднородным ландшафтом

В.М. Степаненко¹, И.А. Репина^{2,1}, К.В. Барсков^{2,1}, А.Ю. Артамонов², В.Ю. Богомолов^{4,1},
М.И. Варенцов^{1,2}, А.В. Гавриков³, А.Д. Пашкин^{2,1}

¹Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва

²Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, г. Москва

³Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г. Москва

⁴Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

Введение

В современных методах определения характеристик турбулентного обмена между поверхностью Земли и атмосферой используются теории, базирующиеся на гипотезе статистической стационарности и однородности турбулентного потока. Традиционно применяемые в атмосферном моделировании, энергобалансовых и биогеохимических расчетах параметризации основаны на выводах теории подобия Монина-Обухова, которая предполагает подстилающую поверхность, обладающую однородным горизонтальным распределением аэродинамической и температурной шероховатости и турбулентных потоков.

В 1946 году А.М. Обухов определил универсальный масштаб для обменных процессов в приземном слое атмосферы (Обухов 1946) $L = -\frac{u_*^3}{\kappa \left(\frac{g}{T_0}\right) \left(\frac{H}{c_p \rho}\right)}$, который

связывает между собой параметр плавучести $\left(\frac{g}{T_0}\right)$, динамическую скорость u_* и

турбулентный поток явного тепла H . Здесь g - ускорение свободного падения, T_0 - температура приземного воздуха, c_p - теплоемкость воздуха, ρ - плотность воздуха, κ - постоянная Кармана. Масштаб L можно интерпретировать как высоту, пропорциональную высоте динамического подслоя, в котором влияние стратификации незначительно (Монин, Яглом 1965, 1967). Введение этого масштаба логично повлекло за собой разработку теории для расчета статистических характеристик атмосферной турбулентности (Монин, Обухов 1954) – теории подобия Монина-Обухова (ТПМО). Исходя из π -теоремы Букингема (Kantha, Clayson 2000), Монин и Обухов установили, что

безразмерные профили средней температуры $\left(\frac{z}{T_*}\right) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$ и скорости ветра $\left(\frac{z}{u_*}\right) \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}$ являются

функциями тех же трех параметров, которые входят в масштаб L , и высоты z , то есть зависят только от одной безразмерной переменной z/L . Эта теория стала основой современной микрометеорологии и разработки экспериментальной аппаратуры для исследования атмосферной турбулентности (Foken 2006). Её применимость возможна, прежде всего, при стационарных метеорологических условиях и при существовании слоя постоянных потоков (слоя, в котором вертикальные градиенты потоков тепла и импульса практически отсутствуют) в приземном слое, охватывающем примерно 10 % атмосферного пограничного слоя (АПС) (Kaimal, Finnigan 1994). В других терминах, использование ТПМО ограничено нижним слоем атмосферы над однородной поверхностью, в котором параметр устойчивости $|z/L| \leq 1-2$ (Монин, Яглом 1965; Stull 1988; Garratt 1992; Kaimal, Finnigan 1994; Wyngaard 2010). Требования стационарности и однородности можно сформулировать также следующим образом:

- 1) Рельеф местности плоский и подстилающая поверхность достаточно однородна, так что поля скорости ветра и температуры однородны по горизонтали;
- 2) в течение интервалов времени, в которых естественный суточный ход погоды мало заметен, поля скорости ветра и температуры статистически стационарны.

При этих условиях статистические характеристики метеорологических полей могут зависеть лишь от высоты измерений. Несмотря на идеализированность условий ТПМО, эта теория, совместно с теорией Колмогорова о существовании инерционного интервала в спектрах компонент скорости, широко используется для оценок потоков импульса, тепла и влаги, переноса примесей в приземном слое, и в частности, в моделях прогноза погоды и климата как над сушей, так и над морем. При наличии горизонтальных и вертикальных градиентов статистических моментов метеорологических величин (в частности, потоков) применение ТПМО должно приводить к ошибкам, уровень которых к настоящему времени изучен недостаточно. Последние десятилетия наблюдается существенный прогресс в развитии систем и методов измерений характеристик атмосферной турбулентности: разрабатываются новые приборы, совершенствуются методы коррекции и контроля качества данных (*Lee et al. 2004; Foken 2017*). Это сделало возможным получать качественные экспериментальные данные о турбулентных процессах в АПС, а также определять границы применимости ТПМО в различных фоновых условиях.

Первые эксперименты для оценки применимости ТПМО проводились над ровной, однородной поверхностью, где основные ее положения, в основном, подтверждались (*Цванг 1962; Izumi 1971; Tsvang et al. 1973, 1985*). Но гораздо более распространены неоднородные ландшафты, различные участки которых характеризуются различными альбедо, теплоемкостью, шероховатостью. Поверхностные неоднородности могут приводить к формированию микромасштабных и мезомасштабных циркуляций, которые влияют на структуру АПС и взаимодействие атмосферы с поверхностью. Над неоднородными ландшафтами условия статистической однородности нарушаются.

В случае протяженных ландшафтов с крупными элементами неоднородности (горно-долинный рельеф (*Nadeau et al. 2013; Babic et al. 2016a; Grachev et al. 2016; Stiperski, Rotach 2016*), лес (*Babic et al. 2016b; Барсков и др. 2018*), городская застройка (*Quan, Hu 2009; Wood et al. 2010*), морской лёд (*Волков, Пенина 2002; Rodrigo, Anderson 2013; Grachev et al. 2013, 2015*) прибрежные зоны (*Соловьев 2010; Zhao et al. 2013; Kral et al. 2014; Figueroa-Espinoza, Salles 2014; Grachev et al. 2018*) исследования показывают, что при определенных условиях на качественном уровне ТПМО применима. Но в большинстве случаев наблюдения проводились на одной метеорологической мачте с одним или несколькими уровнями измерений. Расширение эксперимента до нескольких многоуровневых постов дает информацию о существенной пространственной изменчивости турбулентности над неоднородным рельефом (*Babic et al. 2016a; Grachev et al. 2016, 2018*). Это может служить и причиной незамыкания теплового баланса – проблемой, согласно которой в большинстве экспериментов суммарная энергия солнечного излучения и потоков тепла через поверхность (лед, снег или поверхность почвы) оказывается больше энергии, уносимой турбулентными потоками явного и скрытого тепла, полученными из пульсационных (ЕС) измерений (*Панин, Бернхофер 2008; Foken 2008; Leuning et al. 2012*).

Улучшение пространственного разрешения климатических и региональных моделей, включение в модели деятельного слоя озер, рек, неоднородных лесных массивов и урбанизированных территорий, приводит к необходимости вводить в модели взаимодействия атмосферы и поверхности мезо- и микромасштабную изменчивость рельефа и топографии. Особо следует выделить три группы топографических неоднородностей: относительно небольшие замкнутые пространства, окруженные территорией со значительно более высокими элементами шероховатости – городские площади, поляны в лесу, озера; ступенчатое изменение высоты подстилающей поверхности (прямая или обратная ступенька) – лесные опушки, прибрежный рельеф; узкие продолжительные туннели – городские, речные и горные каньоны. Натурные измерения характеристик атмосферной турбулентности в таких

условиях рельефа крайне редки, особенно с учетом пространственной неоднородности атмосферной турбулентности (Coceal, Belcher 2005; Detto et al. 2008; Belcher et. al. 2012; Queck et al. 2016), которая приводит к тому, что измеренные различными методами турбулентные потоки дают информацию о значениях потока на некоторой части поверхности (пульсационный метод), в конкретной точке поверхности (метод теплового баланса), но не над ландшафтом в целом. Оценки пространственного распределения характеристик турбулентности при этом в основном опираются на результаты LES моделирования и лабораторных экспериментов (Глазунов 2014; Глазунов, Степаненко 2015).

Озера являются важным элементом земной климатической системы, покрывая около 3% поверхности суши. В основном, это небольшие водоемы площадью до 10 км². (Downing et al. 2006). По своим аэродинамическим, теплофизическим и биохимическим свойствам озера сильно отличаются от окружающего рельефа, что приводит к отличию показателей энерго- и газообмена с атмосферой. Они могут служить значимым источником поступления в атмосферу тепла, влаги, а также парниковых газов, в особенности, углекислого газа и метана. Но параметризации для расчета энерго- и массообмена, разработанные для океана, здесь оказываются неприменимы, особенно для небольших озер, окруженных лесом, в которых отрыв ветрового потока от ступеньки, образуемой деревьями, приводит к формированию мезомасштабных циркуляций и сложно взаимодействующих между собой внутренних пограничных слоев (Markfort et al. 2010). Сравнение измеренных пульсационным методом и рассчитанных по ансамблю моделей термодинамики озера с различными схемами вычисления потоков тепла и влаги для двух озер (Большой Коссенблаттер (Германия) и Валькеа-Котинен (Финляндия)) показали, что значение ошибки в расчетах потоков сравнимо со значением самих потоков (Stepanenko et al. 2013, 2014). Это связано, во-первых, с тем, что измерения проводились на определенной высоте в одной точке – и турбулентные условия в этой точке зависели от направления ветра и удаления от берега, а во-вторых, с тем, что все расчетные схемы использовали предположения ТПМО. Отсутствие слоя постоянных потоков в этом случае было подтверждено результатами вихреразрешающего моделирования (Глазунов, Степаненко 2015). Моделировался поток над небольшим озером, окруженным лесом. Результаты моделирования показали, что потоки тепла и импульса изменяются с высотой, а значительный перенос тепла и влаги происходит в горизонтальном направлении, то есть слой постоянных потоков отсутствует. Получается, что на расстояниях от кромки леса менее 15-20 высот деревьев потоки, измеренные пульсационным методом, определяются сдвигом скорости в набегающем потоке на высоте деревьев, и могут существенно отличаться от потоков через подстилающую поверхность. При этом ТКЭ (турбулентная кинетическая энергия) генерируется, в основном, отрывом ветрового потока на «ступеньке», высота которой примерно равна высоте окружающих озеро деревьев. Данный вывод подтверждается и результатами лабораторного моделирования отрыва ветрового потока от ступеньки в аэродинамической трубе (Chen et al. 1995; Markfort et al. 2014). Установлено, что влияние ступеньки на поток импульса ощущается на расстоянии равном 34-100 высот ступеньки. Натурные измерения потоков, проведенные в рамках эксперимента TurbEFA (Queck et al. 2016), также показали изменение с высотой потока импульса внутри поляны.

Все вышесказанное подтверждает необходимость проведения специализированных экспериментов в неоднородном ландшафте, исследующих как вертикальную, так и горизонтальную структуру турбулентности в приземном слое атмосферы. В настоящей работе приводятся результаты экспериментов, целью которых является определение условий применимости ТПМО над ландшафтом со значительным изменением характеристик подстилающей поверхности.

Описание экспериментальных работ

Экспериментальные работы продолжительностью 1-2 недели проводились в окрестности Беломорской биологической станции МГУ (ББС МГУ) в 2015, 2017 и 2018 гг. (*Barskov et al. 2017; Repina et al. 2017*). Вокруг станции расположены многочисленные небольшие озера, в основном, окруженные лесом (*Краснова и др. 2016*). В 2015 году измерительный комплекс был размещен на озере Верхнем, а в 2017 и 2018 гг. - на озере Кисло-Сладком. Первое озеро размером примерно $200 \text{ м} \times 130 \text{ м}$ расположено на расстоянии 3 км к югу от станции и окружено сильно холмистым рельефом с неравномерным лесным массивом. Озеро Кисло-Сладкое находится в 2 км к востоку от станции вдоль побережья Кандалакшского залива Белого моря. Размеры озера составляют около $200 \text{ м} \times 150 \text{ м}$. Южная и западная стороны озера граничат с большим лесным массивом, северная и восточная примыкают к лесной полосе шириной 50-100 м. В полосе имеются два «просвета» шириной около 30 м, связывающие озеро с заливом. Чтобы выделить влияние неоднородного ландшафта на турбулентный обмен в системе атмосфера-поверхность, исключив эффекты термического режима озера, эксперименты проводились в зимнее время над покрытой льдом поверхностью.

В экспериментах 2015 и 2018 гг. исследовалось пространственное распределение турбулентности, а в 2017 году – только вертикальное распределение турбулентных моментов. Схема расположения измерительной аппаратуры приведена на рис. 1, список приборов приведен в табл. 1.

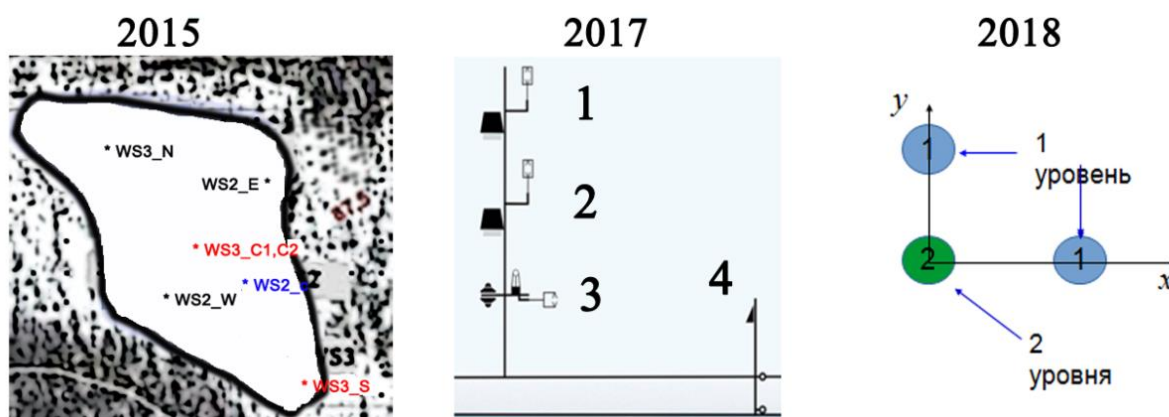


Рис. 1. Схема расположения измерительной аппаратуры на оз. Верхнее (2015 г.) и оз. Кисло-Сладкое (2017, 2018 гг.).

Измерения на озерах сопровождались регистрацией вертикального распределения температуры в пограничном слое атмосферы высотой от поверхности до 1 км с шагом 50 м с использованием микроволнового профилера МТР-5 (*Кадыгров 2009*) на территории ББС МГУ. Для определения турбулентных потоков использовались: метод турбулентных пульсаций (Eddy Covariance), метод теплового баланса, а также градиентный метод, основанный на теории подобия Монина-Обухова (*Barskov et al. 2017*).

Результаты измерений

По измерениям 2015 года было исследовано пространственное распределение характеристик турбулентности. На Рис. 2 приведено сравнение между динамической скоростью u_* и потоком явного тепла H , полученных из пульсационных измерений в точках WS3_N и WS3_S, то есть в северной и южной части озера. Преобладающее направление ветра было северо-восточное, со стороны лесного массива, то есть точка WS3_N находилась наиболее близко к обратной «ступеньке», на которой происходит отрыв ветрового потока.

Перечень оборудования измерительных кампаний

Даты измерений	Озеро	Точки измерений	Установленная аппаратура
29.01-3.02.2017	Верхнее	WS2_E	Акустический анемометр Gill WindSonic, 2 горизонтальных компоненты скорости ветра, частота 1 Гц, высота измерений 2м
		WS2_W	Акустический анемометр Gill WindSonic, 2 горизонтальных компоненты скорости ветра, частота 1 Гц, высота измерений 2м
		WS2_C	Акустический анемометр Gill WindSonic, 2 горизонтальных компоненты скорости ветра, частота 1 Гц, высота измерений 2м
		WS3_N	Акустический анемометр Gill WindMaster, 3 компоненты скорости ветра, температура частота 20 Гц, высота измерений 2м
		WS3_S	Акустический анемометр Gill WindMaster, 3 компоненты скорости ветра, температура частота 20 Гц, высота измерений 2м
		WS3_C1,C2 2 уровня	Акустический анемометр Gill WindMaster, 3 компоненты скорости ветра, температура частота 20 Гц, высота измерений 2 и 5 м
25.01-3.02.2017	Кисло-Сладкое	1 (6м)	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура, частота 20 Гц, метеостанция Davis Instruments: температура и влажность воздуха
		2 (4м)	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура, частота 20 Гц, метеостанция Davis Instruments: температура и влажность воздуха
		3 (2м)	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура, частота 20 Гц, метеостанция Davis Instruments: температура и влажность воздуха. Газоанализатор Li-Cor 7500: концентрации углекислого газа и водяного пара, 20 Гц. Датчики Kipp&Zonen: составляющие радиационного баланса
		4	Почвенная станция: температура снежного покрова на поверхности и на нижней границе снега (10 см).
26.01-8.02.2018	Кисло-Сладкое	1	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура, частота 20 Гц. Температура снежного покрова на поверхности и на нижней границе снега (10 см)
		2 (2 уровня)	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура частота 20 Гц высота 2 и 5 м, метеостанция Davis Instruments: температура и влажность воздуха высота 1 м и 4 м. Датчики iButton - температура снежного покрова на поверхности и на нижней границе снега (10 см). датчики Kipp&Zonen: составляющие радиационного баланса
		3	Акустический анемометр Gill WindMaster: 3 компоненты скорости ветра, температура частота 20 Гц высота 2 и 5 м. Датчики iButton - температура снежного покрова на поверхности и на нижней границе снега (10 см)

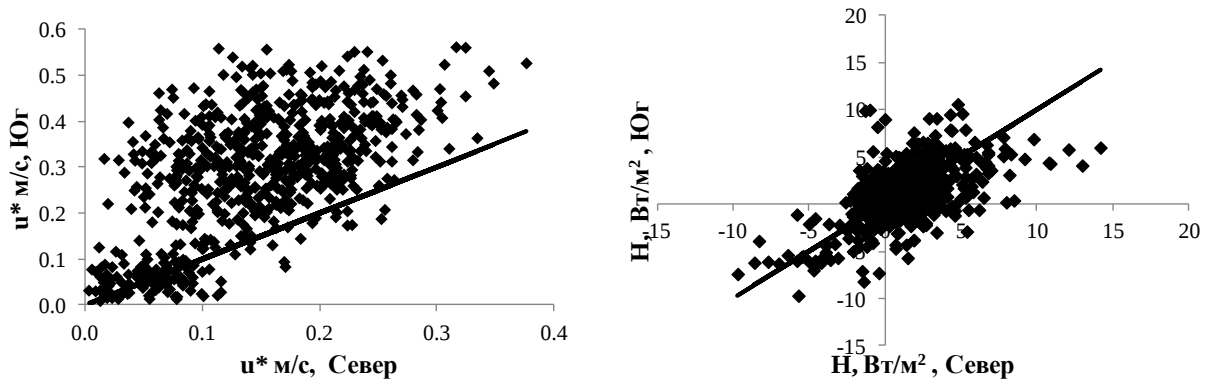


Рис. 2. Сравнение между динамической скоростью u_* и потоком явного тепла H , измеренных в северной и южной точках озера Верхнее (WS3_N и WS3_S). Прямой линией показана биссектриса.

Видно, что потоки тепла в двух точках сравнимы, и различия заметны только при устойчивой стратификации. Но динамическая скорость практически всегда меньше на севере озера, особенно при увеличении скорости ветра. То есть влияние ступеньки заметно в потоке импульса, но не в потоке тепла. Это подтверждает и значение средне-квадратичного отклонения скорости ветра, нормированного на динамическую скорость σ_u/u_* в четырех точках измерений (Рис. 3).

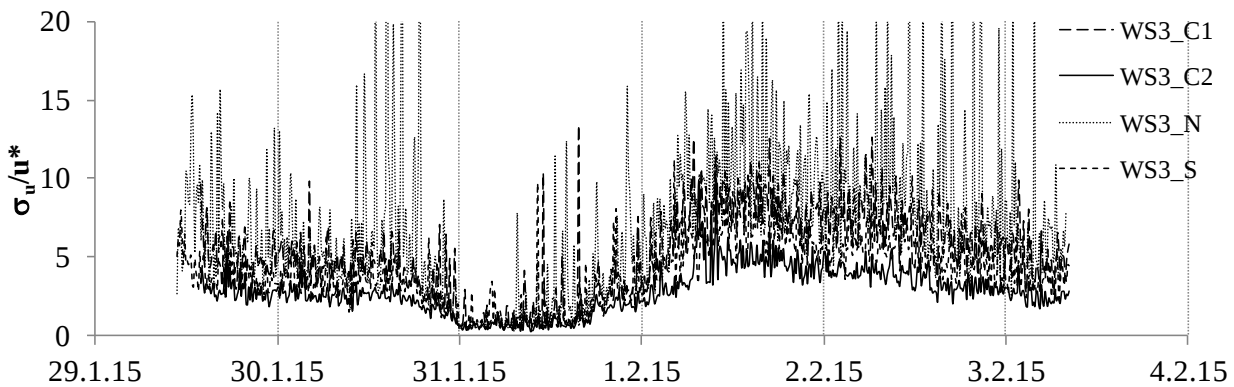


Рис. 3. Среднеквадратичное отклонение скорости ветра, нормированное на динамическую скорость в четырех точках измерений на оз. Верхнее (2015).

Сильная относительная изменчивость скорости в северной точке связана с ее близостью к наветренной границе озера и выраженностью в ветровом потоке вихрей, образующихся при отрыве потока от ступеньки (Markfort et al. 2010).

Одним из важнейших параметров, характеризующих турбулентное движение, является турбулентная кинетическая энергия (ТКЭ) $K = \frac{1}{2} \overline{u_i'^2}$. Уравнение баланса ТКЭ можно записать в виде (Монин, Яглом 1965):

$$\frac{\partial \rho K}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho \overline{u_j} K) = - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{1}{2} \rho \overline{u_i' u_j' u_j'} \right) - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{p' u_j'}) - \rho \overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{g}{\theta} \rho \overline{\theta' u_3'} - \rho \varepsilon, \quad (1)$$

здесь ρ - плотность воздуха; p' - пульсации атмосферного давления; θ и θ' - среднее значение и пульсации потенциальной температуры; u_j и $u_{j,i}'$ - трех компонент скорости ветра u, v, w ; x_j - три координаты x, y, z ; ε - скорость диссипации ТКЭ.

По данным измерений на оз. Верхнее возможно оценить порядок членов уравнения (1), связанных с производными по времени, продольной оси x и вертикальной оси z . При этом, турбулентные одноточечные моменты рассчитываются в каждой точке измерений, а производные оцениваются конечными разностями между этими точками. В таблице 2 представлены результаты расчета порядка наиболее крупных членов уравнения (1).

Таблица 2.

Слагаемые уравнения баланса турбулентной кинетической энергии (1) по данным измерений на оз. Верхнее (побережье Белого моря)

№	Слагаемое	Физический смысл	Порядок, $\text{м}^2/\text{с}^3$
1	$-\frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}K)$	Горизонтальный перенос ТКЭ средним течением	10^{-2}
2	$-\frac{\partial}{\partial z}(\bar{w}K)$	Вертикальный перенос ТКЭ средним течением	10^{-2}
3	$-\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{1}{2}(\overline{u'u'w} + \overline{v'v'w} + \overline{w'w'w})\right)$	вертикальный диффузионный перенос ТКЭ турбулентными вихрями	10^{-2}
4	$-\overline{u'u'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$	Генерация турбулентной энергии, обусловленная взаимодействием напряжений Рейнольдса и горизонтального градиента средней горизонтальной скорости	10^{-2}
5	$-\overline{v'w'}\frac{\partial \bar{w}}{\partial z}$	Генерация турбулентной энергии, обусловленная взаимодействием напряжений Рейнольдса и вертикального градиента средней вертикальной скорости	10^{-2}

В случае горизонтально однородной поверхности члены уравнения 1, 2, 4 должны быть пренебрежимо малы, но в нашем случае их порядок сравним с порядком членов 3 и 5, вносящих основной вклад в перенос ТКЭ над однородной поверхностью. Это соответствует результатам вихреразрешающего моделирования (Глазунов, Степаненко 2015) о неравномерности генерации и распределения ТКЭ над неоднородным рельефом.

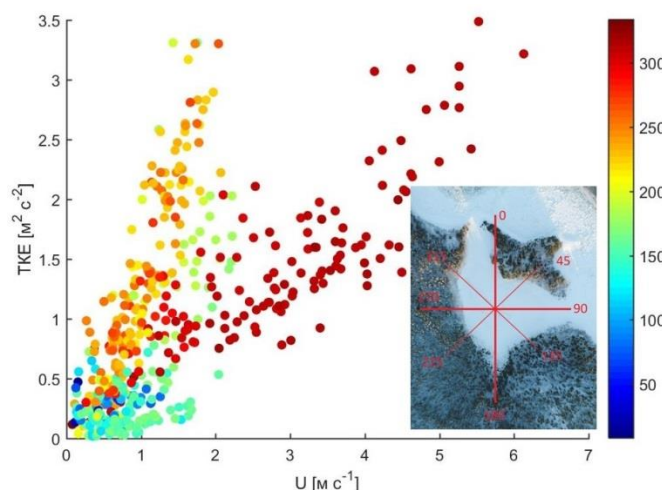


Рис. 4. Зависимость ТКЭ от скорости и направления ветра для оз. Кисло-Сладкое в 2017 г. Направление ветра ($^\circ$) показано цветом.

В эксперименте 2017 года измерения проводились на нескольких уровнях в одной точке, но наблюдалась изменчивость направления ветра. На рис. 4 представлена зависимость ТКЭ от скорости и направления ветра для озера Кисло-Сладкое. Видно, что когда ветер дует с юга, т.е. с лесного массива (направление 150–250°), угол наклона графика ТКЭ(U) (турбулизация потока), значительно больше, чем когда ветер дует с залива через северный коридор (направление 320°). Приведенный пример также подтверждает выводы работы (Глазунов, Степаненко 2015) о генерации ТКЭ сдвигом скорости ветра на вершинах деревьев на переходе лес-озеро.

Далее рассмотрим результаты измерений турбулентных потоков. На рис. 5 показана динамическая скорость ветра, определяемая из потока импульса $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$, полученного из пульсационных измерений в трех экспериментах на разных высотах.

Видно, что во всех случаях поток импульса увеличивается с высотой. А при скорости ветра, стремящейся к нулю, динамическая скорость не равна нулю даже при устойчивой стратификации.

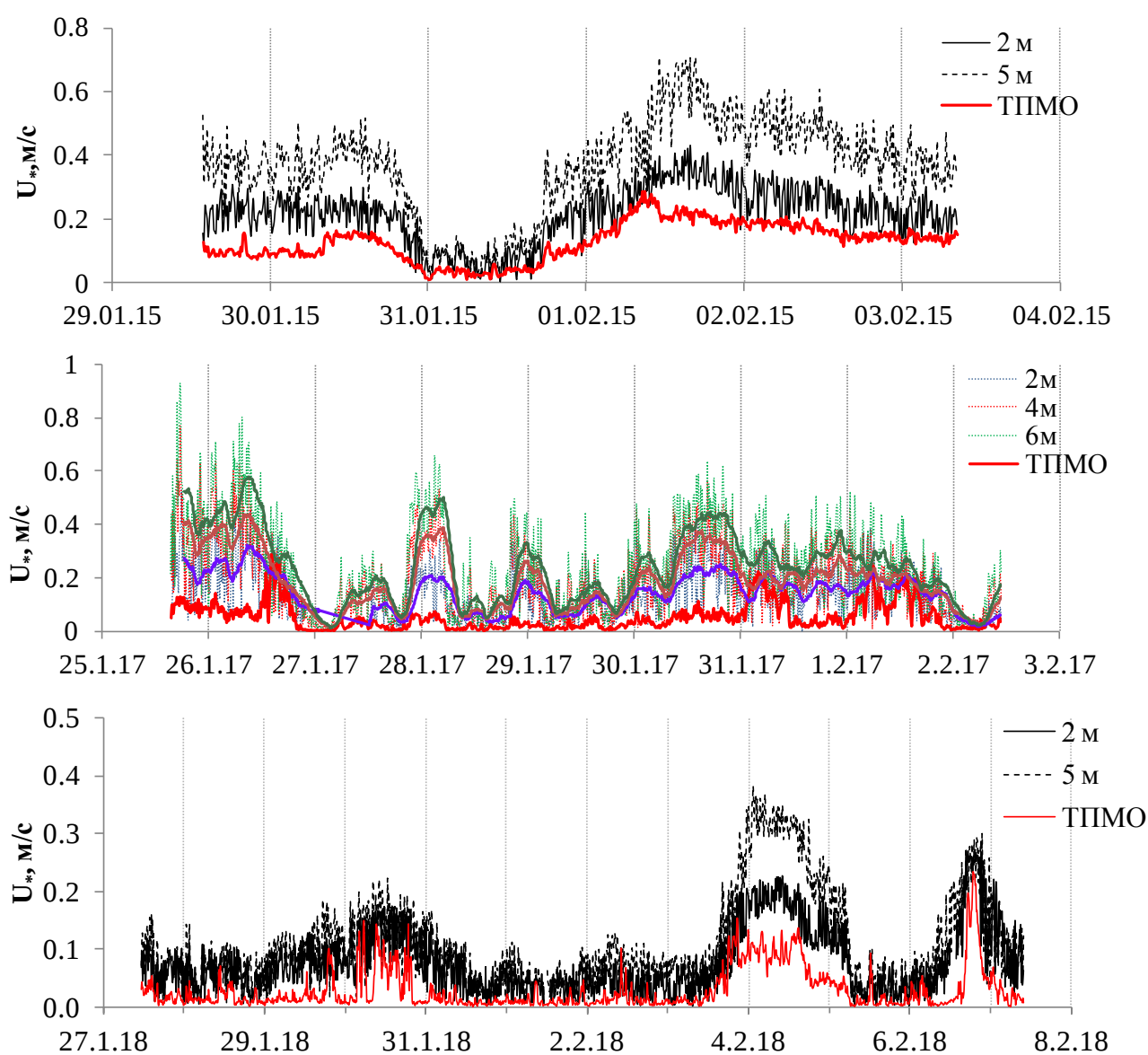


Рис. 5. Временной ход динамической скорости u_* по данным измерений 2015, 2017 и 2018 гг. на разных высотах над подстилающей поверхностью и расчетов из потоково-градиентных соотношений (ТПМО).

Поток импульса, полученный экстраполяцией на поверхность, много меньше потока импульса на стандартных уровнях измерений (Barskov *et al.* 2017). Он практически линейно увеличивается по модулю с высотой и на уровне поверхности стремится к 0, что также согласуется с численными экспериментами (Глазунов, Степаненко 2015).

Поток турбулентного явного тепла H , измеренный пульсационным (ЕС) методом на разных уровнях и рассчитанный по ТПМО для 2017 и 2018 гг. представлен на рис. 6. Также на рисунке показан профиль температуры в пограничном слое атмосферы, полученный по данным дистанционного зондирования (измерения метеорологического профилера МТП-5). Наибольшее расхождение измеренного потока тепла с рассчитанным по ТПМО наблюдается при наличии инверсии с выраженным вертикальным градиентом температуры в потоке над ландшафтом на высоте около 100 м. В таких случаях скорость ветра незначительна, но существуют адвекция теплого воздуха в средней и верхней части пограничного слоя и турбулентная диффузия сформировавшегося на этих высотах потока тепла к подстилающей поверхности. При этом поток зависит от высоты, увеличиваясь по модулю с высотой.

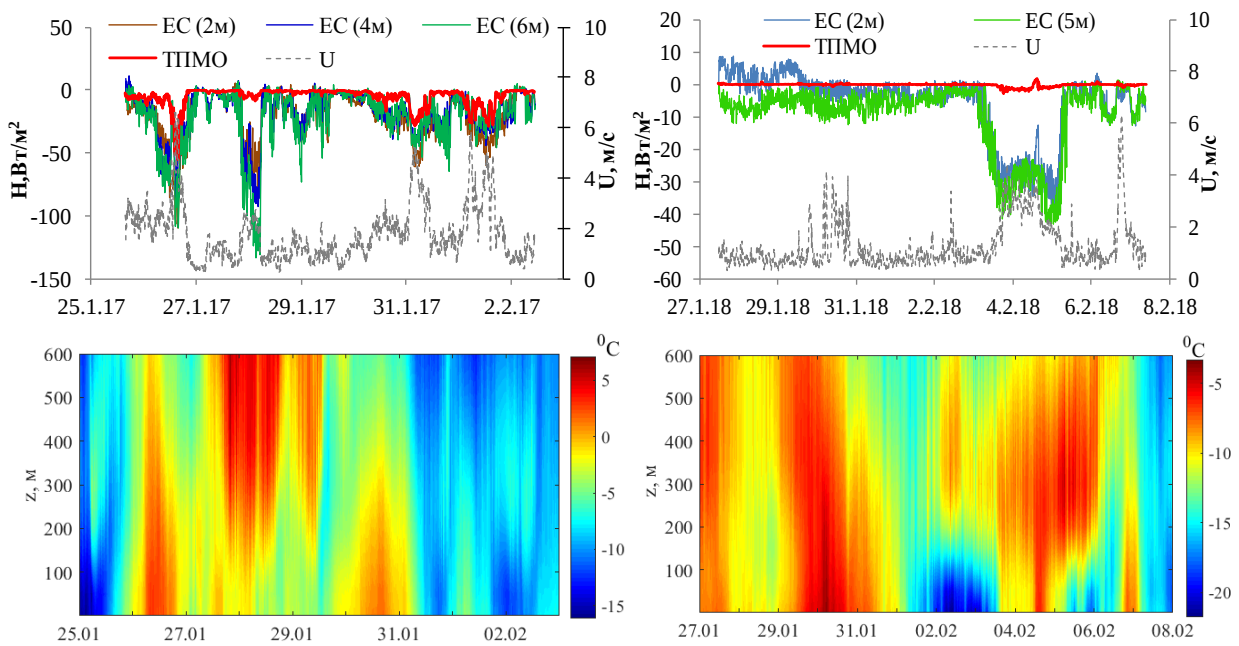


Рис. 6. Поток турбулентного явного тепла H в 2017 и 2018 годах, измеренный на разных уровнях пульсационным (ЕС) методом и рассчитанный по ТПМО (верхний рисунок) и профиль температуры в атмосферном пограничном слое (нижний рисунок).

Уравнение баланса для потока тепла $F = \overline{w'\theta'}$, аналогично (1), имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = & -\frac{\partial \overline{u'w'\theta'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v'w'\theta'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w'w'\theta'}}{\partial z} - \overline{u_i'\theta'} \frac{\partial \overline{w}}{\partial x_i} - \overline{u_i'w'} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_i} - \\ & \frac{1}{\rho} \overline{\theta' \frac{\partial p'}{\partial z}} + \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'^2} + \nu \overline{\theta' \Delta^2 w'} + \kappa \overline{w' \Delta^2 \theta'}, \end{aligned} \quad (2)$$

где обозначения аналогичны (1), а u , v и w - три компоненты скорости ветра. Данные эксперимента 2018 г. позволяют оценить все члены этого уравнения, кроме турбулентного переноса пульсациями давления. Для проверки гипотезы о диффузии потока тепла из верхних слоев атмосферы достаточно упрощенного варианта уравнения для горизонтально-однородного слоя:

$$\frac{\partial F}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'w'\theta'}}{\partial z} - \overline{w'^2} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \overline{\theta'} \frac{\partial \bar{p}'}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'^2} + \nu \overline{\theta' \Delta^2 w'} + \kappa \overline{w' \Delta^2 \theta'}. \quad (3)$$

Первый член этого уравнения $\frac{\partial \overline{w'w'\theta'}}{\partial z}$ определяет дивергенцию турбулентного потока тепла. На рис. 7 временная изменчивость третьего момента $\overline{w'w'T'} - \frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z}$ сопоставляется с изменчивостью измеренных и рассчитанных потоков тепла для оз. Кисло-Сладкое в 2017 г. (предполагается, что потенциальная температура в нижней части пограничного слоя близка к измеренной температуре воздуха). При его увеличении, которое связано с диффузией тепла сверху, ТПМО показывает заниженные значения потоков турбулентного тепла. Это может быть вызвано уже отмеченным усилением турбулизации атмосферы на уровне высоты деревьев при отрыве ветрового потока. Генерируемые сдвигом скорости ветра на вершинах деревьев вихри могут быть ответственны за перенос потока тепла из слоев воздуха над ландшафтом к поверхности озера.

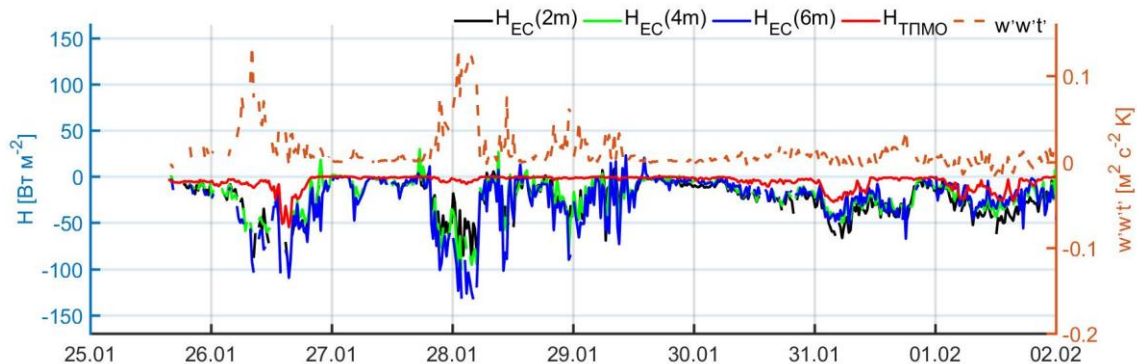


Рис. 7. Временной ход измеренных и рассчитанных потоков тепла на оз. Кисло-Сладкое (2017) и третьего момента $\overline{w'w'T'}$.

Заключение

Представленные примеры показывают, что при определенных условиях расчет характеристик энергообмена над неоднородной поверхностью по традиционным методам, включая выводы теории подобия Монина-Обухова, приводит к значительным ошибкам. В неоднородном ландшафте (поляна, озеро, окруженные лесом, городские и горные каньоны) на уровнях стандартных измерений наблюдается быстрое изменение потока тепла и импульса с высотой, что не позволяет в общем случае ассоциировать измеренные на определенной высоте потоки с потоками на поверхности.

Согласие измеренных турбулентных потоков на уровнях 2-5 м с теорией подобия Монина-Обухова существенно зависит от режима натекающего потока: наибольшее расхождение наблюдается в условиях устойчивой стратификации, при тёплой адвекции сверху и турбулентной диффузии отрицательного потока тепла к поверхности. Данный вывод может быть одним из объяснений известной проблемы воспроизведения метеорологического режима неоднородных ландшафтов в условиях устойчивой стратификации в рамках мезомасштабных моделей атмосферы (Atlaskin E. and Vihma, 2012; Варенцов и др., 2017).

Из-за несоответствия небольшой скорости ветрового потока и степени его турбулизации, расчеты по теории Монина-Обухова показывают заниженные по модулю значения турбулентных потоков. Из-за неоднородного перемешивания слой постоянных потоков в этом случае отсутствует, что затрудняет использование теории подобия для

расчета турбулентных потоков. При этом слагаемые, вызванные горизонтальной неоднородностью, могут иметь вклад того же порядка в уравнениях баланса турбулентных моментов, что и слагаемые, присутствующие в однородном пограничном слое.

Затруднения применимости ТПМО над неоднородными ландшафтами связано, прежде всего, с тем, что к локальному турбулентному перемешиванию, вызванному высокочастотной турбулентностью, здесь добавляются нелокальные процессы, вызванные неоднородностью генерации турбулентных движений и различными мезомасштабными циркуляциями. При определенных условиях ТПМО применима и над неоднородной поверхностью, но для расчета характеристик атмосферной турбулентности в этом случае необходим более обобщенный подход, который может содержать, в том числе, и классическую ТПМО как частный случай (*Johansson et al. 2001; Wilson, 2008*). Реализация этого подхода возможна с включением в функции подобия новых независимых безразмерных групп (*Grachevet et al. 2018*) или введением новых эмпирических масштабов (*Барсков и др., 2018*), для чего необходимы дальнейшие исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-17-01210.

Литература

1. Барсков К.В., Глазунов А.В., Репина И.А., Степаненко В.М., Лыкосов В.Н., Маммарелла И. О применимости теории подобия для устойчиво-стратифицированного атмосферного пограничного слоя над поверхностями сложной структуры // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2018. Т. 54. № 5. С. 544–554.
2. Варенцов М.И., Самсонов Т.Е., Кислов А.В., Константинов П.И. Воспроизведение острова тепла Московской агломерации в рамках региональной климатической модели COSMO-CLM // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2017. № 6. С. 25–37.
3. Волков Ю.А., Репина И.А. Влияние структуры подстилающей поверхности в полярных районах на энергообмен атмосферы и океана // *Поверхностные и внутренние волны в арктических морях: Сб. / Под ред. И.В. Лавренова и Е.Г. Морозова*. СПб: Гидрометеиздат, 2002. Гл. 11. С. 189–206.
4. Глазунов А.В. Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над поверхностью городского типа. Спектры и масштабы, параметризация профилей температуры и скорости // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50, № 4. С. 406–419.
5. Глазунов А.В., Степаненко В.М. Вихреразрешающее моделирование стратифицированных турбулентных течений над неоднородными ландшафтами // *Известия РАН, Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 4. С. 403–415.
6. Кадыгров Е.Н. Микроволновая радиометрия атмосферного пограничного слоя - метод, аппаратура, результаты измерений // *Оптика атмосферы и океана*. 2009. Т. 22. № 7. С. 697-704.
7. Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А., Кокрятская Н.М., Пантюлин А.Н., Рогатых Т.А., Самсонов Т.Е., Фролова Н.Л. К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // *Комплексные исследования Бабьего моря, полуизолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на фоне трансгрессии берегов (Труды Беломорской биостанции МГУ, т. 12)*. М., Т-во научных изданий КМК, 2016. С. 211-241.
8. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // *Труды ГЕОФИАН*. 1954. № 24 (151). С. 163-187.
9. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. “Наука”, Год: 1 ч. 1965, 2 ч. 1967, Страниц: 1 ч. 640, 2 ч. 720.
10. Обухов А.М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере // *Труды Ин-та теорет. геофизики АН СССР*. 1946. № 1. С. 95-115.
11. Панин Г.Н., Бернхофер Х. Параметризация турбулентных потоков над неоднородными ландшафтами // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2008. Т. 44. № 6. С. 755-772.
12. Соловьев Ю.П. Характеристики внутреннего пограничного слоя над морем при ветре с берега, имеющего горный рельеф // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. «К 30-летию океанографической платформы в Кацивели» / НАН Украины: МГИ, ИГН, ОФ ИнБЮМ*. Севастополь, 2010. Вып. 21. С. 74-87.
13. Цванг Л.Р. Измерения турбулентных потоков и спектров температурных пульсаций // В сб.

- «Атмосферная турбулентность», Труды института физики атмосферы. 1962. № 4. С. 137-143.
14. *Atlaskin E., Vihma T.* Evaluation of NWP results for wintertime nocturnal boundary-layer temperatures over Europe and Finland // *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2012. V. 138. Pp. 1440-1451.
15. *Babic K., Rotach M.W., Klaic Z.B.* Evaluation of local similarity theory in the wintertime nocturnal boundary layer over heterogeneous surface // *Agric. Forest Meteorol.* 2016a. V. 774. No. 228–229. P. 164–179.
16. *Babic N., Vecenaj Z., De Wekker S.F.* Flux–variance similarity in complex terrain and its sensitivity to different methods of treating non-stationarity // *Boundary-layer meteorol.* 2016b. V. 159. No 1. P.123–145.
17. *Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V.* Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2017. V. 96. No 1. P. 012003.
18. *Belcher S.E., Harman I.N., Finnigan J.J.* The Wind in the Willows: Flows in Forest Canopies in Complex Terrain // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 2012. V. 44. P. 479–504.
19. *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.
20. *Coceal O., Belcher S.E.* Mean winds through an inhomogeneous urban canopy // *Boundary-Layer Meteorol.* 2005. V. 115. P. 47–68.
21. *Detto M., Katul G.G., Siqueira M., Juang J.Y., Stoy P.* The structure of turbulence near a tall forest edge: The backward-facing step flow analogy revisited // *Ecological Applications.* 2008. V. 18. No 6. P. 1420-1435.
22. *Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvik L.J., Striegl R.G., McDowell W.H., Kortelainen P., Caraco N.F., Melack J.M., Middelburg J.J.* The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments // *Limnology and Oceanography.* 2006. V. 51. No 5. P. 2388-2397.
23. *Dutra E., Stepanenko V.M., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P., Mironov D., Schär C.* 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.
24. *Figuerola-Espinoza B., Salles P.* Local Monin–Obukhov similarity in heterogeneous terrain // *Atmos. Sci. Lett.* 2014. V. 15. No 4. P. 299–306.
25. *Foken T.* 50 years of the Monin–Obukhov similarity theory // *Boundary-Layer Meteorol.* 2006. V. 119, No 3. P. 431–447.
26. *Foken T.* *Micrometeorology*, Springer, Heidelberg, 2017. 362 p.
27. *Foken T.* The energy balance closure problem: An overview // *Ecological Applications.* 2008. V. 18. No 6. P. 1351–1367.
28. *Garratt J.R.* *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, Cambridge, 1992. 316 p.
29. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* Similarity theory based on the Dougherty–Ozmidov length scale // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2015. V. 141. No 690A. P. 1845–1856.
30. *Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G.* On the turbulent Prandtl number in the stable atmospheric boundary layer // *Boundary-Layer Meteorol.* 2007. V. 125. No 2. P. 329–341.
31. *Grachev A.A., Leo L.S., Di Sabatino S., Fernando H.J.S., Pardyjak E.R., Fairall C.W.* Structure of turbulence in katabatic flows below and above the wind-speed maximum // *Boundary-Layer Meteorol.* 2016. V. 159. No 3. P. 469–494.
32. *Grachev A.A., Leo L.S., Fernando H.J., Fairall C.W., Creegan E., Blomquist B.W., Christman A.J., Hocut C.M.* Air–Sea/Land Interaction in the Coastal Zone // *Boundary-Layer Meteorology.* 2018. V. 167. No 2. P.181-210.
33. *Izumi Y.* Kansas 1968 Field Program Data Report. Bedford, MA, Air Force Cambridge Research Papers, No. 379, 1971. 79 p.
34. *Johansson C., Smedman A-S., Högström U., Brasseur J.G., Khanna S.* Critical test of the validity of Monin–Obukhov similarity during convective conditions // *J. Atmos. Sci.* 2001. V. 58. No 12. P. 1549–1566.
35. *Kaimal J.C., Finnigan J.J.* *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement.* Oxford University Press, Oxford. 1994. 304 p.
36. *Kantha L.H., Clayson C.A.* *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows.* Academic Press, San Diego, 2000. 883 p.

37. Kral S.T., Sjöblom A., Nygard T. Observations of summer turbulent surface fluxes in a High Arctic fjord // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2014. V. 140. No 679. P. 666–675.
38. Lee X., Massman W., Law B.E. Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis. Springer, Heidelberg, 2004. 250 p.
39. Leuning R., van Gorsel E., Massman W.J., Isaac P.R. Reflections on the surface energy imbalance problem // Agric. Forest Meteorol. 2012. V. 156. P. 65–74.
40. Markfort C.D., Perez A.L.S., Thill J.W., Jaster D.A., Porte-Agel F., Stefan H.G. Wind sheltering of a lake by a tree canopy or bluff topography // Water Resour. Res. 2010. V. 46. W03530.
41. Markfort C.D., Porté-Agel F., Stefan H.G. Canopy-wake dynamics and wind sheltering effects on Earth surface fluxes // Environmental Fluid Mechanics. 2014. V. 14. No 3. P.663–697.
42. Mironov D., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal Env. Res. 2010. V. 15. № 2. P. 218–230.
43. Nadeau D.F., Pardyjak E.R., Higgins C.W., Parlange M.B. Similarity scaling over a steep alpine slope // Boundary-Layer Meteorol. 2013. V. 147. No 3. P. 401–419.
44. Quan L., Hu F. Relationship between turbulent flux and variance in the urban canopy // Meteorol. Atmos. Phys. 2009. V. 104. No 1–2. P. 29–36.
45. Queck R., Bernhofer C., Bienert A., Schlegel F. The TurbEFA Field Experiment—Measuring the Influence of a Forest Clearing on the Turbulent Wind Field // Boundary-layer meteorol. 2016. V. 160. No 3. P. 397–423.
46. Repina I.A., Stepanenko V.M., Artamonov A.Y., Barskov K.V., Gavrikov A.V., Guseva S.P., Chernyshov R.V. Air-surface interaction over small lake in winter // Report series in aerosol science. 2017. V.201. P. 421–423.
47. Rodrigo J.S., Anderson P.S. Investigation of the stable atmospheric boundary layer at Halley Antarctica // Boundary-Layer Meteorol. 2013. V. 148. No 3. P. 517–539.
48. Stepanenko V., Jöhnk K.D., Machulskaya E., Perroud M., Subin Z., Nordbo A., Mammarella I., Mironov D. Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2014. V. 66. No 1., P. 21389.
49. Stepanenko V.M., Martynov A., Jöhnk K.D., Subin Z.M., Perroud M., Fang X., Beyrich F., Mironov D., Goyette S. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow, turbid midlatitude lake // Geoscientific Model Development. 2013. V. 6. P. 1337–1352.
50. Stiperski I., Rotach M.W. On the measurement of turbulence over complex mountainous terrain // Boundary-Layer Meteorol. 2016. V. 159. No 1. P. 97–121.
51. Stull R.B. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 1988. 666 p.
52. Tsvang L.R., Koprov B.M., Zubkovskij S.L., Dyer A.J., Hicks B.B., Miyake M., Stewart R.W., McDonald J.W. Comparison of Turbulence Measurements by Different Instruments; Tsimlyansk Field Experiment 1970 // Boundary-Layer Meteorol. 1973. V. 3. P. 499–521.
53. Tsvang L.R., Zubkovskij S.L., Kader B.A., Kallistratova M.A., Foken T., Gerstmann W., Przendka Z., Pretel J., Zeleny J., Keder J. International Turbulence Comparison Experiment (ITCE-81) // Boundary-Layer Meteorol. 1985. V. 31. P. 325–348.
54. Wilson J.D. Monin-Obukhov functions for standard deviations of velocity. Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 129. No 3. P. 353–369.
55. Wood C.R., Lacser A., Barlow J.F., Padhra A., Belcher S.E., Nemitz E., Helfter C., Famulari D., Grimmond C.S.B. Turbulent flow at 190 m height above London during 2006–2008: 952 A climatology and the applicability of similarity theory // Boundary-Layer Meteorol. 2010. V. 137. No. 1. P.77–96.
56. Wyngaard J.C. Turbulence in the atmosphere. Cambridge University Press, New York, 2010. 393 p.
57. Zhao Z., Gao Z., Li D., Bi X., Liu C., Liao F. Scalar flux–gradient relationships under unstable conditions over water in coastal regions // Boundary-Layer Meteorol. 2013. V. 148. No 3. P. 495–516.