

ОПТИКА СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

УДК 551.511.6:621.371

Учет ветрового переноса турбулентных неоднородностей при оценивании скорости диссипации турбулентной энергии из измерений конически сканирующим когерентным доплеровским лидаром. Часть II. Эксперимент

И.Н. Смалихо, В.А. Банах, А.В. Фалиц,
А.А. Сухарев, Е.В. Гордеев*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 10.07.2020 г.

Метод оценивания скорости диссипации турбулентной энергии из измерений конически сканирующим импульсным когерентным доплеровским лидаром (ИКДЛ), обобщенный на случай произвольных значений отношения средней скорости ветра к линейной скорости сканирования, апробирован на исходных данных атмосферных экспериментов, в которых были задействованы ИКДЛ Stream Line и акустический анемометр. Сравнительный анализ результатов измерения лидаром и акустическим анемометром показал, что усовершенствованный метод, в котором, в отличие от применяемого ранее подхода, учитывается ветровой перенос турбулентных неоднородностей, позволяет получать несмещенные оценки скорости диссипации при любом отношении средней скорости ветра к линейной скорости сканирования.

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, коническое сканирование, ветер, турбулентность; coherent Doppler lidar, conical scanning, wind, turbulence.

Введение

В первой части настоящей статьи [1] приведено теоретически полученное соотношение (см. в [1] формулы (14)–(20)) для азимутальной структурной функции радиальной скорости, измеряемой конически сканирующим ИКДЛ. В этом соотношении учитываются два фактора: 1) перемещение зондируемого объема по окружности основания конуса сканирования с линейной скоростью $V_s = \omega_s R'$ (ω_s – угловая скорость конического сканирования; $R' = h/\text{tg}\varphi$ – радиус окружности основания конуса сканирования на высоте измерения h ; φ – угол места); 2) перенос турбулентных неоднородностей средним ветром со скоростью U . Поэтому результаты расчетов по формулам (14)–(20) [1] могут использоваться для получения оценки скорости диссипации турбулентной энергии из измерений лидаром при произвольном отношении скоростей $\mu = U/V_s$, в том числе и при $\mu \gg 1$ (метод 2), в отличие от предложенного в [2] подхода, требующего выполнения условия $\mu < 1$ (метод 1). В [3] для условия $\mu < 1$ показано хорошее согласие оценок скорости диссипации, полученных из измерений конически сканирующим лидаром

Stream Line с использованием метода 1 и акустическим анемометром на высоте 43 м.

Во второй части статьи мы представляем результаты апробации метода 2 на данных атмосферных экспериментов, в которых также были задействованы лидар Stream Line и акустический анемометр. Эксперименты проведены нами на Базовом экспериментальном комплексе (БЭК) Института оптики атмосферы (ИОА) СО РАН (56°06'51.41" с.ш., 85°06'03.22" в.д.) в 2018 и 2020 гг. и на побережье оз. Байкал в 2019 г.

Эксперимент 2018 г.

С 6 по 24 июля 2018 г. на БЭК ИОА СО РАН с использованием ИКДЛ Stream Line был проведен эксперимент, в котором сканирование осуществлялось под двумя углами с попеременным изменением угла места с $\varphi = \varphi_1 = 35,3^\circ$ на $\varphi = \varphi_2 = 60^\circ$ и наоборот [4]. Скорость диссипации турбулентной энергии в этом эксперименте оценивалась методом [2] по азимутальной структурной функции, рассчитанной для горизонтальных разносов $l\Delta y < L_V$ [1], не превышающих интегральный масштаб турбулентности, что соответствует инерционному интервалу турбулентности. В этом случае в соответствии с гипотезами Колмогорова–Обухова оценки скорости диссипации для одной и той же высоты, рассчитанные из данных лидарных измерений под разными углами мес-

* Игорь Николаевич Смалихо (smalikho@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru); Артем Андреевич Сухарев (sukharev@iao.ru); Евгений Викторович Гордеев (gordeev@iao.ru).

та $\epsilon(\varphi_1)$ и $\epsilon(\varphi_2)$, должны совпадать. Однако это оказалось не совсем так. Если в атмосферном слое на высотах 200–300 м (см. рис. 5, б в [4]) $\epsilon(\varphi_1)$ и $\epsilon(\varphi_2)$ в среднем действительно мало отличаются, то на высотах ниже 150 м $\epsilon(\varphi_2)$ существенно превышает $\epsilon(\varphi_1)$.

Так как в [4] оценки скорости диссипации были получены методом 1, возможно, $\langle \epsilon(\varphi_2) \rangle$ превышает $\langle \epsilon(\varphi_1) \rangle$ на небольших высотах, где скорость перемещения зондируемого объема во время конического сканирования при $\varphi = 60^\circ$ может быть существенно меньше средней скорости ветра, по причине того, что в методе 1 не учитывается перенос турбулентных неоднородностей средним ветром. Для проверки этого предположения мы выбрали исходные данные лидарных измерений с 19:40 23 июля и до 08:20 24 июля 2018 г. (время местное) при $\varphi_1 = 35,3^\circ$ и $\varphi_2 = 60^\circ$ на $h = 70$ м. В эксперименте [4] продолжительность каждого сканирования $T_{\text{scan}} = 60$ с, а скорость перемещения зондируемого объема V_s на высоте 70 м — 10,4 и 4,2 м/с при $\varphi = 35,3$ и 60° соответственно.

С учетом малых затрат времени $\delta t \approx 1$ с на изменение угла места с $35,3$ на 60° и наоборот продолжительность одного цикла $T_{\text{circl}} = 2(T_{\text{scan}} + \delta t)$ в экс-

перименте [4] немного превышала 2 мин. Разрешение по азимуту составляло $\Delta\theta = 360^\circ/M = 3^\circ$, где $M = T_{\text{scan}}/\Delta t = 120$ — число оценок радиальной скорости за одно сканирование на фиксированном расстоянии от лидара; $\Delta t = N_a/f_p = 0,5$ с — продолжительность измерения для оценки радиальной скорости для каждого азимутального угла; $N_a = 7500$ — число аккумуляции исходных лидарных данных; $f_p = 15$ кГц — частота следования импульсов лидара Stream Line. Из лидарных измерений при таких параметрах мы рассчитали среднюю скорость ветра $U(\varphi_1)$ и $U(\varphi_2)$ методом синусоидальной подгонки и скорость диссипации $\epsilon(\varphi_2)$ и $\epsilon(\varphi_1)$ с использованием метода 1 и метода 2 по формулам (5), (15)–(20) в [1]. Для оценивания средней скорости и азимутальной структурной функции по формуле (2) в [1] мы использовали $N = 20$ сканирований. Продолжительность измерений при двух углах места составляла немного больше 40 мин. Так как $\Delta\theta = 3^\circ$, в (5) мы задавали $l = 3$. Для средней скорости мы получили, что оценки $U(\varphi_1)$ и $U(\varphi_2)$ практически совпадают.

На рис. 1 показаны временные ходы отношения скоростей $\mu(\varphi_i) = U(\varphi_i)/V_s(\varphi_i)$ и скорости диссипации турбулентной энергии $\epsilon(\varphi_i)$, рассчитанной

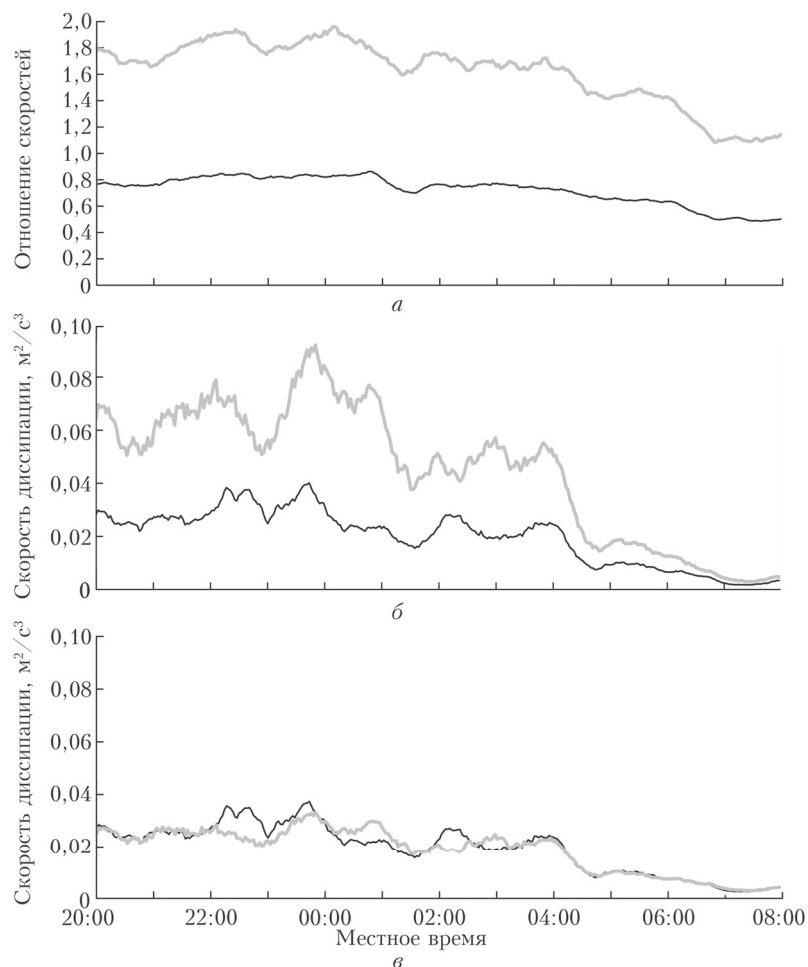


Рис. 1. Временные ходы отношения средней скорости ветра к линейной скорости сканирования (а) и оценок скорости диссипации турбулентной энергии методами 1 (б) и 2 (в) на высоте 70 м; сканирование при $\varphi = 35,5$ (черные кривые) и 60° (серые кривые). Измерения на БЭК с 19:40 23 июля до 08:20 24 июля 2018 г.

методами 1 и 2, для $\varphi = 35,3$ ($i = 1$) и 60° ($i = 2$) на $h = 70$ м. Видно, что при угле места $35,3^\circ$ μ изменяется в пределах от 0,5 до 0,8. Согласно черным кривым на рис. 1, б, в результаты оценивания скорости диссипации методами 1 и 2 в этом случае не должны значительно отличаться. При угле места 60° μ превышает единицу и может достигать 1,9. В этом случае, как показывает серая кривая на рис. 1, б в [1], метод 1 может завышать оценку скорости диссипации более чем в 2 раза. При использовании метода 2 оценки скорости диссипации при $\varphi = 35,3$ и 60° в среднем совпадают (см. рис. 1, в). Это косвенно указывает на применимость метода 2 для определения скорости диссипации турбулентной энергии из измерений конически сканирующим лидаром при произвольных соотношениях между средней скоростью ветра и линейной скоростью перемещения зондируемого объема.

Эксперимент 2019 г.

С 7 по 24 августа 2019 г. мы провели эксперимент с целью исследования турбулентности статически устойчивого пограничного слоя в прибрежной зоне на западном берегу Байкала вблизи пос. Листвянка ($52^\circ 50' 47''$ с.ш., $104^\circ 53' 31''$ в.д.). Во время этого эксперимента ИКДЛ Stream Line находился на территории Байкальской астрофизической обсерватории Института солнечно-земной физики СО РАН, в нескольких десятках метров от здания Большого солнечного вакуумного телескопа, на высоте 180 м над уровнем Байкала с ми-

нимальным расстоянием до озера 340 м (см. рис. 4 в [5]). В 50 м от лидара на высоте 15 м относительно его расположения находился акустический анемометр. Лидарные измерения проводились при сканировании под углом места 60° , продолжительность сканирования и разрешение по азимутальному углу были такими же, как в эксперименте 2018 г. ($T_{\text{scan}} = 1$ мин и $\Delta\theta = 3^\circ$).

Во время эксперимента часть лидарных данных была получена при сильном ветре в прилегающем к уровню лидара 100-метровом слое. В частности, с 20:00 19 августа до 02:30 20 августа (время местное) измерения проводились при U на высоте 55 м, изменявшейся в пределах от 8 до 12,7 м/с. Линейная скорость перемещения зондируемого объема на высоте 55 м при сканировании под углом места 60° составила 3,3 м/с. Мы воспользовались этими данными для апробации метода 2, учитывающего при оценивании скорости диссипации турбулентной энергии существенное отличие μ от нуля. Для получения оценок средней скорости ветра и скорости диссипации ϵ_1 и ϵ_2 (методами 1 и 2 соответственно) по приведенным в [1] формулам использовалось усреднение по $N = 30$ последовательным сканированиям (30-минутное усреднение). Также 30-минутное усреднение проводилось при получении оценок средней скорости ветра и скорости диссипации турбулентной энергии из измерений акустическим анемометром. Эти результаты представлены на рис. 2. Видно (рис. 2, д), что оценка ϵ_1 может на порядок превышать оценку ϵ_2 .

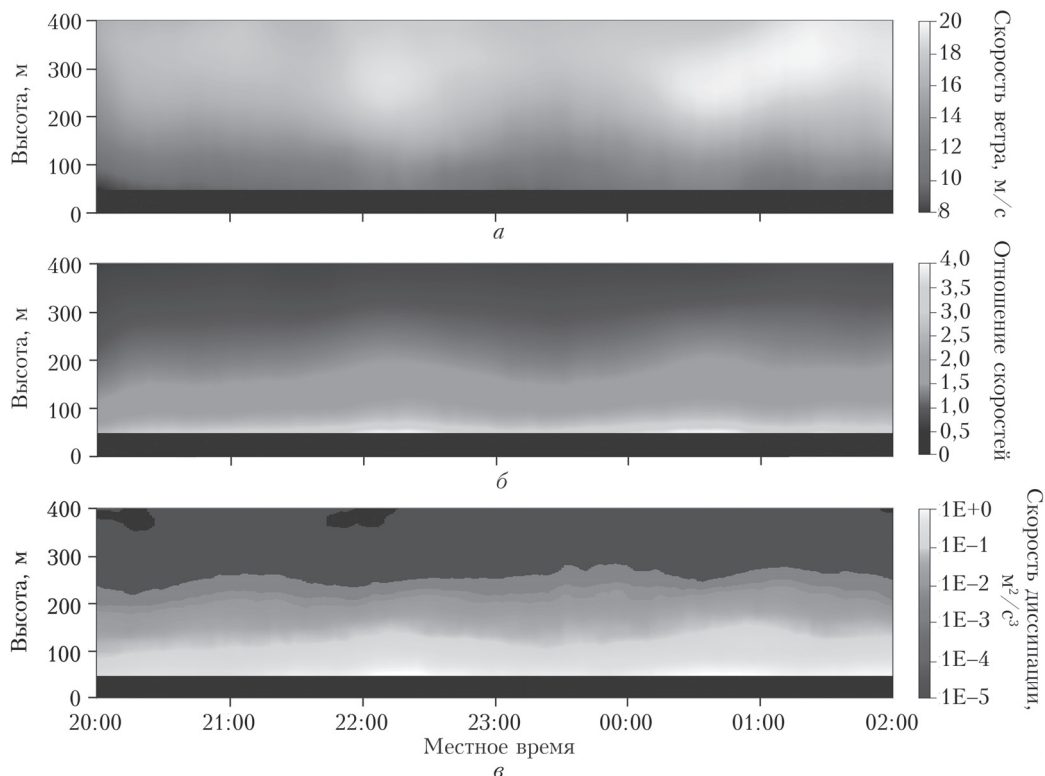
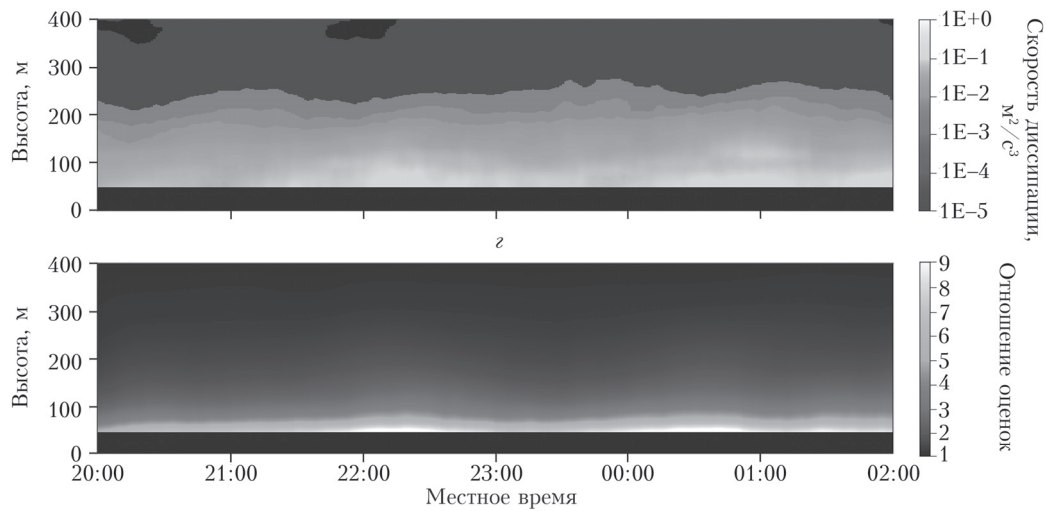


Рис. 2. Высотно-временные распределения средней скорости ветра (а), отношения средней скорости ветра к линейной скорости сканирования (б), оценок скорости диссипации турбулентной энергии методами 1 (в) и 2 (г); отношение этих оценок (д). Измерения на побережье оз. Байкал с 19:45 19 августа до 02:15 20 августа 2019 г. (окончание рисунка см. на с. 857)



Окончание рис. 2. (начало см. на с. 856)

Воспользовавшись данными рис. 2, *а*, *б*, мы построили вертикальные профили и временные ходы средней скорости ветра U , а также отношения скоростей $\mu = U/V_s$, которые показаны на рис. 3 в виде сплошных кривых. Там же штриховыми линиями показаны зависимости линейной скорости сканирования V_s от высоты h . Видно, что в 300-метровом

слое, прилегающем к Земле, несмотря на увеличение U , параметр μ уменьшается с высотой, принимая выше 300 м значения, при которых оценки скорости диссипации ϵ_1 и ϵ_2 мало отличаются друг от друга. На высоте 55 м μ в максимуме приближается к 4 (см. кривую 3 на рис. 3, *з*), когда ϵ_1 становится больше ϵ_2 на порядок (рис. 2, *д*).

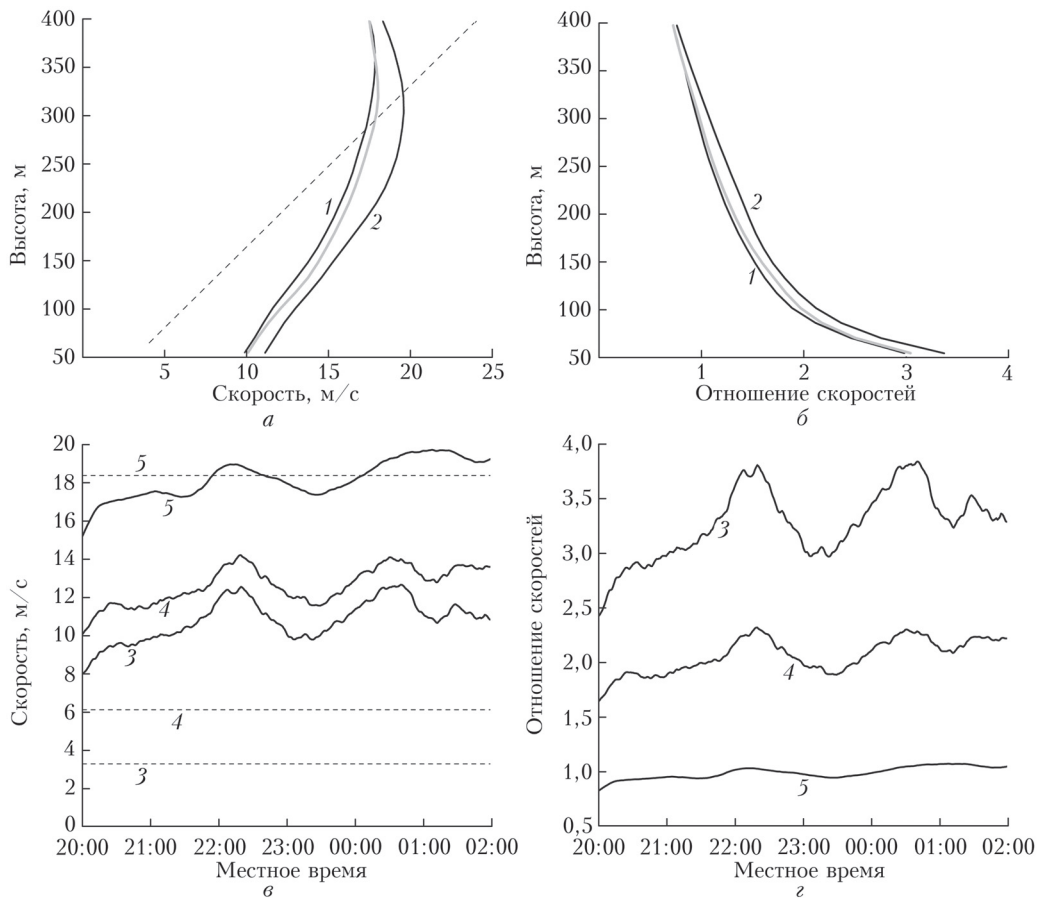


Рис. 3. Высотные профили (*а*, *б*) в моменты времени: 21:00 (кривые 1); 23:00 (серые кривые); 01:00 (кривые 2); и временные ходы (*в*, *г*) на высоте: 55 (кривые 3); 100 (кривые 4); 300 м (кривые 5), средней скорости ветра (*а*, *в*) и отношения скорости ветра к линейной скорости перемещения зондируемого объема (*б*, *г*). Данные взяты из рис. 2; штриховые кривые — линейные скорости сканирования на соответствующих высотах

На рис. 4 приведены временные ходы оценок скорости диссипации $\epsilon_1(t)$ и $\epsilon_2(t)$, полученных из лидарных данных методами 1 и 2 на $h = 55$ и 100 м, и временной ход скорости $\epsilon_s(t)$, рассчитанной по данным измерений акустическим анемометром на $h = 15$ м. Видно, что если не учитывать перенос турбулентных неоднородностей средним ветром (метод 1), то оценки $\epsilon_1(t)$ на высоте 100 м близки к оценкам $\epsilon_s(t)$ на высоте 15 м, а на высоте 55 м они примерно в 5 раз превышают оценки, полученные из измерений акустическим анемометром. Хотя измерения проводились при сильном ветре и сильной турбулентности, получаемые из лидарных данных оценки $\epsilon_1 \sim 1 \text{ м}^2/\text{с}^3$ (55 м) и $\epsilon_1 \sim 0,2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ (100 м) явно завышены. Использование метода 2 позволяет получить более правдоподобный результат (рис. 4, б). На $h = 55$ и 100 м ско-

рость диссипации принимает меньшие значения, чем дают расчеты для $h = 15$ м по данным акустического анемометра. Они убывают с высотой и сопоставимы по абсолютной величине с известными экспериментальными данными (см., например, [6–10]).

На рис. 5 кривыми 1 и 2 показаны вертикальные профили оценок скорости диссипации турбулентной энергии, полученные из лидарных данных с использованием методов 1 и 2 соответственно.

На рис. 5, д видно, что на высоте 55 м метод 1 дает завышение оценки ϵ ровно в 10 раз. Квадратиками показаны оценки скорости диссипации из измерений акустическим анемометром на высоте 15 м. Квадратики мы соединили с кривыми 2 штриховыми линиями, которые являются экстраполяцией значений скорости диссипации, полученных методом 2 на высотах > 50 м, на низшие

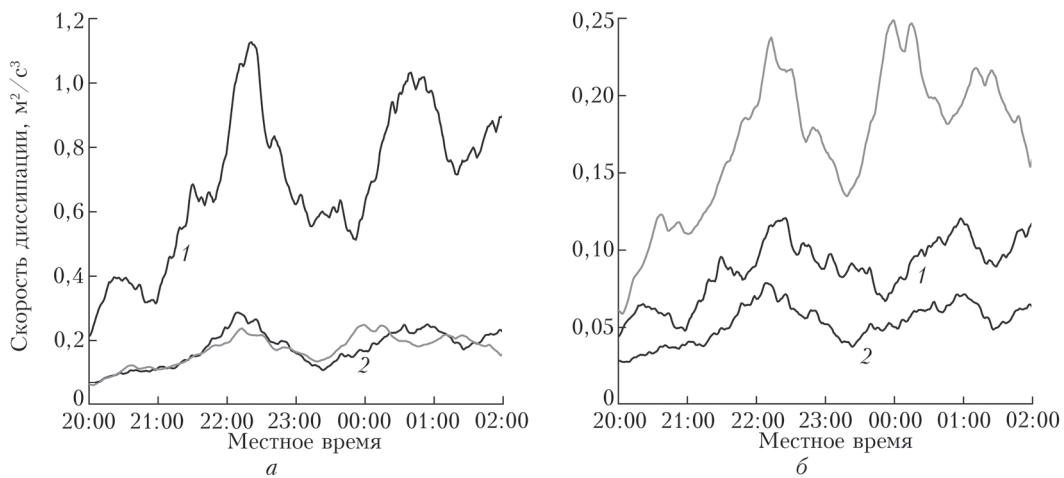


Рис. 4. Временные ходы скорости диссипации турбулентной энергии по данным акустического анемометра на высоте 15 м (серые кривые) и лидара на высоте 55 (кривые 1) и 100 м (кривые 2); лидарные оценки скорости диссипации получены методами 1 (а) и 2 (б); лидарные данные взяты из рис. 2, в, г

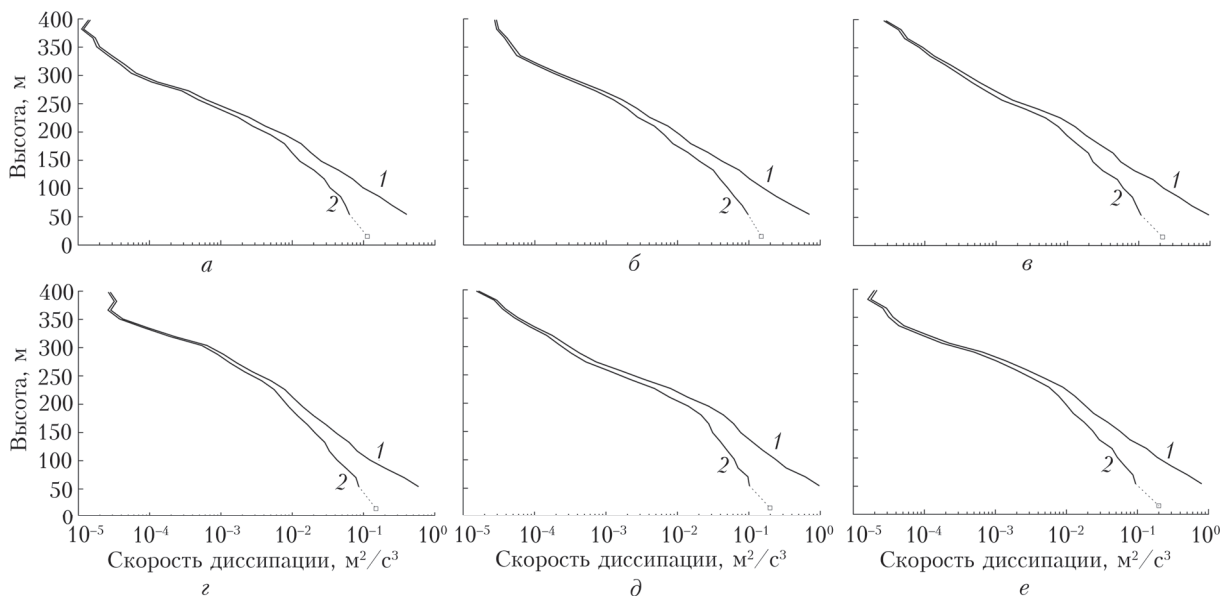


Рис. 5. Вертикальные профили скорости диссипации турбулентной энергии в 20:30 (а); 21:30 (б); 22:30 (в); 23:30 (г) 19 августа и 00:30 (д); 01:30 (е) 20 августа 2019 г., рассчитанной методами 1 (кривые 1) и 2 (кривые 2). Данные взяты из рис. 2, в, г; квадратиками показаны оценки скорости диссипации из одновременных измерений акустическим анемометром

уровни. Эти значения в выбранные моменты времени хорошо согласуются с оценками скорости диссипации по данным акустического анемометра для тех же моментов времени.

Эксперимент 2020 г.

Целенаправленный эксперимент по тестированию метода 2 оценивания скорости диссипации турбулентной энергии из лидарных данных, получаемых при сканировании зондирующим пучком вокруг вертикальной оси, был проведен нами в мае 2020 г. на территории БЭК ИОА СО РАН. Результаты работы метода 2 в эксперименте сравнивались с оценками ϵ по данным акустического анемометра, установленного на мачте высотой 42 м. Расстояние между лидаром Stream Line и мачтой составляло 160 м.

Во время измерений угол места задавался равным 16° , так что центр зондирующих импульсов достигал высоты $h = 42$ м на расстоянии $R = 152$ м от лидара. На высоте 42 м радиус и длина окружности сканирования составляли $R' = R \cos \phi = 146$ м и $L_c = 2\pi R' = 918$ м соответственно; время сканирования задавалось равным 5 мин. Линейная скорость перемещения зондируемого объема по окружности сканирования $V_s = L_c / T_{\text{scan}}$ была ≈ 3 м/с. Для оценки одного значения радиальной скорости аккумуляровались лидарные данные от $N_a = 15000$ посылок зондирующего импульса в атмосферу. Поэтому продолжительность измерения для каждого азимутального угла составляла $\Delta t = N_a / f_p = 1$ с. За один скан мы получали $M = T_{\text{scan}} / \Delta t = 300$ оценок радиальной скорости под разными азимутальными углами с разрешением $\Delta \theta = 360^\circ / M = 1,2^\circ$ и расстоянием между ними по окружности (между центрами зондируемых объемов) $\Delta y = \Delta \theta R' \approx 3$ м.

Для получения оценок средней скорости ветра и скорости диссипации ϵ_1 и ϵ_2 применялось усреднение по $N = 7$ последовательных сканирований (примерно 35-минутное усреднение). В приведенной в [1] формуле (5), по которой оценивалась скорость

диссипации, мы задавали $l = 3$. Оценки скорости диссипации ϵ_s из измерений акустическим анемометром определялись по временным спектрам продольной (вдоль направления среднего ветра) компоненты вектора скорости ветра в пределах инерционного интервала от 0,2 до 2 Гц, где спектр имел степенную $(-5/3)$ зависимость от частоты, с использованием гипотезы «замороженной» турбулентности Тейлора. Как и в случае лидара, для оценивания скорости диссипации использовалось 35-минутное усреднение ветровых данных акустического анемометра.

На рис. 6 в качестве примера приведены временные ходы средней скорости ветра, полученные из измерений лидаром U и акустическим анемометром U_s в течение 17,5 ч начиная с 07:40 13 мая 2020 г. Видно, что примерно половину времени средняя скорость ветра превышала линейную скорость перемещения зондируемого объема по окружности основания конуса сканирования V_s .

На рис. 7 приведены временные ходы отношения средней скорости к линейной скорости сканирования $\mu = U / V_s$ и оценок скорости диссипации турбулентной энергии методами 1 и 2. Наибольшее расхождение оценок скорости диссипации этими методами, наблюдается при $\mu > 2$, что согласуется с результатами расчетов на рис. 1 в [1].

На рис. 8 представлены временные ходы $\epsilon_2(t)$ и $\epsilon_s(t)$. Видно, что оценки скорости диссипации методом 2 из лидарных данных и по данным акустического анемометра хорошо согласуются друг с другом при всех значениях μ на рис. 7, а. Применение метода 1, как следует из сравнения с рис. 7, б, привело бы к завышению значения скорости диссипации в 17:00 в 3 раза.

По всем данным рис. 6 и 8 мы провели сравнение оценок средней скорости ветра и скорости диссипации из одновременных измерений акустическим анемометром (U_s и ϵ_s) и лидаром (U и ϵ_2). Результаты показаны на рис. 9. Предполагая статистическую независимость оценок и равенство погрешностей оценивания средней скорости ветра из лидарных

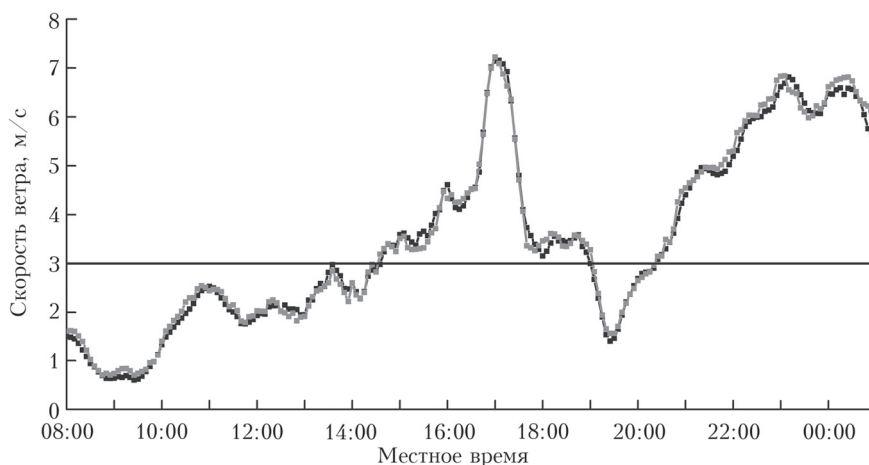


Рис. 6. Временные ходы средней скорости ветра на высоте 42 м, полученные из измерений лидаром Stream Line (черная кривая) и акустическим анемометром (серая кривая); измерения на БЭК с 08:00 13 мая 2020 г.; горизонтальная кривая — линейная скорость перемещения зондируемого объема по окружности основания конуса сканирования

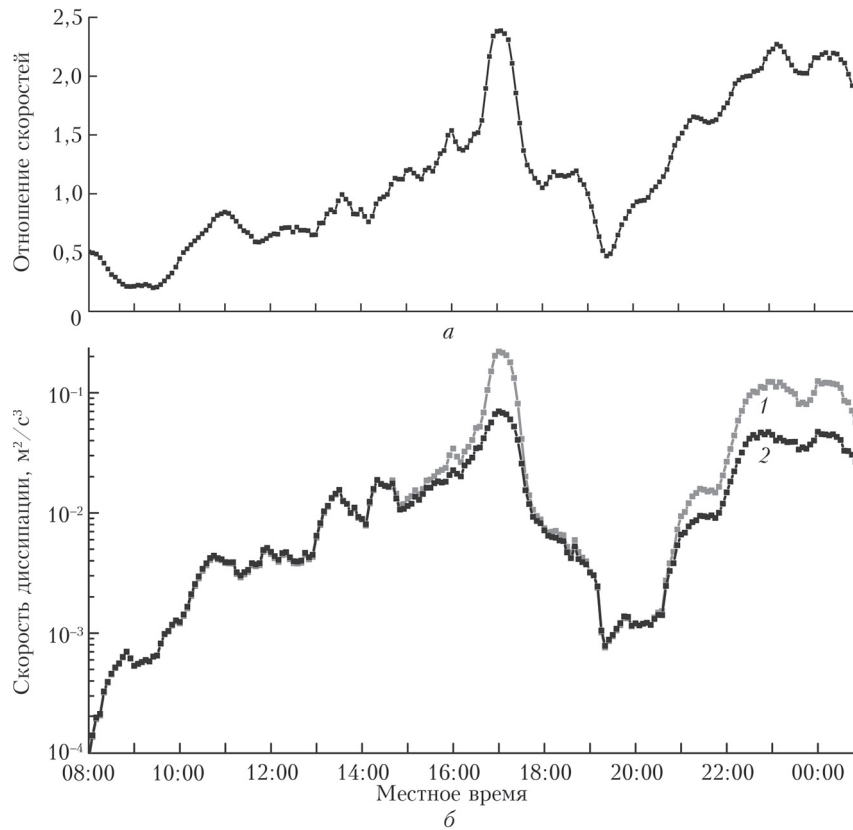


Рис. 7. Временные ходы отношения средней скорости ветра к линейной скорости перемещения зондируемого объема (а) и скорости диссипации турбулентной энергии (б) на высоте 42 м начиная с 08:00 13 мая 2020 г.; лидарные оценки скорости диссипации получены методами 1 (серая кривая 1) и 2 (черная кривая 2)

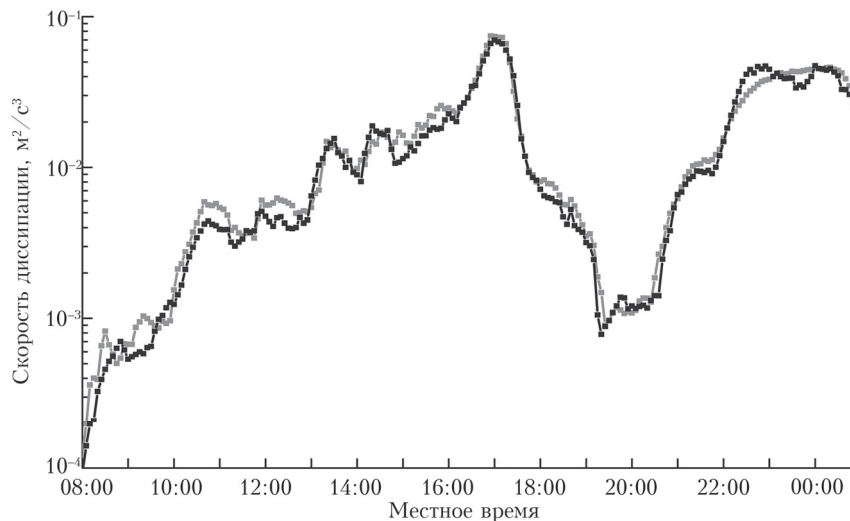


Рис. 8. Временные ходы скорости диссипации турбулентной энергии на высоте 42 м, рассчитанные по данным лидарных измерений (черная кривая) и акустического анемометра (серая кривая) начиная с 08:00 13 мая 2020 г.

данных U и из данных акустического анемометра U_s , статистическую независимость оценок и равенство погрешностей оценивания скорости диссипации ϵ_2 и ϵ_s , мы рассчитали относительное смещение $B_U = \langle \eta_U \rangle_p \cdot 100\%$ и относительную погрешность $E_U = \sqrt{(\langle \eta_U^2 \rangle_p - \langle \eta_U \rangle_p^2) / 2} \cdot 100\%$ оценки скорости ветра и относительное смещение $B_s = \langle \eta_s \rangle_p \cdot 100\%$ и относительную погрешность $E_s = \sqrt{(\langle \eta_s^2 \rangle_p - \langle \eta_s \rangle_p^2) / 2} \cdot 100\%$ оценки скорости диссипации. Оператор $\langle \dots \rangle_p$ озна-

чает усреднение по всем парам оценок (U, U_s) или (ϵ_2, ϵ_s) . Для расчетов $\eta_U = (U - U_s) / [(U + U_s) / 2]$ и $\eta_s = (\epsilon_2 - \epsilon_s) / [(\epsilon_2 + \epsilon_s) / 2]$ использовались данные рис. 9, а и б соответственно; мы получили $B_U = -2\%$, $E_U = 4\%$, $B_s = -7\%$ и $E_s = 21\%$.

На рис. 10 представлены 62-часовые временные ходы отношения средней скорости ветра к линейной скорости перемещения зондируемого объема и оценок скорости диссипации по данным изме-

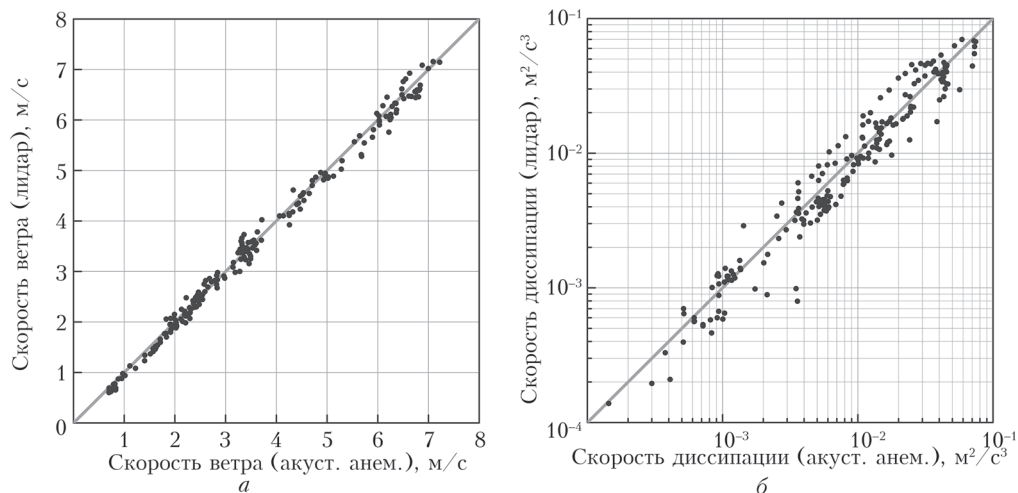


Рис. 9. Сравнение оценок средней скорости ветра (*a*) и оценок скорости диссипации турбулентной энергии (*б*), полученных из одновременных измерений лидаром и акустическим анемометром; данные взяты из рис. 6 и 8

рений акустическим анемометром и лидаром начиная с 16:00 20 мая 2020 г. Видно, что при $\mu > 1$ метод 1 заметно, до 2,7 раза, завышает значения скорости диссипации по сравнению с ϵ_2 и ϵ_s .

Воспользовавшись данными рис. 10, *б*, мы сопоставили оценки скорости диссипации, получаемые из измерений акустическим анемометром ϵ_s , с лидарными оценками ϵ_1 и ϵ_2 . На рис. 11, *a* видно, что

при сильной турбулентности, когда $\epsilon_s \geq 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^3$, и $\mu > 1$ лидарные оценки скорости диссипации ϵ_1 в среднем превышают оценки ϵ_s . При тех же условиях различие оценок ϵ_2 и ϵ_s (рис. 11, *б*) значительно меньше.

Рассчитанные по данным рис. 11 относительные смещения оценок скорости диссипации методами 1 и 2 составляют $B_\epsilon = 15$ и -2% . То есть метод 2

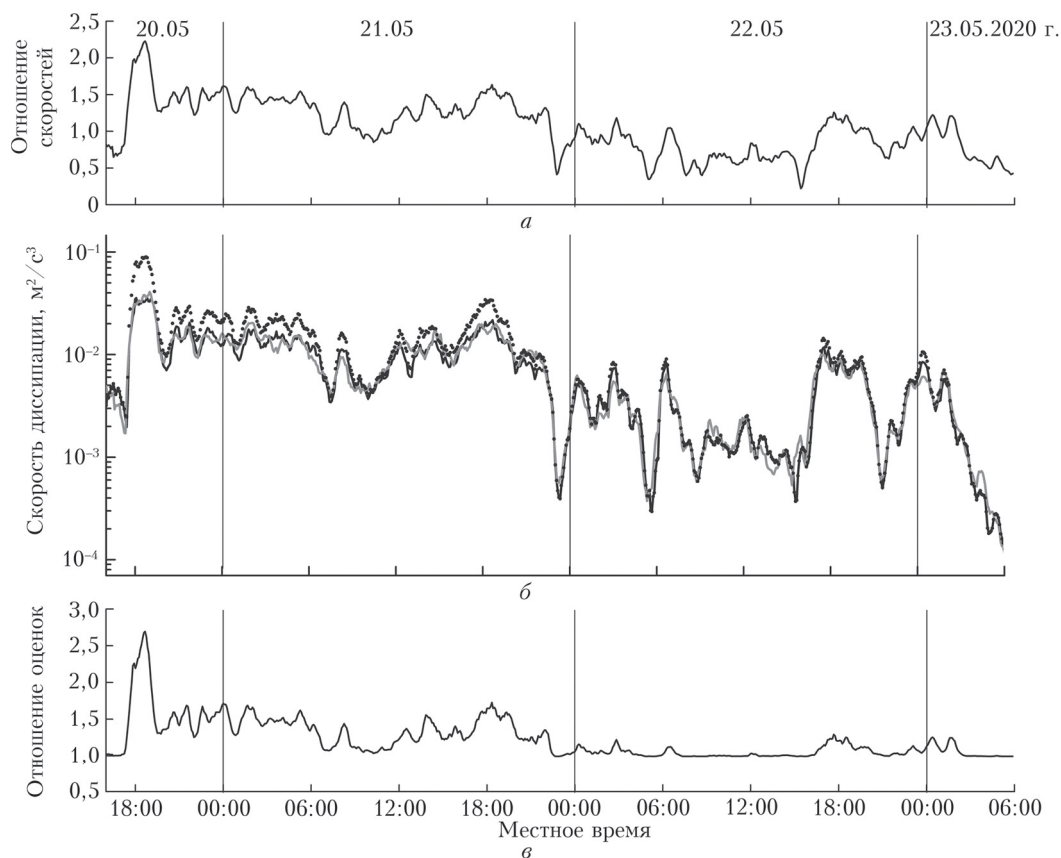


Рис. 10. Временные ходы отношения средней скорости ветра к линейной скорости перемещения зондируемого объема (*a*); скорости диссипации турбулентной энергии, рассчитанной по данным измерений лидаром методами 1 (кружочки) и 2 (черная кривая) и акустическим анемометром (серая кривая) (*б*); отношения лидарных оценок скорости диссипации методами 1 и 2 (*в*) на высоте 42 м. Измерения на БЭК с 16:00 20 мая 2020 г.

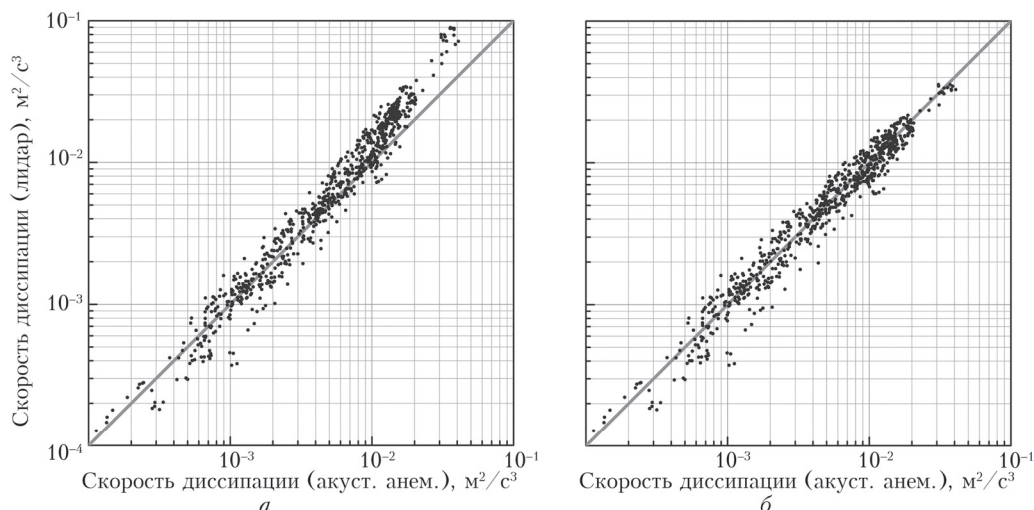


Рис. 11. Сравнение оценок скорости диссипации турбулентной энергии, полученных из одновременных измерений лидаром методами 1 (а) и 2 (б) и акустическим анемометром; данные взяты из рис. 10, б

дает практически несмещенную оценку скорости диссипации. Относительные статистические погрешности лидарных оценок ϵ_1 и ϵ_2 , по данным рис. 11, различаются в меньшей степени и составляют $E_\epsilon = 20$ и 16% соответственно.

Заключение

Во второй части статьи метод оценивания скорости диссипации турбулентной энергии из лидарных измерений, в котором учитывается ветровой перенос турбулентных неоднородностей (обобщенный метод, или метод 2), апробирован на данных натурных экспериментов, проведенных с использованием лидара Stream Line и акустического анемометра. Показано, что обобщенный метод позволяет получать практически несмещенную оценку скорости диссипации при произвольно больших отношениях скоростей $\mu \gg 1$, в то время как метод 1 [2] завышает оценку скорости диссипации на порядок при $\mu \sim 4$.

Обобщенный метод целесообразно применять при больших скоростях ветра на малых, до 200–300 м, высотах зондирования. На высотах выше приземного слоя атмосферы метод 1, как правило, позволяет получать вполне приемлемые по точности оценки скорости диссипации. Его применение не требует столь сложных расчетов, как обобщенный метод (сравни- те формулу (20) в [2] с формулами (15)–(17) в [1]).

1. Смалихо И.Н. Учет ветрового переноса турбулентных неоднородностей при оценивании скорости диссипации турбулентной энергии из измерений конически сканирующим когерентным доплеровским лидаром. Часть I.

I.N. Smalikho, V.A. Banakh, A.V. Falits, A.A. Sukharev, E.V. Gordeev. Taking into account the wind transfer of turbulent inhomogeneities when estimating the turbulent energy dissipation rate from measurements with a conically scanning coherent Doppler lidar. Part II. Experiment.

The method for estimating the turbulent energy dissipation rate from measurements by a conically scanning pulsed coherent Doppler lidar (PCDL), generalized to the case of arbitrary ratios of the average wind velocity to the linear scanning velocity, was tested on the data of atmospheric experiments with the use of a Stream Line PCDL and an sonic anemometer. A comparative analysis of the measurement results with the two devices showed that the improved method, which, unlike the previous approach, takes into account the wind transfer of turbulent inhomogeneities, allows obtaining unbiased estimates of the dissipation rate for any ratio of the average wind speed to the linear scanning speed.

Теория // Оптика атмосф. и океана. 2020. Т. 33, № 10. С. 756–761.

2. Smalikho I.N., Banakh V.A. Measurements of wind turbulence parameters by a conically scanning coherent Doppler lidar in the atmospheric boundary layer // Atmos. Meas. Tech. 2017. V. 10, N 11. P. 4191–4208.
3. Смалихо И.Н., Банах В.А., Фалиц А.В., Руди Ю.А. Определение скорости диссипации энергии турбулентности из данных, измеренных лидаром «Stream Line» в приземном слое атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 2015. Т. 28, № 10. С. 901–905.
4. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar estimates of the anisotropy of wind turbulence in a stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2019. V. 11, N 18.
5. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar observations of atmospheric internal waves in the boundary layer of atmosphere on the coast of Lake Baikal // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9, N 10. P. 5239–5248.
6. Ламли Дж., Пановский Г. Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир, 1966. 264 с.
7. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 263 с.
8. Волковицкая З.И., Иванов В.Н. Диссипация турбулентной энергии в пограничном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1970. Т. 6, № 5. С. 435–444. DOI: 10.3390/rs11182115.
9. O'Connor E.J., Illingworth A.J., Brooks I.M., Westbrook C.D., Hogan R.J., Davies F., Brooks B.J. A method for estimating the kinetic energy dissipation rate from a vertically pointing Doppler lidar, and independent evaluation from balloon-borne in situ measurements // J. Atmos. Ocean. Tech. 2010. V. 27, N 10. P. 1652–1664.
10. Frehlich R.G., Meillier Y., Jensen M.L., Balsley B., Sharman R. Measurements of boundary layer profiles in urban environment // J. Appl. Meteorol. Climatol. 2006. V. 45, N 6. P. 821–837.