

Лидарные исследования волновых структур и ветровой турбулентности в устойчивом пограничном слое атмосферы

И.Н. Смалихо[✉], В.А. Банах, А.В. Фалиц, А.М. Шерстобитов*

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

Поступила в редакцию 07.08.2024;
после доработки 12.09.2024;
принята к печати 30.09.2024

Изучение внутренних гравитационных волн (ВГВ), образующихся в пограничном слое атмосферы (ПСА) при устойчивой температурной стратификации, и механизмов взаимодействия ВГВ с ветровой турбулентностью важно для понимания динамических процессов в атмосфере и улучшения алгоритмов численного моделирования ПСА и прогноза погоды. Настоящая работа посвящена исследованиям волновых структур и турбулентности в устойчивом ПСА с использованием результатов экспериментов, проведенных нами в 2023 г. В этих экспериментах одновременно были задействованы два импульсных когерентных доплеровских лидара (ИКДЛ), разнесенных на расстояние 3250 м. Анализ данных показал, что по измерениям двумя ИКДЛ можно оценить временной сдвиг моментов прохождения передним фронтом атмосферной волны точек расположения лидаров, по которому определяется скорость ее распространения. Впервые выявлен случай распространения атмосферной волны в слое от 200 м до 1 км с максимумом амплитуды квазигармонических колебаний вертикальной составляющей вектора скорости ветра ~ 4 м/с (на высоте 400 м). Установлено, что вследствие передачи энергии от атмосферной волны к мелкомасштабным флуктуациям ветра возможно увеличение скорости диссипации турбулентной энергии на четыре порядка всего за несколько десятков минут.

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, ветровая турбулентность, внутренняя гравитационная волна, спектральная плотность, пограничный слой атмосферы; coherent Doppler lidar, wind turbulence, internal gravity wave, spectral density, atmospheric boundary layer.

Введение

Процессы взаимодействия волновых структур (атмосферных волн различных типов) и турбулентности в стратифицированных средах являются предметом исследований во многих областях геофизики. Для случаев устойчивой стратификации температуры воздуха в пограничном слое атмосферы (ПСА) характерно образование низкоуровневых струйных течений (НСТ), которые при определенных условиях сопровождаются возникновением атмосферных волн, в частности внутренних гравитационных волн (ВГВ), приводящих к отклонению спектра турбулентности от степенной зависимости « $-5/3$ » [1, 2].

В работах [3–6] показано, что для турбулентного замыкания при устойчивой стратификации в атмосфере недостаточно использования лишь уравнения баланса для кинетической энергии турбулентности, как в теории Колмогорова–Обухова–

Монина. Необходимо учитывать также и уравнение баланса для потенциальной энергии («энергии» флуктуаций потенциальной температуры) и получать новые экспериментальные данные для разработки альтернативной «парадигмы» возникновения и развития турбулентности. Актуальность исследований в этом направлении следует, в частности, из обзора [7].

В настоящее время для экспериментальных исследований турбулентно-волнового взаимодействия в устойчивом ПСА наиболее подходящими, на наш взгляд, являются импульсные когерентные доплеровские лидары (ИКДЛ), относящиеся к классу оптоволоконных [8–15]. Это утверждение базируется на возможности проведения подобными лидарами оперативных измерений ветра с достаточно высоким пространственно-временным разрешением. В [16] предложены и апробированы в атмосферных экспериментах методы определения параметров ветровой турбулентности (например, кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации) по измерениям оптоволоконным ИКДЛ Stream Line при коническом сканировании зондирующим пучком. Разработанный в [17] метод спектральной

* Игорь Николаевич Смалихо (smalikho@iao.ru); Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru); Артем Михайлович Шерстобитов (sharm@iao.ru).

плотности вертикальной скорости (СПВС) предполагает получение оценок спектральной плотности вертикальной компоненты вектора скорости ветра, измеряемой лидаром при вертикальном направлении зондирующего пучка. Следовательно, в рамках данного подхода наряду с определением параметров ветровой турбулентности имеется возможность анализа атмосферных волн с различными периодами и исследования турбулентно-волнового взаимодействия.

В [2] представлены результаты исследования влияния ВГВ на форму функции спектральной плотности $S_L(f_l)$ ($f_l = l\Delta f$ — частота, $l = 1, 2, 3, \dots, 500$ — номер и $\Delta f = 0,002$ Гц — ширина спектрального канала) вертикальной скорости ветра методом СПВС. Показано, что в устойчивом ПСА возникающая волна существенно влияет на спектральную плотность вначале в окрестности частоты квазигармонических колебаний ветра f_{osc} (из-за ВГВ), а затем вследствие передачи энергии ВГВ случайным (турбулентным) вариациям ветра происходят изменения и на более высоких частотах f_l . При этом в диапазоне частот от f_{osc} до 0,05 Гц функция $S_L(f_l)$ в среднем имеет степенную зависимость от частоты с показателем степени «–3». Однако сведений о реализующихся в ПСА параметрах ВГВ (амплитуда, период, частота, длина волны и скорость распространения, продолжительность и высоты наблюдения ВГВ в ПСА) еще не достаточно для анализа турбулентно-волнового взаимодействия, включая условия, при которых происходит передача энергии от волновых структур к мелкомасштабной турбулентности в пределах ее инерционного интервала.

Цель настоящей работы — лидарные исследования волновых структур и ветровой турбулентности в устойчивом ПСА. Анализ результатов наших экспериментов 2023 г., в которых были задействованы оптоволоконные ИКДЛ Stream Line [10] и ЛРВ [18], позволил получить новые знания об атмосферных волнах и степени их влияния на параметры ветровой турбулентности. Описанию экспериментов 2023 г. и анализу их результатов посвящена настоящая статья.

1. Эксперименты 2023 г.

Для проведения лидарных исследований волновых структур и ветровой турбулентности в устойчивом ПСА мы воспользовались исходными данными экспериментов, проводившихся одновременно в двух местах: 1) на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН, 2) в томском Академгородке. Эксперименты были выполнены весной, летом и осенью в три этапа: 1) с 05 по 26.05.2023 г., 2) с 14.06 по 19.07.2023 г. и 3) с 11.08 по 23.10.2023 г. Во всех этих экспериментах были задействованы два ИКДЛ. Лидар Stream Line был установлен в томском Академгородке на крыше здания ИОА СО РАН, а лидар ЛРВ находился на территории БЭКа ИОА СО РАН. Во время этих экспериментов расстояние между

лидарами составило 3250 м. Угол θ_L между линией, соединяющей точки расположения лидаров и направлением на север (из точки лидара Stream Line), был равен 80° .

Для обоих лидаров применялась предложенная в [17] стратегия измерения. Вначале осуществляется одно коническое сканирование при угле места $\varphi = 60^\circ$ в течение времени $T_{scan} = 1$ мин. Затем угол места за время $\delta t = 20$ с изменяется на $\varphi = 90^\circ$ (зондирующий пучок направлен строго вертикально вверх) и лидар измеряет в течение времени T_{vert} . После изменения угла места с 90 на 60° снова применяется коническое сканирование, т.е. данная процедура многократно повторяется. С учетом того, что мы задавали $T_{vert} = 500$ с, продолжительность одного цикла данной процедуры измерения составляет $T_c = T_{scan} + \delta t + T_{vert} + \delta t = 10$ мин. Лидары Stream Line и ЛРВ имеют частоту следования импульсов $f_p = 15$ и 10 кГц соответственно. Для спектральной аккумуляции мы использовали число зондирующих импульсов $N_a = 7500$ (лидар Stream Line) и 10000 (лидар ЛРВ). Тогда временной шаг $\Delta t = N_a/f_p$ равен $0,5$ с (лидар Stream Line) и 1 с (лидар ЛРВ).

После предварительной обработки исходных данных, полученных лидаром (Stream Line или ЛРВ), имеем по два массива данных для оценок отношения сигнал—шум $SNR(m'\Delta t; R_k, \varphi_{scan}, n)$ и радиальной скорости ветра $V_L(m'\Delta t; R_k, \varphi_{scan}, n)$ из измерений при коническом сканировании и соответствующих оценок $SNR(m\Delta t; R_k, \varphi_{vert}, n)$ и $V_L(m\Delta t; R_k, \varphi_{vert}, n)$ из измерений при вертикальном направлении зондирующего пучка, где $m' = 0, 1, 2, \dots, M_s - 1$ (M_s — число лучей за одно полное коническое сканирование), $m = 0, 1, 2, \dots, M_1 - 1$ (M_1 — число отсчетов времени в измерениях при вертикальном направлении зондирующего пучка); $R_k = R_0 + k\Delta R$ — расстояние от лидара, $k = 0, 1, 2, \dots, K - 1$ (K — номер расстояния от лидара), ΔR — шаг по дальности ($\Delta R = 18$ м для лидара Stream Line и $9,6$ м для лидара ЛРВ); $\varphi_{scan} = 60^\circ$ и $\varphi_{vert} = 90^\circ$ — углы места при коническом сканировании и вертикальном направлении зондирующего пучка соответственно, $n = 1, 2, 3, \dots$ — номер цикла продолжительностью T_c . Очевидно, что когда $\varphi = 90^\circ$, лидар измеряет только вертикальную составляющую вектора скорости ветра V_z .

Из массива $V_L(m'\Delta t; R_k, \varphi_{scan}, n)$ с помощью метода синусоидальной подгонки [17] восстанавливались высотнo-временные распределения средней горизонтальной скорости $U(t_n, h_k)$ и угла направления $\theta_V(t_n, h_k)$ ветра, где $t_n = t_0 + nT_c$ — время и $h_k = R_k \sin \varphi_{scan}$ — высота. Усреднение осуществлялось с использованием данных четырех конических сканирований зондирующим пучком [17]. Для высотнo-временной визуализации $SNR(t_n, h_k)$ применялось усреднение оценок $SNR(m\Delta t; R_k, \varphi_{vert}, n)$ в пределах трех циклов измерений. Мы воспользовались следующими процедурами: 1) получение оценок функции спектральной плотности вертикальной скорости ветра, измеряемой лидаром; 2) определение

инструментальной погрешности лидарной оценки радиальной скорости $\sigma_e(t_n, h_k)$; 3) высотнo-временная визуализация параметров ветровой турбулентности: скорости диссипации турбулентной энергии $\epsilon(t_n, h_k)$ и дисперсии вертикальной скорости ветра $\sigma_w^2(t_n, h_k)$; 4) расчет относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации $E_\epsilon(t_n, h_k)$. Описание процедур дано в [17].

2. Визуализация атмосферной волны

Путем внимательного просмотра выcотно-временных распределений скорости ветра $V_L(m\Delta t; R_k, \phi_{\text{vert}}, n)$, представляющих собой сумму вертикальной скорости ветра V_z , усредненной по зондируемому объему, и случайной погрешности ее оценивания [19–21], с шагами по высоте $\Delta h = \Delta R$ и времени Δt мы выявляли случаи квазигармонических колебаний скорости. Предполагалось, что такие осцилляции обусловлены распространением атмосферной волны, которая может быть различного типа (гравитационно-сдвиговая волна, волна плаучести; волна, образующаяся при обтекании препятствий, и т.д.), в районе проведения эксперимента.

За три года (с 2020 по 2022 г.) мы осуществили большое количество экспериментов, в которых был задействован лидар Stream Line и использовались предложенные в [17] стратегия измерения и метод СПВС. Анализ массивов $V_L(m\Delta t; R_k, \phi_{\text{vert}}, n)$, полученных в этих экспериментах, позволил выявить в сумме около 40 случаев атмосферной волны (АВ). По описанной в [22] методике мы оценивали амплитуду A_z и частоту f_{osc} (период $T_{\text{osc}} = 1/f_{\text{osc}}$). Также для каждого случая АВ была определена ее локализация по высоте и времени (высоты и продолжительность наблюдения волны). Отличительная особенность выявленных нами случаев АВ заключается в том, что волны наблюдаются в атмосферном слое с нижней границей в центре НСТ (в окрестности максимума скорости ветра $U(h_k)$) и с верхней границей на высоте, как правило, не превышающей 600 м. Возможно, такие ограничения по высоте связаны с недостаточно высоким SNR во время измерения лидаром и, как следствие, с большой инструментальной погрешностью σ_e .

Из лидарных измерений в 2023 г. нам удалось выявить случай АВ, наблюдаемой на высотах от 150 м до почти 1 км. Этот случай иллюстрирует рис. 1, где представлено высотнo-временное распределение V_z , полученное из измерений 07.07.2023 г. лидаром Stream Line при вертикальном направлении зондирующим пучком, в течение часа с 19:30 и когда примерно в 20:00 местного времени возникла АВ. На рис. 1, а черный цвет означает отсутствие данных, так как в это время применялось коническое сканирование зондирующим пучком под углом места 60° . Воспользовавшись данными рис. 1, а, мы построили часовые вариации вертикальной скорости на различных высотах h (рис. 1, б–е). Видно, что начальная амплитуда квазигармонических колебаний вертикальной скорости A_z существенно

зависит от высоты, и эти колебания довольно быстро затухают (продолжительность наблюдения волны ~ 20 мин).

Из рис. 1 следует, что возникшая атмосферная волна представляет собой плоскую волну с фронтом, совпадающим с вертикальной плоскостью почти во всем прилегающем к Земле километровом слое. При этом временные вариации вертикальной скорости ветра с момента пересечения передним фронтом АВ оптической оси зондирующего пучка, направленного вертикально, представляют собой практически один цуг волны с периодом $T_{\text{osc}} \approx 5$ мин. Для второй половины цуга волны ее амплитуда примерно на 20% меньше, и чем меньше высота, тем более искаженной является гармоническая форма данной атмосферной волны.

Воспользовавшись данными по SNR, горизонтальной и вертикальной скоростям ветра, полученным из измерений лидаром Stream Line с 19:44 до 20:14 07.07.2023 г. (когда имело место АВ), с помощью процедуры сглаживания данных мы получили усредненные высотные профили SNR(h), $\sigma_e(h)$, $U(h)$ и $A_z(h)$ (рис. 2).

Вследствие используемой фокусировки зондирующего пучка максимальное значение SNR приходится на высоту ≈ 450 м. Видно, что чем ниже SNR, тем больше σ_e . Так, при SNR ≈ -12 дБ $\sigma_e \approx 0,16$ м/с. Если же SNR ниже -18 дБ, то σ_e может достигать 0,5 м/с. Согласно рис. 2, в, г центр НСТ находится на высоте 220 м с максимумом $U \sim 7$ м/с, а $A_z \sim 4$ м/с в максимуме (на высоте около 400 м). Отметим, что на высотах от 350 до 550 м $A_z > U$. В атмосферном слое от 150 до 950 м везде $A_z > 1$ м/с.

В районе проведения эксперимента 24.08.2023 г. произошел аналогичный показанному на рис. 1 случай возникновения АВ с $A_z < 4$ м/с. Но в отличие от эксперимента 07.07.2023 г. после 10:00 по местному времени, когда измерения проводились только одним лидаром, в этот раз (24.08.2023 г.) явление АВ можно наблюдать по данным двух ИКДЛ. Для этого случая на рис. 3 представлены временные вариации (в течение часа) V_z на высоте 350 м, полученные из измерений лидарами Stream Line и ЛРВ. Согласно данным двух лидаров после возникновения АВ в течение получаса полностью затухла. Так как на рис. 3, а, б хорошо виден первый цуг волны, нетрудно определить временной сдвиг T_L между максимумами красной и синей кривых, который составил 290 с. При этом передний фронт АВ вначале пересек точку положения лидара Stream Line и через 290 с — лидара ЛРВ.

На рис. 3, а, б серые полосы указывают на временные отрезки, в пределах которых осуществлялось коническое сканирование зондирующим пучком. По данным измерений в эти промежутки времени были получены оценки U и θ_V (см. рис. 3, в, г); отличия между ними относительно небольшое (несмотря на то, что расстояние между лидарами 3250 м).

На рис. 3 видно, что во время распространения АВ (с 22:45 до 22:55 по местному времени) скорость ветра составляла ~ 14 м/с, а θ_V варьировался

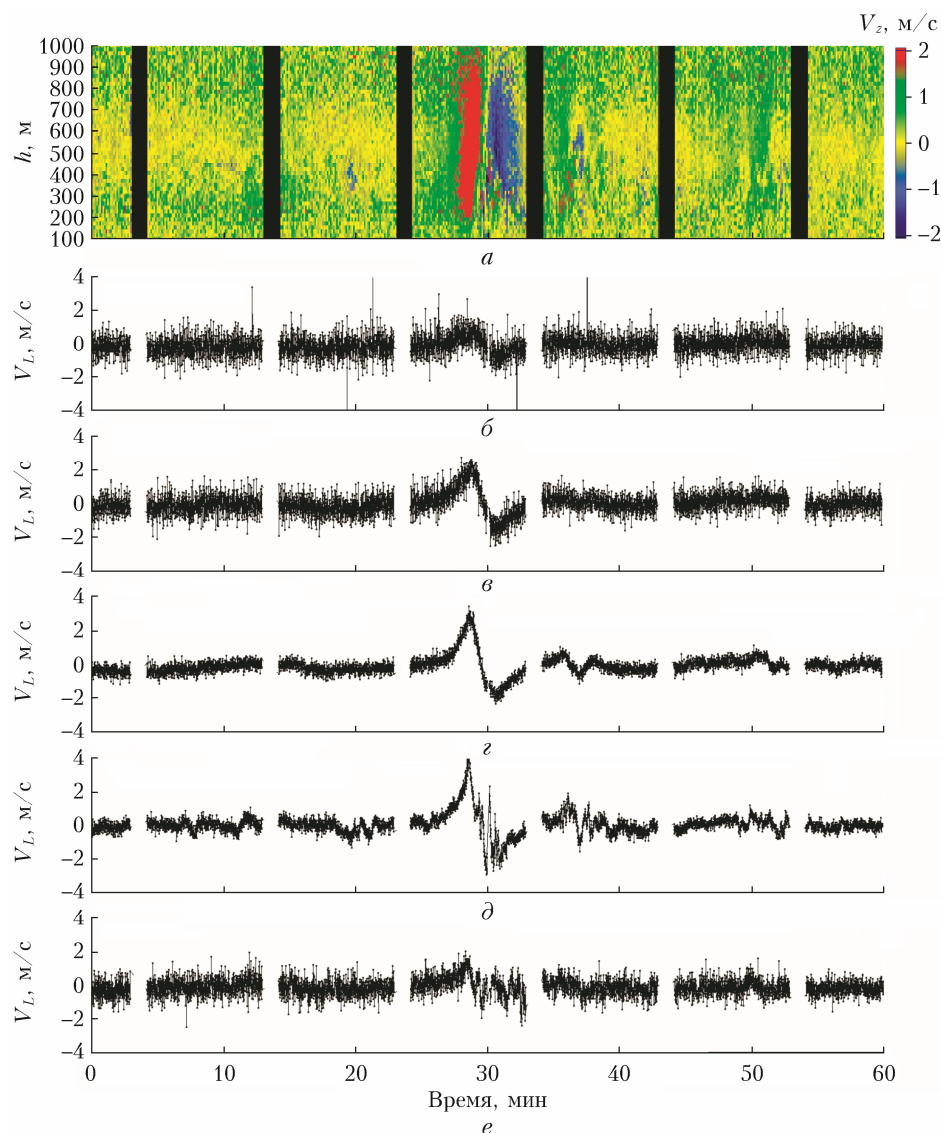


Рис. 1. Высотно-временное распределение (а) и часовые вариации вертикальной компоненты вектора скорости ветра на высотах 1000 (б), 800 (в), 600 (г), 400 (д) и 200 м (е), полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке с 19:30 по местному времени 07.07.2023 г. (см. цветные рисунки на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.12>)

от 10 до 30°. Учитывая, что угол $\theta_L = 80^\circ$, можно считать, что ветер направлен почти поперек линии, соединяющей точки расположения лидаров. Следовательно, для модели плоской волны (АВ) ветер практически не может повлиять на временной сдвиг T_L , который будет определяться только скоростью C_v и углом направления β распространения данной атмосферной волны. Информацию об угле β можно получить лишь из измерений как минимум тремя лидарами, разнесенными друг от друга на определенные расстояния.

Предположив, что угол β совпадает с углом θ_L (т.е. АВ распространяется в направлении вдоль линии, соединяющей точки расположения лидаров, в сторону от лидара Stream Line), нетрудно определить скорость распространения АВ как $C_v = L/T_L$, где $L = 3250$ м — расстояние между лидарами. В этом

случае $C_v = (3250 \text{ м})/(290 \text{ с}) \approx 11 \text{ м/с}$. При несовпадении угла β с θ_L (или $\theta_L + 180^\circ$) и том же значении временного сдвига $T_L = 290 \text{ с}$ $|C_v| < 11 \text{ м/с}$. Следует отметить, что полученная оценка C_v представляет собой проекцию вектора скорости распространения атмосферной волны на линию, соединяющую точки расположения лидаров.

Во время эксперимента 20.09.2023 г. из измерений обоими лидарами в течение часа, начиная с 19:30 местного времени, мы получили данные, свидетельствующие о возникновении двух АВ (ВГВ) с относительно короткими временами жизни (около 15–20 мин). Этот случай иллюстрирует рис. 4. По данным этого рисунка мы определили временные сдвиги $T_L = 494 \text{ с}$ для первой ВГВ и $T_L = 507 \text{ с}$ — для второй. Так как в течение часа скорость и направление ветра изменялись незначительно,

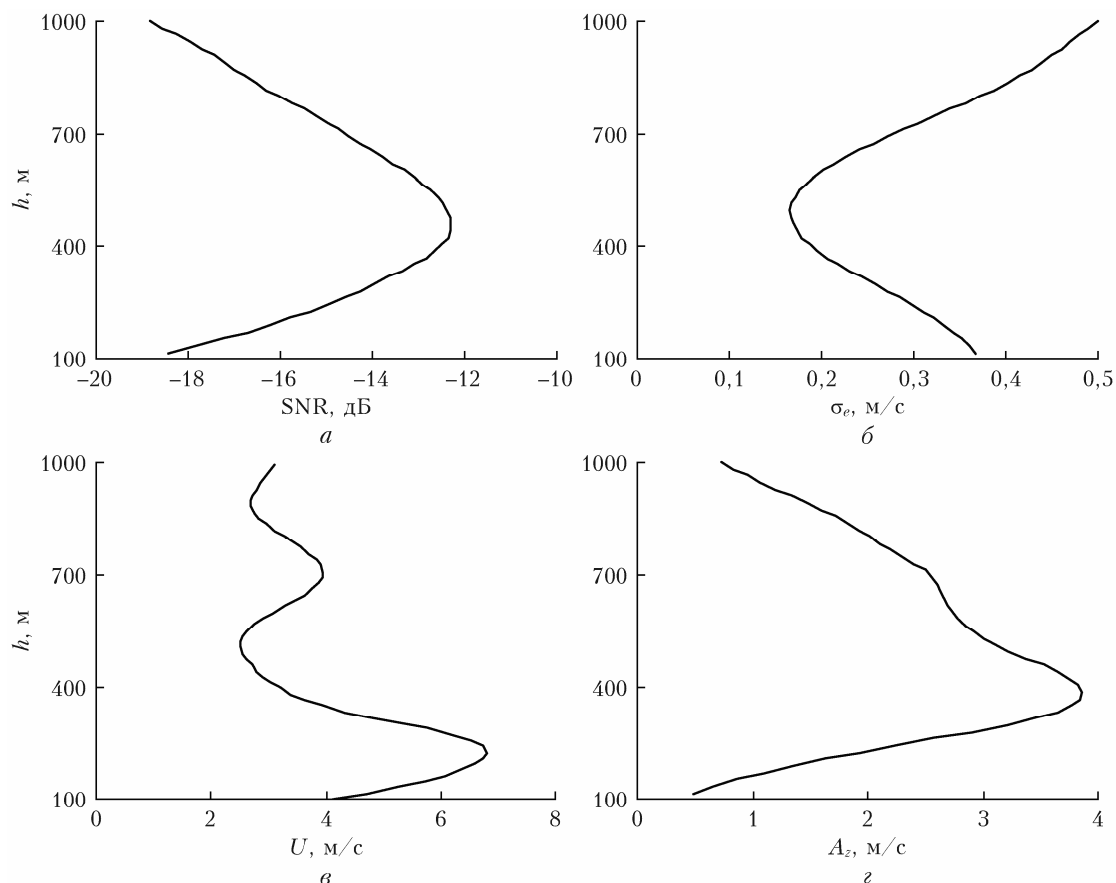


Рис. 2. Часовые профили SNR (*а*), инструментальной погрешности оценки вертикальной составляющей вектора скорости ветра (*б*), горизонтальной составляющей вектора скорости ветра (*в*) и начальной амплитуды квазигармонических колебаний вертикальной составляющей вектора скорости ветра (*г*), восстановленные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке с 19:44 до 20:14 по местному времени 07.07.2023 г. при прохождении БГВ

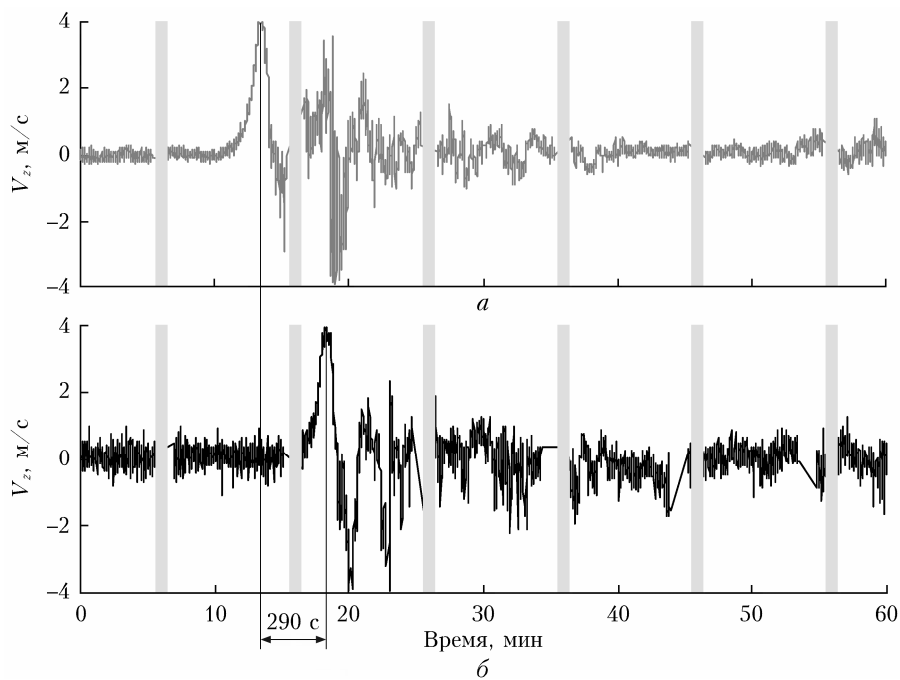
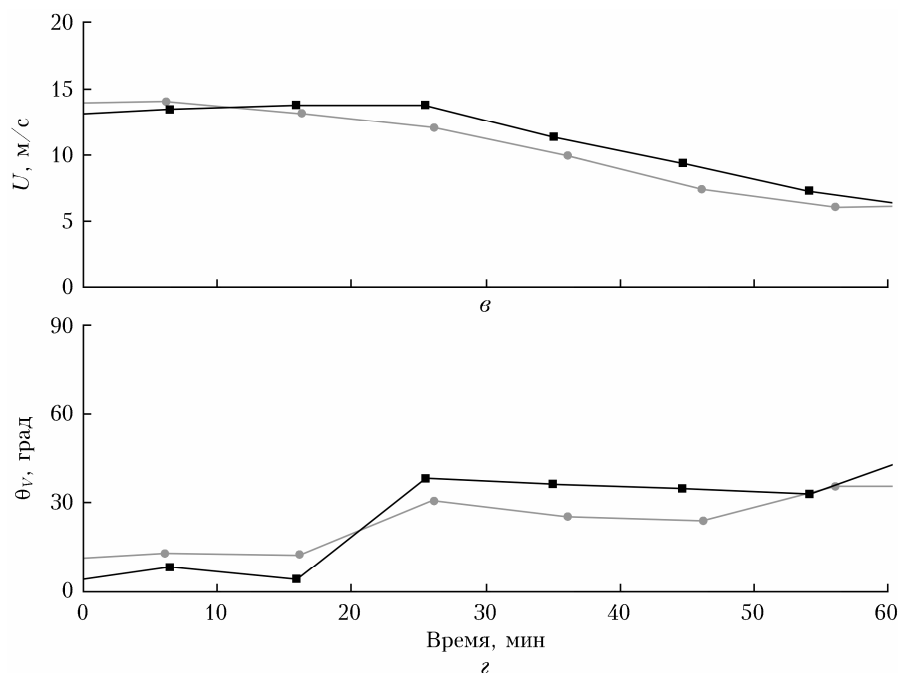


Рис. 3. Часовые вариации вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*а, б*), горизонтальной составляющей скорости ветра (*в*) и угла направления ветра (*г*) на высоте 350 м, полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке (серые кривые) и лидаром ЛРВ на БЭКе ИОА СО РАН (черные кривые) с 22:30 по местному времени 24.08.2023 г. (окончание см. на с. 1045)



Окончание рис. 3 (начало см. на с. 1044)

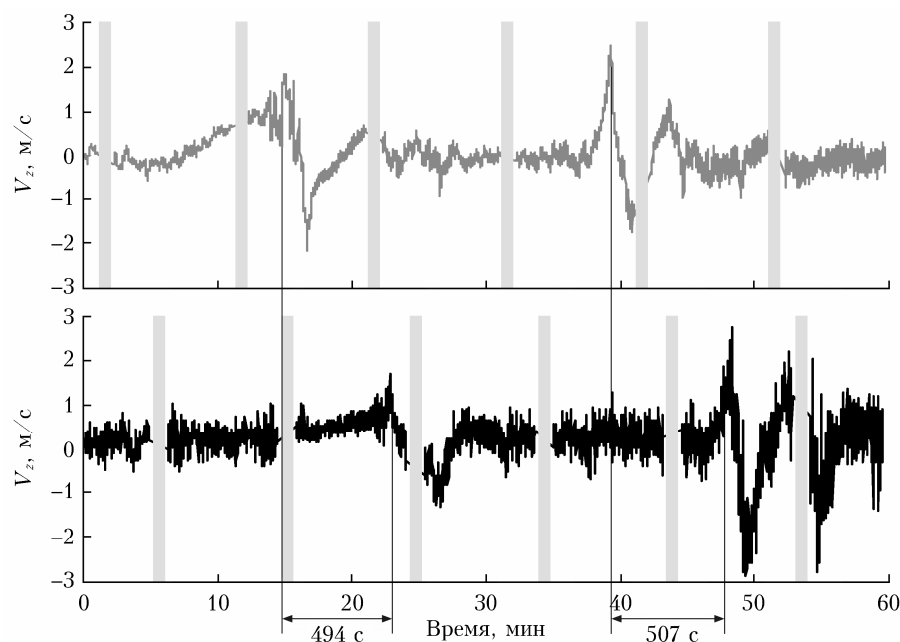


Рис. 4. Часовые вариации вертикальной компоненты вектора скорости ветра на высоте 350 м, полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке (серые кривые) и лидаром ЛРВ на БЭКе ИОА СО РАН (черные кривые) с 19:30 по местному времени 20.09.2023 г.

а приведенные выше оценки временного сдвига T_L довольно близки (различие не более 3%), можно предположить, что обе АВ распространялись почти с одинаковой скоростью.

3. Турбулентно-волновое взаимодействие в ПСА

Предложенный в [16] способ определения f_{osc} и $T_{\text{osc}} = 1/f_{\text{osc}}$ предполагает наличие ярко выраженного максимума $S(f)$. Однако при рассмотре-

нии АВ в атмосфере это не всегда так. В том числе есть довольно много случаев, когда в $S(f)$ имеются два или более сопоставимых по амплитуде локальных максимума, что может быть связано с взаимодействием ветровой турбулентности с распространяющейся АВ. Для исследования турбулентно-волнового взаимодействия в ПСА мы воспользовались данными измерений лидаром Stream Line, так как благодаря фокусировке зондирующего излучения SNR существенно выше у этого лидара, чем у лидара ЛРВ.

Из лидарных измерений 06.10.2023 г. мы выявили два случая появления ВГВ: 1) с 06:00 до 08:40 и 2) с 23:00 до 23:55 по местному времени, когда в ПСА реализовались условия устойчивой температурной стратификации. На рис. 5, *a–в* приведены часовые вариации V_z на высоте 350 м во время прохождения ВГВ 06.10.2023 г. Воспользовавшись этими данными в пределах 30-минутных интервалов, показанных синими стрелками, мы получили оценки $S(f)$, которые представлены справа на рис. 5. По положению пиков в этих спектрах можно определить f_{osc} , связанные с распространением гравитационной волны. Видно, что на разных интервалах мы имеем разные f_{osc} (T_{osc}). Согласно спектральным плотностям периоды колебаний варьируются от 0,5 до 5 мин.

Из спектральных плотностей скорости, приведенных на рис. 5, *г–е*, хорошо видно, что на частотах между f_{osc} и 0,05 Гц (вне пределов инерцион-

ного интервала турбулентности) ВГВ вызывает существенное увеличение спектральной амплитуды. При этом наклон убывания спектра с частотой f существенно больше наклона, соответствующего « $-5/3$ -й» степенной частотной зависимости спектра (спектра Колмогорова–Обухова). Подробный анализ спектров V_z , полученных из лидарных измерений при распространении ВГВ, был проведен в [2].

На рис. 6 показаны высотно-временные распределения $SNR(t_n, h_k)$, $\sigma_e(t_n, h_k)$, $U(t_n, h_k)$, $\sigma_w^2(t_n, h_k)$, $\epsilon(t_n, h_k)$ и $E_\epsilon(t_n, h_k)$, полученные по измерениям лидаром Stream Line в течение полных суток 06.10.2023 г. Черный цвет на рис. 6, *e* означает превышение E_ϵ уровня в 50%. Благодаря довольно высокой концентрации атмосферного аэрозоля в течение всего этого дня и фокусировке зондирующего излучения на расстояние 400 м мы имеем достаточно высокое SNR (см. рис. 6, *a*), которое обеспечило требуемую точность измерения V_z . Так,

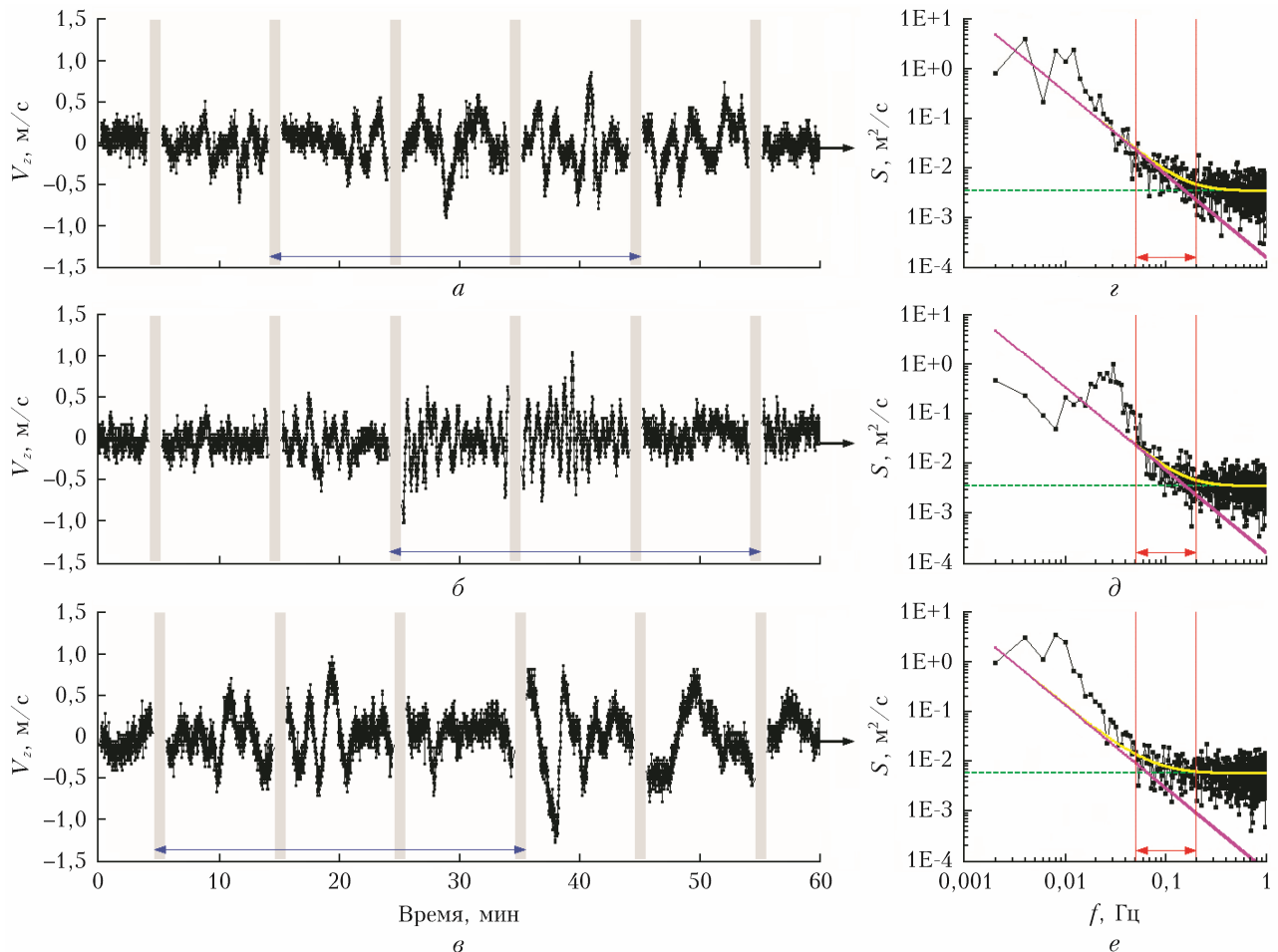


Рис. 5. Часовые вариации вертикальной компоненты вектора скорости ветра на высоте 350 м, полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке с 06:00 (*a*), 07:30 (*б*) и 23:00 (*в*) по местному времени 06.10.2023 г., и рассчитанные по ним спектральные плотности V_z (черные кривые) в пределах временных интервалов, показанных синими стрелками (*г–е*): зеленые пунктирные линии указывают на шумовые составляющие спектров; красными стрелками показан частотный интервал, в пределах которого из спектральных плотностей определялась ϵ , по ней рассчитывались спектральные плотности с учетом шума и усреднения по зондируемому объему (желтые кривые) и « $-5/3$ -я» колмогоровская зависимость спектра от частоты (розовые линии)

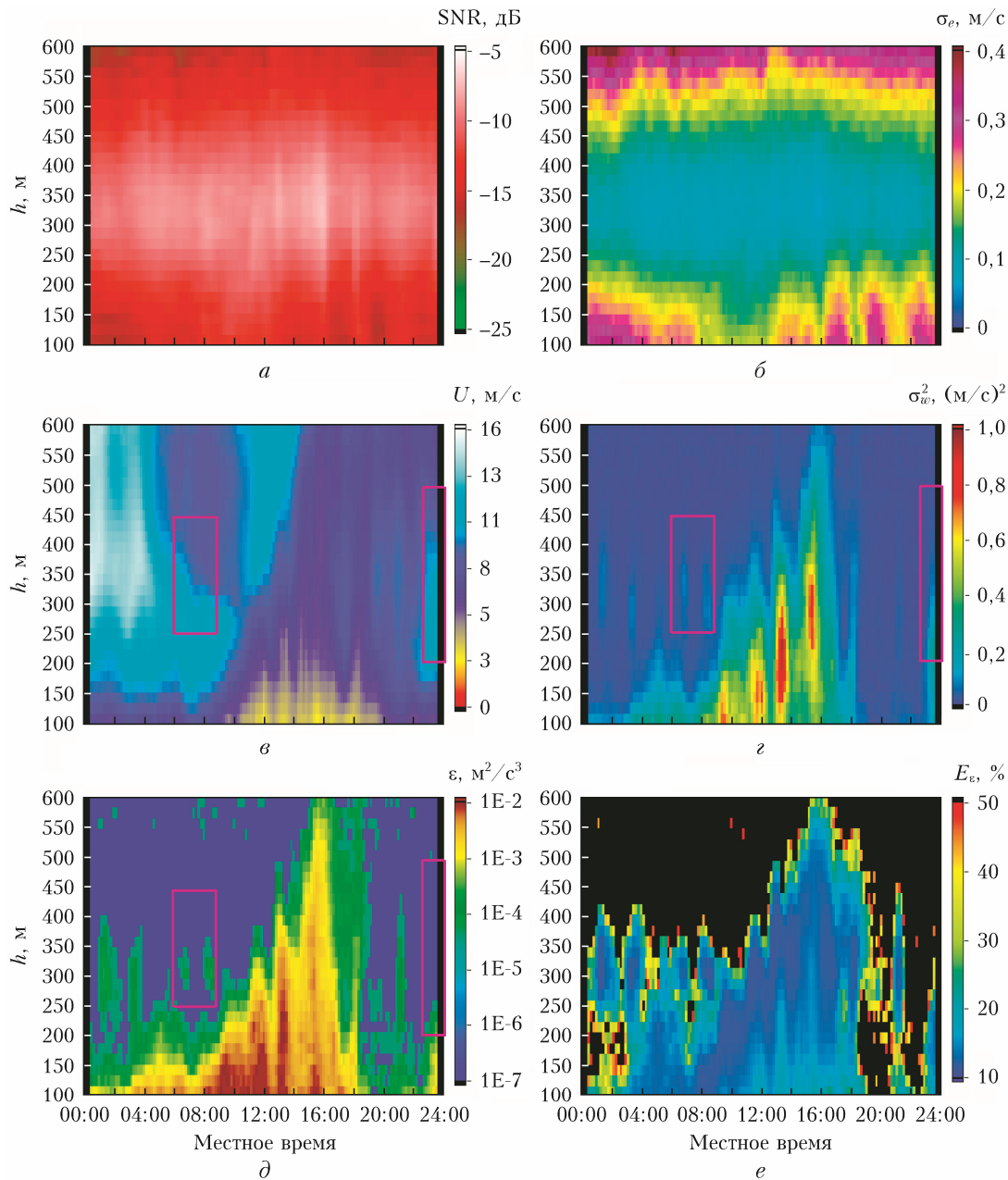


Рис. 6. Высотно-временные распределения SNR (*a*), инструментальной погрешности оценки вертикальной скорости ветра (*б*), средней горизонтальной скорости ветра (*в*), дисперсии вертикальной скорости ветра (*г*), скорости диссипации турбулентной энергии (*д*) и относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации (*е*), полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 06.10.2023 г. Прямоугольники (с краями розового цвета) указывают на области (по высоте и времени) лидарного наблюдения ВГВ

согласно рис. 6, *б*, в атмосферном слое 250–450 м $\sigma_e \leq 0,2$ м/с. В свою очередь, это способствовало высокой точности оценок параметров ветровой турбулентности σ_w^2 и ϵ .

Как уже отмечалось выше, по данным измерений 06.10.2023 г. нами были выявлены ВГВ: 1) с 06:00 до 08:40 и 2) с 23:00 до 23:55 по местному времени. Гравитационные волны возникали на фоне низкоуровневых струйных течений, наблюдаемых в этот день с 00:00 до 09:30 и с 22:00 до 24:00 (см. рис. 6, *в*). При этом визуально распознать ВГВ из высотно-временных распределений V_z уда-

лось в интервалах высот от 250 до 450 м и от 220 до 500 м. На рис. 6, *в–д* области лидарного наблюдения ВГВ показаны в виде прямоугольников с краями розового цвета.

Воспользовавшись данными рис. 6, *в–д*, мы построили высотные профили $U(h)$, $\sigma_w^2(h)$ и $\epsilon(h)$ для временных интервалов, указанных синими стрелками на рис. 5, когда распространялись ВГВ (рис. 7). Данные для скорости диссипации представлены при условии, что E_ϵ и σ_w^2 не превышают 30%. Согласно пунктирным линиям на рис. 7, нижняя граница наблюдения ВГВ почти совпадает

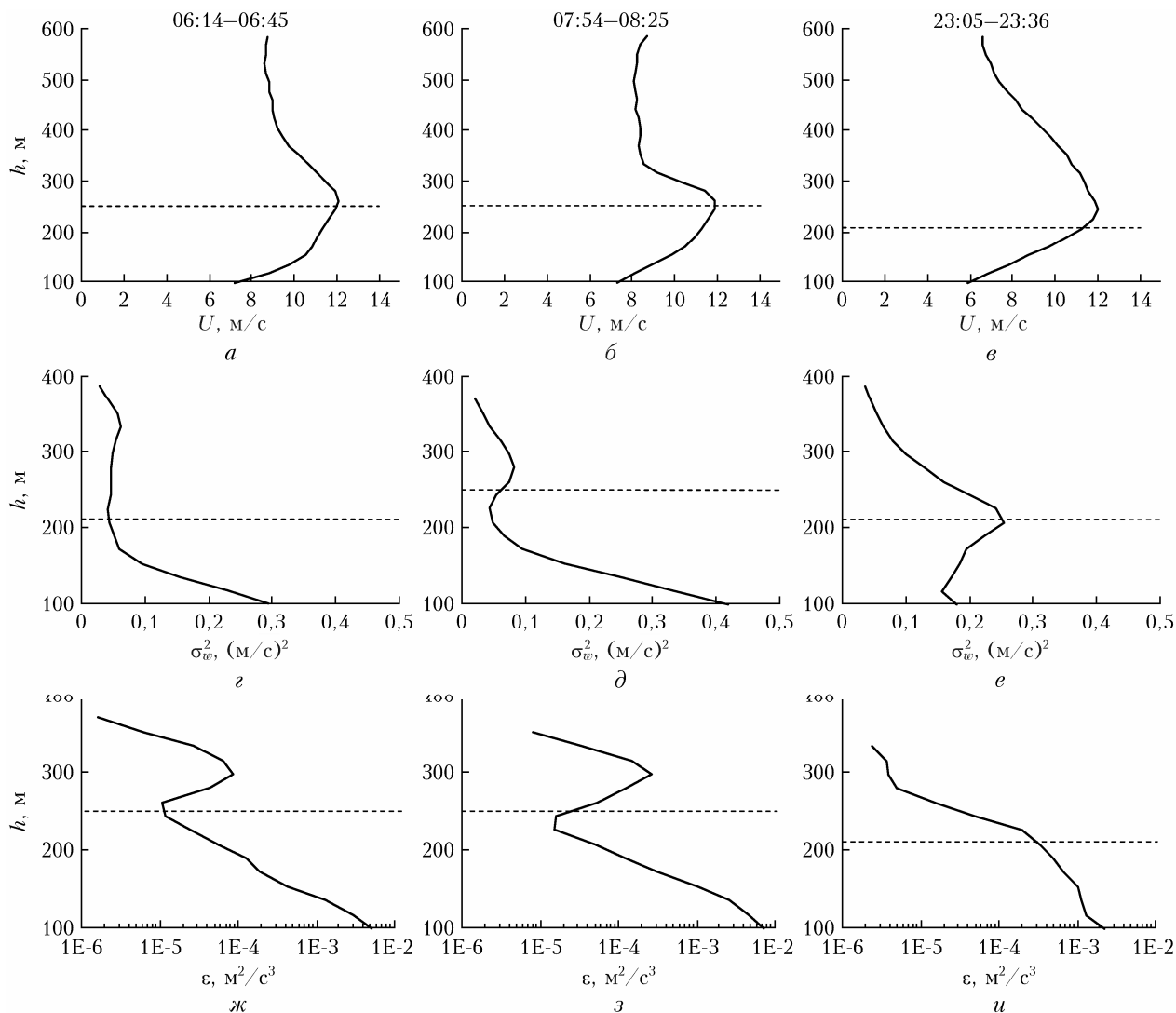


Рис. 7. Высотные профили горизонтальной составляющей скорости ветра (*а–в*), дисперсии вертикальной скорости ветра (*г–е*) и скорости диссипации турбулентной энергии (*ж–и*), восстановленные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 06.10.2023 с 06:14 до 06:45 (*а, г, ж*), с 07:54 до 08:25 (*б, д, з*) и с 23:05 до 23:36 (*в, е, и*) во время прохождения ВГВ. Для каждого профиля нижняя граница атмосферного слоя, внутри которого можно с помощью лидара наблюдать ВГВ, показана пунктиром

с центром струйного течения (высотой положения точки максимума $U(h)$). Из рис. 5, *г–е* и рис. 7 следует, что чем выше частота ВГВ, тем сильнее увеличение ϵ из-за передачи энергии от ВГВ к мелкомасштабной турбулентности ветра. Наличие ВГВ приводит к сильному увеличению ϵ в случае измерения в утренние часы (рис. 7, *ж, з*), в то время как с 23:05 до 23:30 ВГВ не оказывает никакого влияния на данную величину.

На рис. 8, *а–г* представлены высотные профили $U(h)$, $\sigma_w^2(h)$, $\epsilon(h)$ и $E_\epsilon(h)$, восстановленные из измерений лидаром Stream Line ночью 20.06.2023 г. в пределах 30-минутного промежутка при распространении ВГВ с $f_{\text{osc}} = 0,014$ Гц ($T_{\text{osc}} = 1/f_{\text{osc}} \approx 70$ с). Из рис. 8, *а* следует, что во время этих измерений имело место низкоуровневое струйное течение с максимумом U на высоте ~ 300 м. Согласно рис. 8, *г* точность оценок параметров турбулентности, приве-

денных на рис. 8, *б, в*, является приемлемой до высоты 350 м (чтобы учесть усреднение радиальной скорости по зондируемому объему, полученная величина ϵ используется в расчетах σ_w^2 [12]).

Для высот, на которые указывают красные горизонтальные линии (см. рис. 8, *а–г*), на рис. 8, *д–з* черными кривыми показаны спектральные плотности V_z , измеренной лидаром. Из этих спектров в пределах частотного интервала от f_{osc} (см. коричневую вертикальную линию на рис. 8, *д*) до 0,05 Гц были определены показатели степени α зависимости спектральной плотности от частоты. Видно, что α существенно меньше $-5/3$ лишь на высотах не менее 315 м (выше центра НСТ). Следует отметить, что в этом примере, несмотря на относительно высокую f_{osc} , ВГВ не оказала практически никакого влияния на σ_w^2 и ϵ .

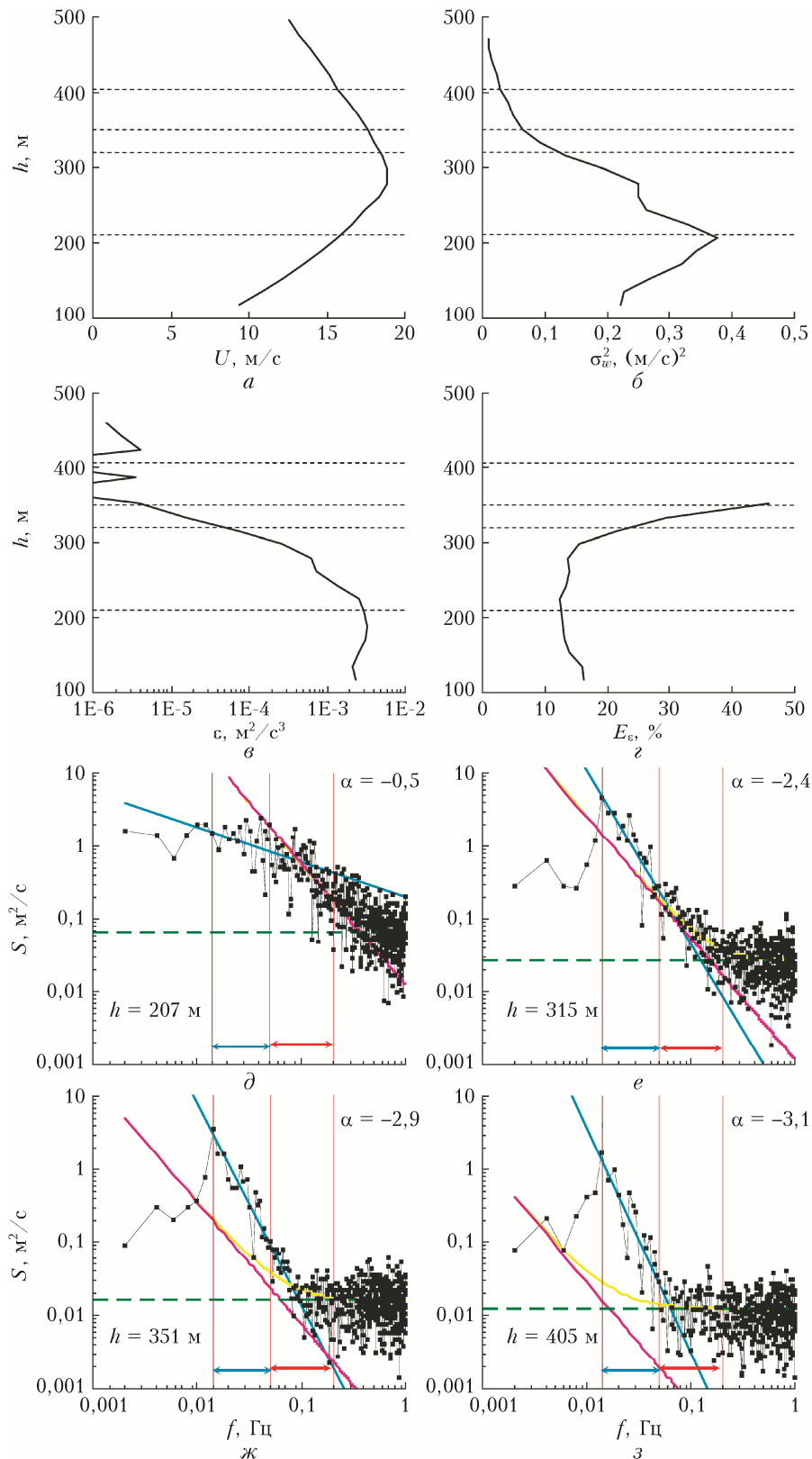


Рис. 8. Высотные профили средней горизонтальной скорости ветра (*а*), дисперсии вертикальной скорости ветра (*б*), скорости диссипации турбулентной энергии (*в*) и относительной погрешности оценки скорости диссипации (*г*); спектральные плотности вертикальной скорости ветра на различных высотах (*д–з*), полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 20.06.2023 г. с 01:08 до 01:39 по местному времени; пунктирными линиями на рис. 8, *а–б* указаны эти высоты; горизонтальными красными линиями (*а–г*) указаны высоты, для которых представлены спектральные плотности (*д–з*) (обозначения те же, что и на вышеприведенных рисунках для спектральных плотностей; вертикальные коричневые кривые указывают на f_{osc} , вызываемые ВГВ)

На рис. 9 приведен пример $S(f)$, построенных по измерениям лидаром 24.08.2023 г. на фиксированной высоте в 30-минутные промежутки времени через каждые 10 мин. Первые два спектра получены из данных в отсутствие АВ при очень слабой ветровой турбулентности. При появлении волны

с $f_{\text{osc}} \approx 0,004$ Гц (см. коричневые вертикальные линии на рис. 9 для данных измерений во время АВ) $S(f)$ на низких частотах в окрестности f_{osc} резко возрастает на три порядка. При этом со временем за счет быстрой передачи энергии от наблюдаемой волны к мелкомасштабным турбулентным

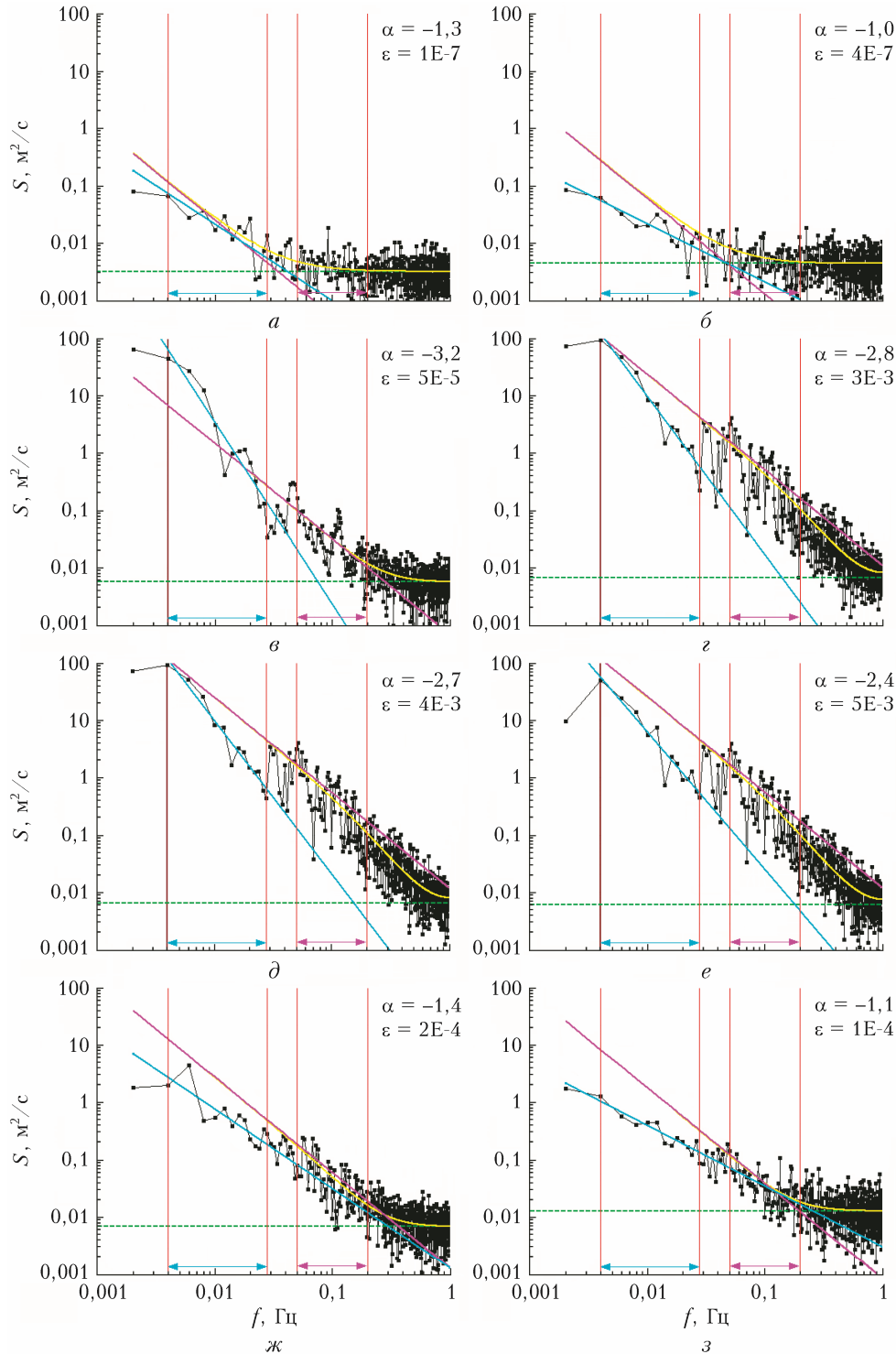


Рис. 9. Спектральные плотности вертикальной скорости ветра, полученные из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке 24.08.2023 г. в 21:57–22:28 (а), 22:07–22:38 (б), 22:17–22:48 (в), 22:27–22:58 (з), 22:37–23:08 (д), 22:47–23:18 (е), 22:57–23:28 (ж) и 23:07–23:38 (з) по местному времени на высоте 441 м (обозначения те же, что и на вышеприведенных рисунках для спектральных плотностей; значения ϵ даны в m^2/c^3 ($x\text{E} - y \equiv x \cdot 10^{-y}$))

флуктуациям ветра ε вначале возрастает примерно на два (ср. рис. 9, б и рис. 9, в), а затем через 10 мин — почти на четыре порядка (рис. 9, з–е).

После полного затухания АВ уровень турбулентности не стал таким же, как до ее появления, и ε на три порядка больше, чем до и после наблюдения этой волны (ср. рис. 9, а, б с рис. 9, ж, з). Следует также отметить, что из измерений во время АВ получены спектральные плотности с характерными двумя локальными максимумами: в точках на частотах f_{osc} и $\approx 0,05$ Гц (рис. 9, в–е). Поэтому здесь для корректного определения α во время распространения АВ используется частотный интервал, указанный на рис. 9 голубыми стрелками.

Из измерений лидаром Stream Line в томском Академгородке в 2023 г. в случаях распространения АВ в устойчивом ПСА мы получили 880 оценок $S_L(f_i)$. Таким же способом, как и в [2], из этих оценок в пределах частотных интервалов между f_{osc} (или 0,002 Гц, если $f_{osc} \leq 0,002$ Гц) и частотой, не превышающей 0,05 Гц, было определено такое же количество значений α . Согласно статистическому анализу всех оценок α , среднее его значение равно -3 , а дисперсия его оценок составляет 0,46, что полностью согласуется с результатами, опубликованными в [2].

Заключение

Таким образом, в настоящей работе проведены лидарные исследования волновых структур и турбулентности в устойчивом ПСА. Анализ экспериментальных результатов, полученных из измерений в 2023 г. лидаром Stream Line в томском Академгородке (суммарно в течение 133 дней) и лидаром ЛРВ на БЭКе ИОА СО РАН (суммарно в течение 116 дней) с использованием предложенной в [17] стратегии позволил выявить 16 дней, когда в ПСА как минимум один раз распространялась атмосферная волна, в том числе ВГВ. АВ наблюдались в промежутке времени от примерно 19:30 до 09:30, когда в ПСА реализовалась устойчивая температурная стратификация и в подавляющем числе случаев формировалось НСТ. Непрерывные квазигармонические колебания V_z (связанные с АВ) в указанный промежуток времени можно было наблюдать от одного до нескольких (максимум пяти) раз. При этом продолжительность непрерывного лидарного наблюдения волны варьировалась от 20 мин до 5 ч. Отношение суммарной продолжительности наблюдения НСТ к суммарному времени наблюдения АВ составляет $\sim 4,5$. Следует отметить, что нами выявлено всего два случая ВГВ из данных, измеренных в устойчивом ПСА в отсутствие струйного течения. Установлено, что вызываемые атмосферной волной квазигармонические колебания V_z имеют амплитуды, которые варьируются в пределах от 0,3 до 4 м/с; периоды колебаний составляют от 30 с до 15 мин. Впервые в наших экспериментах выявлен случай распространения АВ в высотном слое от 200 м до 1 км.

Одновременные измерения двумя лидарами (Stream Line и ЛРВ), разнесенными на определенные расстояния по горизонтали, позволили нам определять временные сдвиги прохождения плоского фронта ВГВ через вертикально направленные зондирующие пучки этих лидаров. По этим сдвигам были получены оценки проекции вектора скорости распространения АВ. Оценки сопоставимы со значениями скорости ветра, что вполне соответствует известным экспериментальным данным [23, 24].

Анализ спектральных плотностей вертикальной скорости ветра, измеряемой лидаром при распространении АВ в верхней части НСТ, где ветровая турбулентность очень слабая, показал следующее. После возникновения АВ, в частности ВГВ, в зависимости от ее амплитуды и частоты колебаний, происходит многократное возрастание $S(f)$ (возможно увеличение на три порядка) на частотах в окрестности f_{osc} . Затем со временем происходит передача энергии волны турбулентным вариациям ветра и на частотах ниже частот инерционного интервала турбулентности спектральная плотность получает почти степенную зависимость спектра от частоты с показателем степени, существенно меньшим, чем $-5/3$. На частотах же инерционного интервала турбулентности со временем после возникновения АВ $S_L(f_i)$ (т.е. ε) может увеличиваться или нет. Нами в эксперименте установлено, что вследствие передачи энергии от атмосферной волны к мелкомасштабной турбулентности возможно увеличение скорости диссипации на четыре порядка всего за несколько десятков минут.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 24-17-00179).

Список литературы

1. Finnigan J.J., Einaudi F., Fua D. The interaction between an internal gravity wave and turbulence in the stably-stratified nocturnal boundary layer // J. Atmos. Sci. 1984. V. 41. P. 2409–2436. DOI: 10.1175/1520-0469(1984)041<2409:TIBAIG>2.0.CO;2.
2. Banakh V.A., Smalikho I.N. The impact of internal gravity waves on the spectra of turbulent fluctuations of vertical wind velocity in the stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2023. V. 15. P. 2894. DOI: 10.3390/rs15112894.
3. Зилитинкевич С.С. Атмосферная турбулентность и планетарные пограничные слои. М.: Физматлит, 2013. 246 с.
4. Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И. О турбулентном числе Прандтля в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2010. Т. 46, № 2. С. 187–196.
5. Kurbatskaya L.I. Eddy Mixing, Gravity waves and the intermittent turbulence in atmospheric flows under stronger stratification // AIP Conf. Proc. 2021. V. 2351. P. 040008. DOI: 10.1063/5.0052012.
6. Курбацкая Л.И. Вихревые коэффициенты переноса импульса и тепла в пограничном слое атмосферы: Численное исследование // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2020. Т. 4, № 1. С. 74–82. DOI: 10.33764/2618-981X-2020-4-1-74-82.
7. Sun J., Nappo C.J., Mahrt L., Belušić D., Grisogono B., Stauffer D.R., Pulido M., Staquet C., Jiang Q.,

- Pouquet A., Yagüe C., Galperin B., Smith R.B., Finnigan J.J., Mayor S.D., Svensson G., Grachev A.A., Neff W.D.* Review of wave turbulence interactions in the stable atmospheric boundary layer // *Rev. Geophys.* 2015. V. 53. P. 956–993. DOI: 10.1002/2015RG000487.
8. *Kameyama S., Ando T., Asaka K., Hirano Y., Wadaka S.* Compact all-fiber pulsed coherent Doppler lidar system for wind sensing // *Appl. Opt.* 2007. V. 46, N 11. P. 1953–1962. DOI: 10.1364/AO.46.001953.
 9. *Parmentier R., Boquet M., Cariou J.P., Sauvage L.* WindcubeTM pulsed lidar compact wind profiler: Overview on more than two years of comparison with calibrated sensors at different location // *Proc. the 15th Coherent Laser Radar Conference*, Toulouse, France. 2009. P. 267–270.
 10. *Pierson G., Davies F., Collier C.* An analysis of performance of the UFAM Pulsed Doppler lidar for the observing the boundary layer // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 2. P. 240–250. DOI: 10.1175/2008JTECHA1128.1.
 11. *Liu J., Chen W., Zhu X., Zhu X., Zhang X., Liu Yu., Shi W.* Development of 1.5 μm all-fiber pulsed coherent Doppler wind lidar // *Proc. the 18th Coherent Laser Radar Conference*, Boulder, USA. 2016.
 12. *Boquet M., Royer P., Pureur V., Cariou J.P., Smith M.* Long range off-shore wind assessment by high power scanning Lidars // *Proc. the 18th Coherent Laser Radar Conference*, Boulder, USA. 2016.
 13. *Vasiljevic N., Lea G., Courtney M., Cariou J.P., Mann J., Mikkelsen T.* Long-range wind scanner system // *Remote Sens.* 2016. V. 8. P. 896. DOI: 10.3390/rs8110896.
 14. *Wu S., Liu B., Liu J., Zhai X., Feng C., Wang G., Zhang H., Yin J., Wang X., Li R., Gallacher D.* Wind turbine wake visualization and characteristics analysis by Doppler lidar // *Opt. Express.* 2016. V. 24, N. 10. P. A762. DOI: 10.1364/OE.24.00A762.
 15. *Li X., Xu X., Zhang Z., Liu J., Bai X.* Измерение поля атмосферного ветра с помощью полностью волоконного лидара с длиной волны генерации 1,5 мкм // *Письма в ЖТФ.* 2023. Т. 49, вып. 16. С. 3–7.
 16. *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. DOI: 10.5194/amt-2017-140.
 17. *Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits A.V., Sherstobitov A.M.* Estimating the parameters of wind turbulence from spectra of radial velocity measured by a pulsed Doppler lidar // *Remote Sens.* 2021. V. 13. P. 2071. DOI: 10.3390/rs13112071.
 18. *Смалихо И.Н., Банах В.А., Разенков И.А., Сухарев А.А., Фалиц А.В., Шерстобитов А.М.* Сравнение результатов совместных измерений скорости ветра когерентными доплеровскими лидарами Stream Line и ЛРВ // *Оптика атмосф. и океана.* 2022. Т. 35, № 10. С. 826–835. DOI: 10.15372/AOO20221005; *Smalikho I.N., Banakh V.A., Razenkov I.A., Sukharev A.A., Falits A.V., Sherstobitov A.M.* Comparison of results of joint wind velocity measurements with the Stream Line and WPL coherent Doppler lidars // *Atmos. Ocean. Opt.* 2022. V. 35, N S1. P. S79–S91.
 19. *Frehlich R.G., Yadlowsky M.J.* Performance of mean-frequency estimators for Doppler radar and lidar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1994. V. 11, N 5. P. 1217–1230. DOI: 10.1175/1520-0426(1994)011<1217:POMFEF>2.0.CO;2.
 20. *Frehlich R.G., Hannon S.M., Henderson S.W.* Performance of a 2- μm coherent Doppler lidar for wind measurements // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1994. V. 11, N 6. P. 1517–1528. DOI: 10.1175/1520-0426(1994)011<1517:POACDL>2.0.CO;2.
 21. *Frehlich R.G., Cornman L.B.* Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2002. V. 19, N 3. P. 355–366. DOI: 10.1175/1520-0426-19.3.355.
 22. *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. DOI: 10.5194/amt-9-5239-2016.
 23. *Винниченко Н.К., Пинус Н.Э., Шметер С.М., Шур Г.Н.* Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 288 с.
 24. *Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 263 с.

I.N. Smalikho, V.A. Banakh, A.V. Falits, A.M. Sherstobitov. Lidar studies of wave structures and wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer.

The study of internal gravity waves (IGWs) generated in the atmospheric boundary layer (ABL) under stable temperature stratification and the mechanisms of interaction of IGW with wind turbulence are important for understanding the dynamic processes in the atmosphere and improving the algorithms of ABL numerical modeling and weather forecasts. This work is devoted to the study of wave structures and turbulence in stable ABL using the data of our experiments conducted in 2023. In these experiments, two pulsed coherent Doppler lidars (PCDL) horizontally spaced 3250 m apart were simultaneously used. The analysis of the experimental results has shown that from the measurements of two PCDLs it is possible to determine the time shift of the moments of passage of the leading edge of an atmospheric wave through the lidar locations, which is used to determine the propagation velocity of the atmospheric wave. For the first time in our lidar experiments, the case of atmospheric wave propagation in the layer at altitudes from 200 m to 1 km with a maximum amplitude of quasi-harmonic oscillations of the vertical component of the wind speed vector of about 4 m/s (at an altitude of 400 m) was revealed. It is established that due to the transfer of energy from an atmospheric wave to small-scale wind fluctuations, it is possible to increase the turbulent energy dissipation rate by four orders of magnitude in just a few tens of minutes.