

ОПТИКА СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

УДК 551.511.6:621.371

# Определение высоты слоя турбулентного перемешивания воздуха из лидарных данных о параметрах ветровой турбулентности

В.А. Банах, И.Н. Смалихо, А.В. Фалиц\*

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

Поступила в редакцию 27.01.2021 г.

Предложен метод восстановления суточного хода высоты слоя турбулентного перемешивания воздуха из высотно-временных распределений скорости диссипации кинетической энергии турбулентности и дисперсии радиальной скорости, полученных из измерений радиальной скорости когерентным доплеровским лидаром при коническом сканировании. Проведен анализ точности определения высоты слоя перемешивания предложенным методом.

*Ключевые слова:* когерентный доплеровский лидар, ветровая турбулентность, слой перемешивания; coherent Doppler lidar, wind turbulence, mixing layer.

## Введение

Информация о высоте (или толщине) слоя турбулентного перемешивания  $h_{\text{mix}}$  в нижней части атмосферы Земли важна для численного прогнозирования погоды и переноса загрязняющих примесей. Обычно за  $h_{\text{mix}}$  принимают толщину прилегающего к земной поверхности слоя, внутри которого любые попавшие в него примеси распределяются по всему слою в течение часа [1]. Очевидно, что чем интенсивнее ветровая турбулентность в нижней части атмосферы, тем больше толщина слоя перемешивания. Существуют различные технические средства и методы для измерения высоты слоя перемешивания. Как показала практика, наибольшими возможностями для этого обладают импульсные когерентные доплеровские лидары (ИКДЛ), так как с их помощью можно оперативно восстанавливать высотные профили параметров ветровой турбулентности.

Для определения величины  $h_{\text{mix}}$  с помощью ИКДЛ используются различные стратегии измерения и алгоритмы обработки исходных данных [1–8]. Предложено проводить измерения при фиксированном положении зондирующего пучка строго вверх, при коническом сканировании, задав определенный угол места  $\varphi$ , вокруг вертикальной оси и при сканировании пучком в вертикальной плоскости. Также используется последовательная комбинация этих трех геометрий измерения лидаром. Из исходных данных ИКДЛ в зависимости от используемой геометрии измерения восстанавливают высотные профили отно-

шения сигнал-шум  $\text{SNR}(h)$ , средних значений горизонтальной скорости  $U(h)$  и угла направления  $\theta_V(h)$  ветра, дисперсии радиальной скорости  $\sigma_r^2(h)$ , дисперсии вертикальной компоненты вектора скорости ветра  $\sigma_w^2(h)$  (если зондирующий пучок направлен строго вверх), дисперсий горизонтальных компонент вектора скорости ветра  $\sigma_u^2(h)$  и  $\sigma_v^2(h)$ , кинетической энергии турбулентности  $E(h)$  (например, из измерений с использованием конического сканирования при угле места  $\varphi = 35,3^\circ$ ).

Толщина слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}$  может быть определена по спаданию вышеперечисленных дисперсий  $\sigma_\alpha^2(h)$  с увеличением высоты  $h$  до задаваемого порога  $\text{Thr}_\alpha$  ( $\alpha = r, w, u, v$ ), подбираемого в соответствии с предельно низким (для слоя перемешивания) значением интенсивности турбулентности:  $\sigma_\alpha^2(h_{\text{mix}}) = \text{Thr}_\alpha$ . В [1] для определения  $h_{\text{mix}}$  предложен новый алгоритм (так называемый composite fuzzy logic approach), в котором используется комбинированная информация, получаемая с помощью трех указанных выше геометрий измерения лидаром. Согласно проведенному в [3] исследованию различных способов определения толщины слоя перемешивания, наилучшую точность оценки  $h_{\text{mix}}$  дают лидарные измерения высотного профиля дисперсии  $\sigma_w^2(h)$  при вертикальном направлении оси зондирующего пучка. Однако в [1] показано, что при возникновении в пограничном слое атмосферы (ПСА) внутренних гравитационных волн (ВГВ) во время лидарных измерений оценка  $h_{\text{mix}}$  может быть существенно завышена, и для решения этой проблемы необходимо использовать высокочастотную фильтрацию данных, чтобы в оценку дисперсии  $\sigma_w^2(h)$  вносили вклад только турбулентные вариации вертикальной компоненты вектора ветра.

\* Виктор Арсентьевич Банах (banakh@iao.ru); Игорь Николаевич Смалихо (smalikh@iao.ru); Андрей Вячеславович Фалиц (falits@iao.ru).

В то же время, как показано в [9], величина скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon(h)$  может быть получена с приемлемой точностью для условий слабой ветровой турбулентности устойчивого ПСА при возникновении в нем ВГВ с относительно большой амплитудой гармонических колебаний компонент вектора скорости ветра. С учетом этого, а также того, что скорость диссипации является показателем силы турбулентности (интенсивности перемешивания воздуха), мы предположили, что способ определения  $h_{\text{mix}}$  по измеренному с помощью ИКДЛ вертикальному профилю  $\epsilon(h)$  может иметь определенные преимущества перед другими используемыми подходами. К тому же в случае умеренной и сильной турбулентности и достаточно большого SNR( $h$ ) точность оценок скорости диссипации, получаемых с достаточно высоким пространственным и временным разрешением, как правило, заметно выше, чем точность лидарных оценок дисперсий  $\sigma_\alpha^2(h)$ .

Впервые суточный ход толщины слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t)$ , где  $t$  — время, был восстановлен из лидарных измерений пространственно-временного распределения скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon(h, t)$  авторами [7]. Для этого они использовали данные измерений в случае фиксированного направления зондирующего пучка строго вверх. При такой геометрии измерений с помощью ИКДЛ можно получать оценки вертикальной компоненты вектора скорости ветра  $w$  на различных высотах и в различные моменты времени. Из этих данных несложно восстановить пространственно-временные распределения  $\sigma_w^2(h, t)$ . Как предложено в [10], оценки скорости диссипации  $\epsilon(h, t)$  могут быть получены из временных спектров измеряемой лидаром вертикальной скорости с использованием гипотезы «замороженной» турбулентности Тейлора. Для этого требуется информация о средней скорости ветра  $U(h, t)$ , которую невозможно определить из этих же исходных лидарных данных при такой геометрии измерения. Кроме того, при разработке метода оценивания скорости диссипации из лидарных измерений при фиксированном направлении зондирующего пучка строго вверх авторы [10] не учитывали эффект пространственного усреднения радиальной скорости по зондируемому объему, продольный размер которого в некоторых случаях может быть сопоставим с внешним масштабом турбулентности.

Как показано в [11], использование конического сканирования зондирующим пучком позволяет кроме скорости и угла направления ветра получать из измерений ИКДЛ пространственно-временные распределения параметров ветровой турбулентности, в частности, скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon(h, t)$ , усредненной по всем азимутальным углам дисперсии радиальной скорости  $\overline{\sigma_r^2}(h, t)$  и интегрального масштаба продольной корреляции турбулентных флуктуаций радиальной скорости  $L_V(h, t)$ . При этом если  $\phi = 35,3^\circ$ , то с учетом соотношения  $E = (3/2)\overline{\sigma_r^2}$  [12] из лидарных данных можно восстанавливать двумерные распределения кинетиче-

ской энергии турбулентности  $E(h, t)$ . В разработанном в [11] методе оценивания параметров ветровой турбулентности из измерений микроимпульсным (оптоволоконным) ИКДЛ, эмитирующим в атмосферу короткие ( $\sim 200$  нс) зондирующие импульсы, учитывается пространственное усреднение измеряемой радиальной скорости. В [13] предложен алгоритм расчета погрешности лидарной оценки скорости диссипации, получаемой таким методом.

В настоящей работе представлены результаты восстановления суточных ходов высоты слоя турбулентного перемешивания из измерений ИКДЛ Stream Line при коническом сканировании зондирующим пучком. При этом высота слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t)$  в различное время суток  $t$  определяется по вертикальным профилям лидарных оценок скорости диссипации турбулентной энергии. Анализируется точность полученных результатов.

## 1. Определение высоты слоя турбулентного перемешивания из измерений ИКДЛ

Используемый нами способ определения суточного хода высоты слоя турбулентного перемешивания  $h_{\text{mix}}(t)$  из исходных данных, измеренных лидаром Stream Line при коническом сканировании зондирующим пучком, заключается в следующем. Во время лидарных измерений осуществляется сканирование с постоянной угловой скоростью, т.е. применяется вращение зондирующего пучка вокруг вертикальной оси  $z$  при фиксированном угле места  $\phi$  (минимальном угле между оптической осью пучка и горизонтальной поверхностью), когда азимутальный угол  $\theta$  (угол между точкой положения оси пучка и осью  $x$  на горизонтальной плоскости) изменяется от 0 до  $360^\circ$ . При этом зондируемый объем перемещается на высоте  $h = R \sin \phi$  ( $R$  — расстояние от лидара до центра зондируемого объема) по окружности основания конуса сканирования.

После предварительной обработки сигналов, когерентно детектируемых приемной системой ИКДЛ, мы имеем исходные данные измерений: 1) массив оценок отношения сигнал-шум  $\text{SNR}(R_k, \theta_m; n)$ , определяемого как отношение средней мощности лидарного эхосигнала, несущего информацию о ветре, к средней мощности шума в полосе пропускания 50 МГц; 2) массив лидарных оценок радиальной скорости  $V_L(R_k, \theta_m; n)$  для различных расстояний от лидара  $R_k = R_0 + k\Delta R$  и азимутальных углов  $\theta_m = m\Delta\theta$ , где  $k = 0, 1, 2, \dots, K-1$  ( $K$  определяет максимальную дистанцию зондирования);  $\Delta R$  — шаг по дальности;  $m = 0, 1, 2, \dots, M-1$  ( $M\Delta\theta = 360^\circ$ );  $\Delta\theta$  — разрешение по азимутальному углу;  $n = 1, 2, 3, 4, \dots$  — номер полного конического сканирования, за которое азимутальный угол изменяется от 0 до  $360^\circ$ . Предложенный в [11] метод определения параметров ветровой турбулентности из массива лидарных оценок радиальной скорости применим, если вероятность  $P_b$  плохой (ложной) оценки радиальной скорости очень

близка к нулю (например, при  $P_b \leq 10^{-4}$ ). Инструментальная погрешность  $\sigma_e$  хорошей оценки радиальной скорости [14, 15] и вероятность  $P_b$  зависят от SNR, которое в обычных условиях с расстоянием (после прохождения перетяжки зондирующего пучка, если используется его фокусировка) падает. В свою очередь, SNR пропорционально энергии зондирующего импульса и концентрации аэрозольных частиц. Чем меньше SNR, тем больше  $\sigma_e$  и  $P_b$ . Таким образом, максимальная дальность зондирования ветровой турбулентности  $R_{K-1}$  определяется величиной SNR. Расстояниям  $R_k$  соответствуют высоты  $h_k = R_k \sin \phi$ .

В предположении, что ветер является стационарным (в пределах одного часа) и статистически однородным по горизонтали (в пределах круга основания конуса сканирования) процессом, из массива  $V_L(R_k, \theta_m; n)$  оценивается вектор средней скорости ветра  $\langle \mathbf{V}(h_k) \rangle = \{ \langle V_z \rangle, \langle V_x \rangle, \langle V_y \rangle \}$  ( $V_z$  – вертикальная и  $V_x, V_y$  – горизонтальные компоненты вектора скорости ветра; угловые скобки означают усреднение по ансамблю реализаций) с помощью синусоидальной подгонки методом наименьших квадратов [15]. Затем получаем массив флуктуационных составляющих лидарных оценок радиальных скоростей:

$$V'_L(R_k, \theta_m; n) = V_L(R_k, \theta_m; n) - \mathbf{S}(\theta_m) \langle \mathbf{V}(h_k) \rangle_N, \quad (1)$$

где  $\mathbf{S}(\theta_m) = \{ \sin \phi, \cos \phi \cos \theta_m, \cos \phi \sin \theta_m \}$  – единичный вектор вдоль оптической оси зондирующего пучка;  $\langle f(n) \rangle_N = \frac{1}{N} \sum_{n'=n-N/2}^{n+N/2-1} f(n+n')$  – усреднение

по  $N$  коническим сканированиям. Из этого массива для каждой высоты  $h_k$  рассчитываются усредненные по всем азимутальным углам  $\theta_m$  дисперсия  $\bar{\sigma}_L^2$  и азимутальная структурная функция  $\bar{D}_L(\psi_l)$  радиальной скорости, измеряемой лидаром, по формулам

$$\bar{\sigma}_L^2 = \left\langle \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} [V'_L(R_k, \theta_m; n)]^2 \right\rangle_N, \quad (2)$$

$$\bar{D}_L(\psi_l) = \left\langle \frac{1}{M-l} \times \sum_{m=0}^{M-l-1} [V'_L(R_k, \theta_m + \psi_l; n) - V'_L(R_k, \theta_m; n)]^2 \right\rangle_N, \quad (3)$$

где  $\psi_l = l\Delta\theta$  и  $l = 1, 2, 3, 4, \dots$

В соответствии с предложенным в [11] подходом скорость диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  определялась нами из измеренной лидаром  $\bar{D}_L(\psi_l)$  в пределах инерционного интервала турбулентности по формуле

$$\epsilon = \left[ \frac{\bar{D}_L(\psi_l) - \bar{D}_L(\psi_1)}{A(\Delta y_k) - A(\Delta y_k)} \right]^{3/2}, \quad (4)$$

где  $A(y)$  – теоретически рассчитываемая функция, выражение для которой приведено в [11];  $l \geq 2$ . За-

тем усредненная по всем азимутальным углам  $\theta_m$  дисперсия радиальной скорости  $\bar{\sigma}_r^2$  оценивается с использованием формулы [11]:

$$\bar{\sigma}_r^2 = \bar{\sigma}_L^2 - \frac{\bar{D}_L(\psi_1)}{2} + \epsilon^{2/3} \left[ F(\Delta y_k) + \frac{A(\Delta y_k)}{2} \right]. \quad (5)$$

Выражение для входящей в (5) функции  $F(y)$  приведено в [11].

Формулы (4) и (5) используются для получения оценок соответствующих параметров ветровой турбулентности на различных высотах  $h_k$  и в различные моменты времени  $t_{n'} = n'\Delta t$  при измерениях в течение полных суток, где  $n' = 0, 1, 2, \dots, N'$ ;  $\Delta t$  – шаг по времени, зависящий от продолжительности одного конического сканирования;  $N'\Delta t = 24$  ч. Для каждого  $t_{n'}$  из вертикальных профилей скорости диссипации  $\epsilon$  или дисперсии радиальной скорости  $\bar{\sigma}_r^2$  путем задания определенного порогового значения ( $Thr_\epsilon$  для  $\bar{\sigma}_r^2$  или  $Thr_\epsilon$  для  $\epsilon$ ) и последовательного перебора значений  $\bar{\sigma}_r^2(h_k)$  (или  $\epsilon(h_k)$ ) на разных высотах  $h_k$ , начиная с минимальной высоты  $h_0$  и до первого превышения  $\bar{\sigma}_r^2(h_k)$  (или  $\epsilon(h_k)$ ) порогового значения  $Thr_\epsilon$  (или  $Thr_\epsilon$ ), оценивается высота слоя турбулентного перемешивания  $h_{mix}$ . В случае восстановления временного хода высоты слоя перемешивания  $h_{mix}(t_{n'})$  из лидарных измерений  $\epsilon(h_k)$  мы задавали порог  $Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Этот порог был выбран из соображений его соответствия нижней границе умеренной турбулентности, т.е. при  $\epsilon < 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  турбулентное перемешивание можно считать малоэффективным. Такой же порог был использован в [7].

## 2. Эксперимент

С целью исследования ветровой турбулентности пограничного слоя атмосферы, включая изучение суточных вариаций высоты слоя перемешивания, в 2019 г. нами был проведен эксперимент на территории Базового экспериментального комплекса (БЭК) ИОА СО РАН, расположенного на окраине Томска. Непрерывные измерения лидаром Stream Line были выполнены с 20 по 29 июля 2019 г. Во время эксперимента зондирующий пучок был сфокусирован на расстояние 500 м. Использовалось коническое сканирование зондирующим пучком при попеременном задании  $\phi = 35,3$  и  $60^\circ$ . Для аккумуляции исходных лидарных данных в разные дни эксперимента использовалось  $N_a = 7500$  и  $3000$  посылок зондирующих импульсов в атмосферу. С учетом того, что частота следования импульсов  $f_p = 15$  кГц (см. в [16] таблицу основных параметров лидара Stream Line), для каждого  $\theta_m$  время  $\delta t = N_a/f_p$  измерения массива радиальных скоростей  $V_L(R_k, \theta_m; n)$  составляло, соответственно, 0,5 и 0,2 с. Во все дни эксперимента продолжительность одного сканирования  $T_{scan}$  была равной 60 с. На изменение  $\phi$  затрачивалось  $\Delta t \approx 1,5$  с. Число лучей  $M = T_{scan}/\delta t = 120$  и разрешение по азимутальному углу  $\Delta\theta = 360^\circ/M = 3^\circ$  при  $N_a = 7500$  и  $M = 300$ ,  $\Delta\theta = 1,2^\circ$  при  $N_a = 3000$ . Шаг по дальности  $\Delta R = 18$  м.

За все время этого 10-дневного эксперимента погодные условия существенно варьировались. Большую часть времени был смог, приносимый ветром из мест, где пылали лесные пожары. Во время смога SNR было необычно высоким для лидаров класса Stream Line, достигая иногда в безоблачной атмосфере почти 0 дБ на высоте ~ 500 м (в случае измерения при  $\varphi = 60^\circ$ ). Из данных измерений лидаром при таких условиях с помощью метода фильтрованной синусоидальной подгонки (ФСП) [17] нам удалось восстановить вертикальные профили скорости и направления ветра до высоты ~ 3 км. В последние два дня эксперимента, после того как смог исчез, атмосфера была настолько чистой, что эхосигнал, принимаемый с превышающих 500 м расстояний от лидара, был очень слабым ( $\text{SNR} < -15$  дБ) и оценки параметров ветровой турбулентности из таких данных имели относительную погрешность, превышавшую 30%. В отдельные промежутки времени лидарные измерения проводились при наличии в атмосфере низких облаков, что было серьезной помехой для получения информации о ветре и турбулентности во всем пограничном слое атмосферы. Это же относится и к тем случаям, когда утром был густой туман.

Каждый из полученных массивов оценок  $\text{SNR}(R_k, \theta_m; n)$  и радиальной скорости  $V_L(R_k, \theta_m; n)$  содержит по два подмассива, которые обозначим как  $\text{SNR}_i(R_k, \theta_m; n)$  и  $V_{Li}(R_k, \theta_m; n)$ , где индекс  $i = 1$  соответствует случаю измерений при  $\varphi = \varphi_1 = 35,3^\circ$  (номера сканирования  $n$  – нечетные) и  $i = 2$  при  $\varphi = \varphi_2 = 60^\circ$  ( $n$  – четные). Чтобы получить распределения  $\text{SNR}_i(h_{ki}, t_{n'})$  по высоте  $h_{ki} = R_k \sin \varphi_i$  и времени  $t_{n'} = t_{0i} + n'2(T_{\text{scan}} + \Delta t)$ , где  $n' = 0, 1, 2, \dots$ , мы применяли усреднение  $\text{SNR}_i(R_k, \theta_m; n)$  по всем  $\theta_m$  для любого  $n$ -го сканирования. Воспользовавшись методом синусоидальной подгонки (прямой или фильтрованной [15]), из массивов  $V_{Li}(R_k, \theta_m; n)$  мы получали пространственно-временные распределения для модуля скорости  $U_i(h_{ki}, t_{n'})$  и угла направления  $\theta_{Vi}(h_{ki}, t_{n'})$  горизонтального ветра и скорости вертикального ветра  $W_i(h_{ki}, t_{n'})$ , где индекс  $i$  означает 1 или 2 в зависимости от угла места ( $35,3$  или  $60^\circ$ ).

### 3. Результаты эксперимента

Вначале рассмотрим результат обработки данных измерений 21 июля 2019 г. В этот день с 00:00 до 24:00 как минимум до высоты 2 км не было ни единого облака и все время был смог. На рис. 1 представлены результаты лидарной пространственно-временной визуализации:  $\text{SNR}_i(h_{ki}, t_{n'})$ ,  $U_i(h_{ki}, t_{n'})$ ,  $\theta_{Vi}(h_{ki}, t_{n'})$  и  $W_i(h_{ki}, t_{n'})$  из измерений за этот день. Видно, что наличие смога обеспечило довольно высокое отношение сигнал-шум (не менее  $-10$  дБ) при угле места  $60^\circ$  во всем прилегающем к Земле километровом слое атмосферы в течение всего дня. В слое выше 500 м на одной и той же высоте практически всегда  $\text{SNR}_1(h) < \text{SNR}_2(h)$ , так как при  $\varphi_1 = 35,3^\circ$  лидарный эхосигнал приходит с большего расстояния, чем при  $\varphi_2 = 60^\circ$ . Анализ ветровых

данных за этот день показал, что если воспользоваться скользящим 30-минутным усреднением лидарных оценок компонент вектора скорости ветра, то различия между  $U_1(h, t)$  и  $U_2(h, t)$  (а также между  $\theta_{V1}(h, t)$  и  $\theta_{V2}(h, t)$ ) практически нет для всего атмосферного слоя до 1200 м.

Воспользовавшись описанным в разд. 2 алгоритмом (формулами (1)–(5)), из полученных массивов лидарных оценок радиальной скорости  $V_{L1}(R_k, \theta_m; n)$  и  $V_{L2}(R_k, \theta_m; n)$  мы осуществили пространственно-временную визуализацию скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon_i(h_{ki}, t_{n'})$  и дисперсии радиальной скорости  $\overline{\sigma}_{ri}^2(h_{ki}, t_{n'})$  в слоях до 1000 ( $i = 1$  и  $\varphi = 35,3^\circ$ ) и до 1500 м ( $i = 2$  и  $\varphi = 60^\circ$ ). В расчетах по формулам (2) и (3) мы задавали  $N = 15$ . Так как продолжительность одного конического сканирования  $T_{\text{scan}} = 1$  мин и следующее сканирование при таком же угле места осуществляется почти через такое же время, это соответствует использованию для усреднения данных, измеренных примерно за 30 мин.

На рис. 2 приведены результаты лидарной визуализации скорости диссипации из измерений 21 июля 2019 г. при  $\varphi = 60$  и  $35,3^\circ$ . Здесь и далее черный цвет на рисунках означает отсутствие данных из-за их низкого качества (в частности, из-за недостаточно большого отношения сигнал-шум) или то, что рассматриваемая величина меньше нижней границы, указанной на шкале градаций серого на рисунках. Сопоставление данных на рис. 2, *a* и *b* для километрового слоя указывает на близость значений оценок  $\epsilon_1(h, t)$  и  $\epsilon_2(h, t)$ , полученных из измерений при разных углах места, что согласуется с результатами, опубликованными в [18].

Более существенное, чем для скорости диссипации, различие в оценках дисперсий радиальной скорости  $\overline{\sigma}_{r1}^2(h, t)$  и  $\overline{\sigma}_{r2}^2(h, t)$ , измеряемых при разных углах места (рис. 3), обусловлено анизотропией ветровой турбулентности (в [18] предложено определять степень анизотропии из измерений с использованием рассматриваемой здесь стратегии лидарного зондирования).

Для большей наглядности на рис. 4 представлены суточные ходы скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon(t)$  и кинетической энергии турбулентности  $E(t)$  на различных высотах пограничного слоя атмосферы. Здесь мы воспользовались данными рис. 2, *b* и 3, *b*, учитывая, что в случае измерений при  $\varphi = 35,3^\circ$  выполняется соотношение  $E = (3/2)\overline{\sigma}_r^2$  [12]. Из рис. 4 видно, что на высоте 60 м скорость диссипации полные сутки превышала значение  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ , а на высоте 900 м такое превышение наблюдается в относительно короткие промежутки времени в районе 13:00 и 17:00 по местному времени. Примерно в 12:45 кинетическая энергия  $E$  была почти одинаковой на различных высотах в слое 60–900 м, в то время как скорость ее диссипации  $\epsilon$  уменьшалась с высотой.

На рис. 5 приведены примеры высотных профилей  $\epsilon(h_k)$ , когда значения скорости диссипации почти совпадают с порогом  $\text{Thr}_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ , задаваемым при определении высот слоя перемешива-

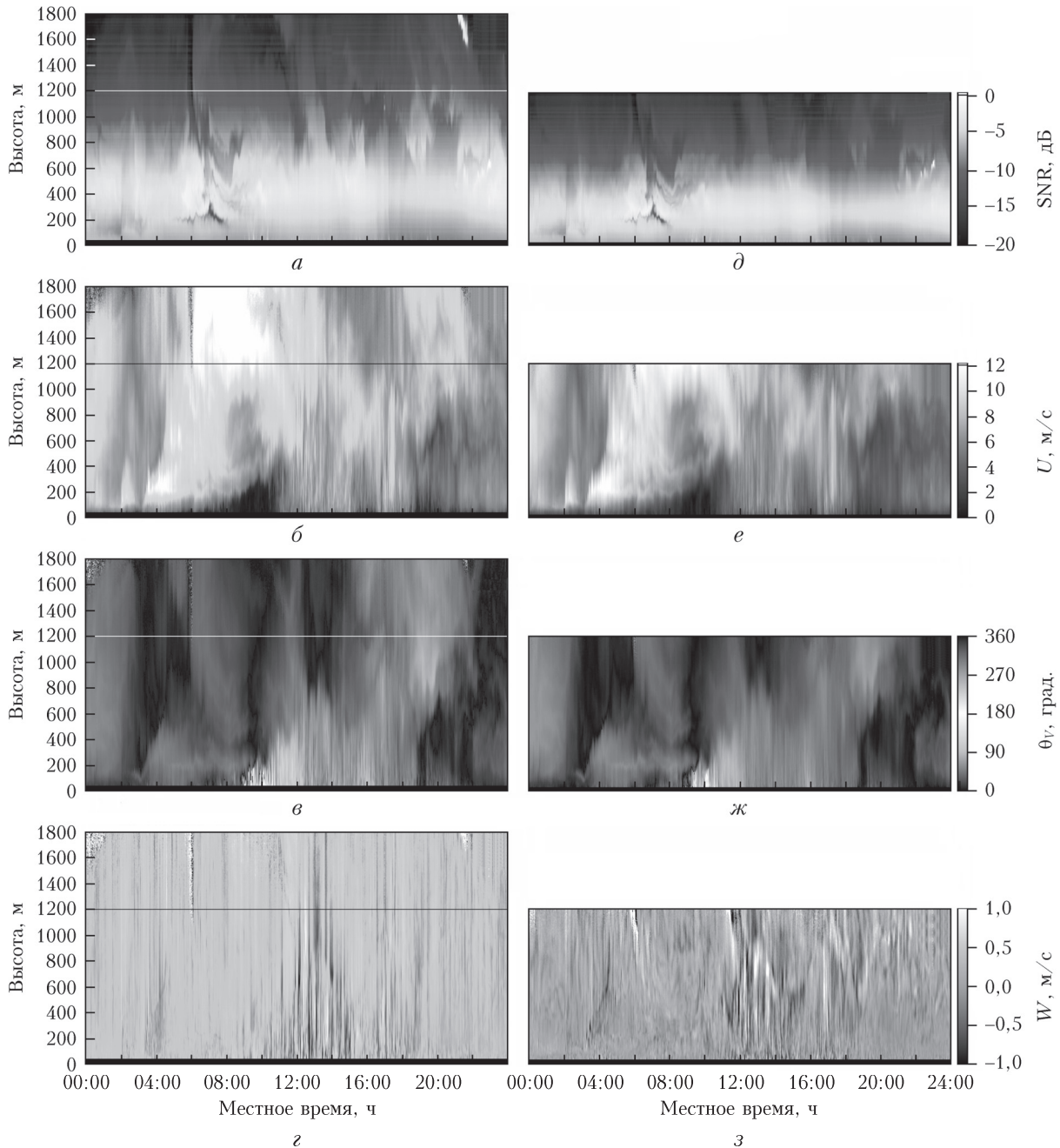


Рис. 1. Распределения отношения сигнал-шум (*a, д*), скорости ветра (*б, е*), угла направления ветра (*в, ж*), вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*з, з*) по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком попеременно при углах места  $60^\circ$  (*a-z*) и  $35,3^\circ$  (*д-з*) на территории БЭК ИОА СО РАН 21 июля 2019 г.

ния  $h_{\text{mix}}$ , на нижнем (60 м) и верхнем (1 км) уровне. Как следует из данных рис. 2, б, для нескольких высотных профилей значение оценки скорости диссипации на верхнем уровне превышает этот порог, в отличие от измерений при  $\varphi = 60^\circ$  (см. рис. 2, а).

Параллельно с оцениванием высоты слоя перемешивания из высотных профилей скорости диссипации турбулентной энергии, измеренных лидаром при  $\varphi = 35,3$  и  $60^\circ$ , мы определяли  $h_{\text{mix}}$  из высотных профилей дисперсий радиальной скорости  $\bar{\sigma}_{r1}^2(h_k)$

(измерения при  $\varphi = 35,3^\circ$ ) и  $\bar{\sigma}_{r2}^2(h_k)$  (измерения при  $\varphi = 60^\circ$ ), задав порог  $Thr_\sigma = 0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$ .

Из полученных распределений по высоте и времени оценок скорости диссипации  $\varepsilon_i(h_k, t_n)$  и дисперсии радиальной скорости  $\bar{\sigma}_{ri}^2(h_k, t_n)$  для каждого  $t_n$  определялись высоты слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}$  способом, описанным в разд. 2, при  $h_0 = 60 \text{ м}$ ,  $Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  и  $Thr_\sigma = 0,1 \text{ м}^2/\text{с}^2$ . Для измерений при  $\varphi = 35,3^\circ$  максимальная высота равна 1 км, а при  $60^\circ$  – 1,5 км. Если на высоте 60 м оценка

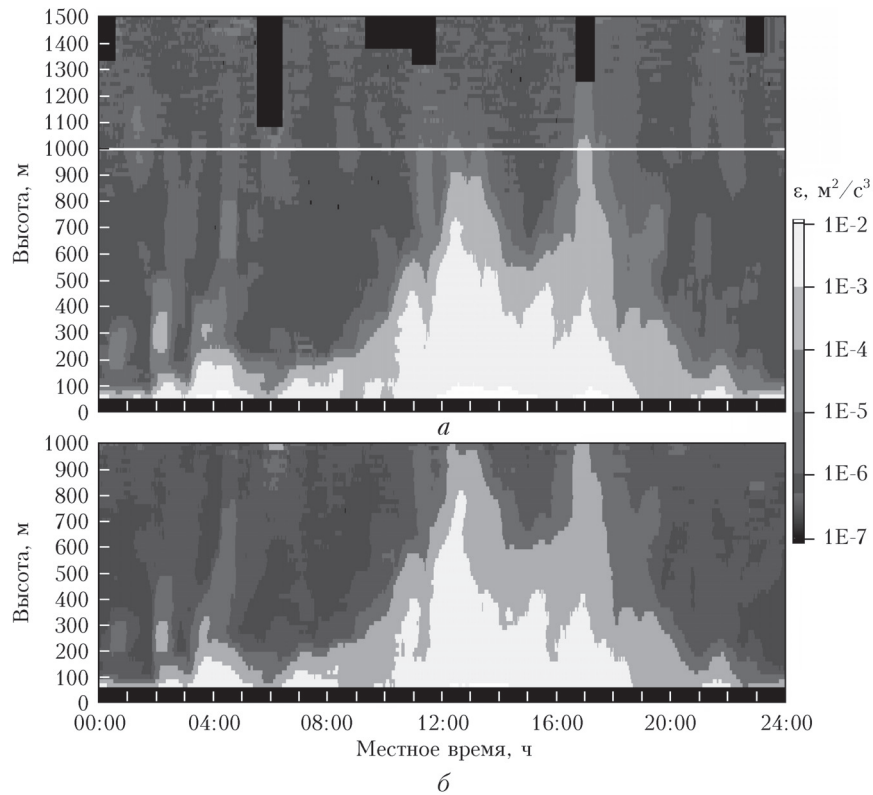


Рис. 2. Распределения скорости диссипации энергии турбулентности по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком попеременно при углах места  $60^\circ$  (а) и  $35,3^\circ$  (б) на территории БЭК ИОА СО РАН 21 июля 2019 г.

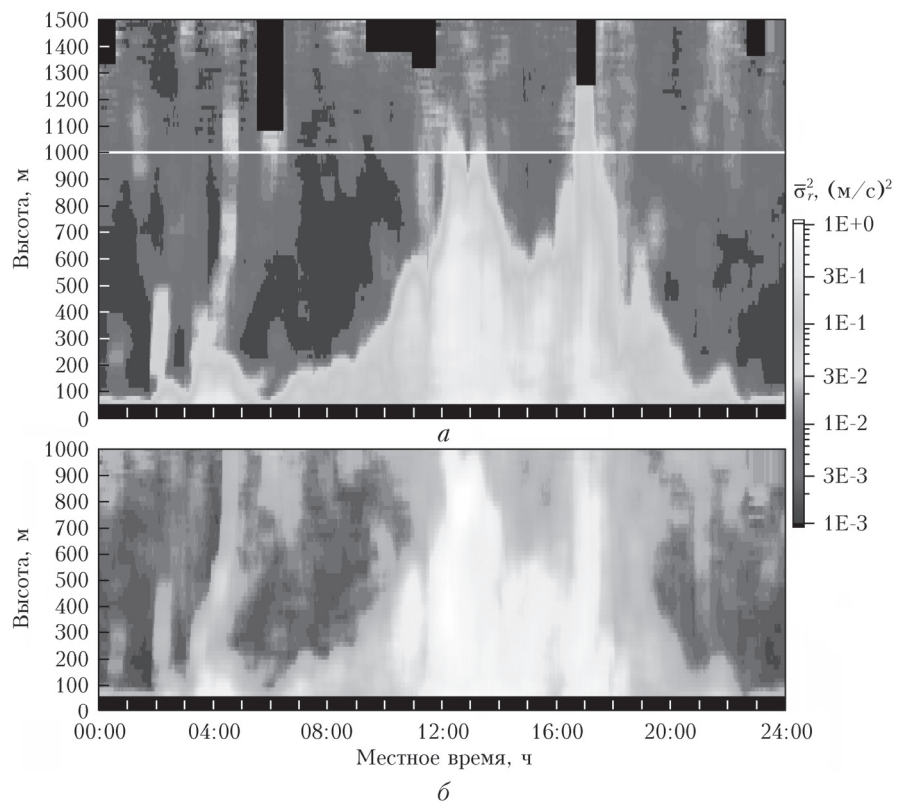


Рис. 3. Распределения дисперсии радиальной скорости по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком попеременно при углах места  $60^\circ$  (а) и  $35,3^\circ$  (б) на территории БЭК ИОА СО РАН 21 июля 2019 г.

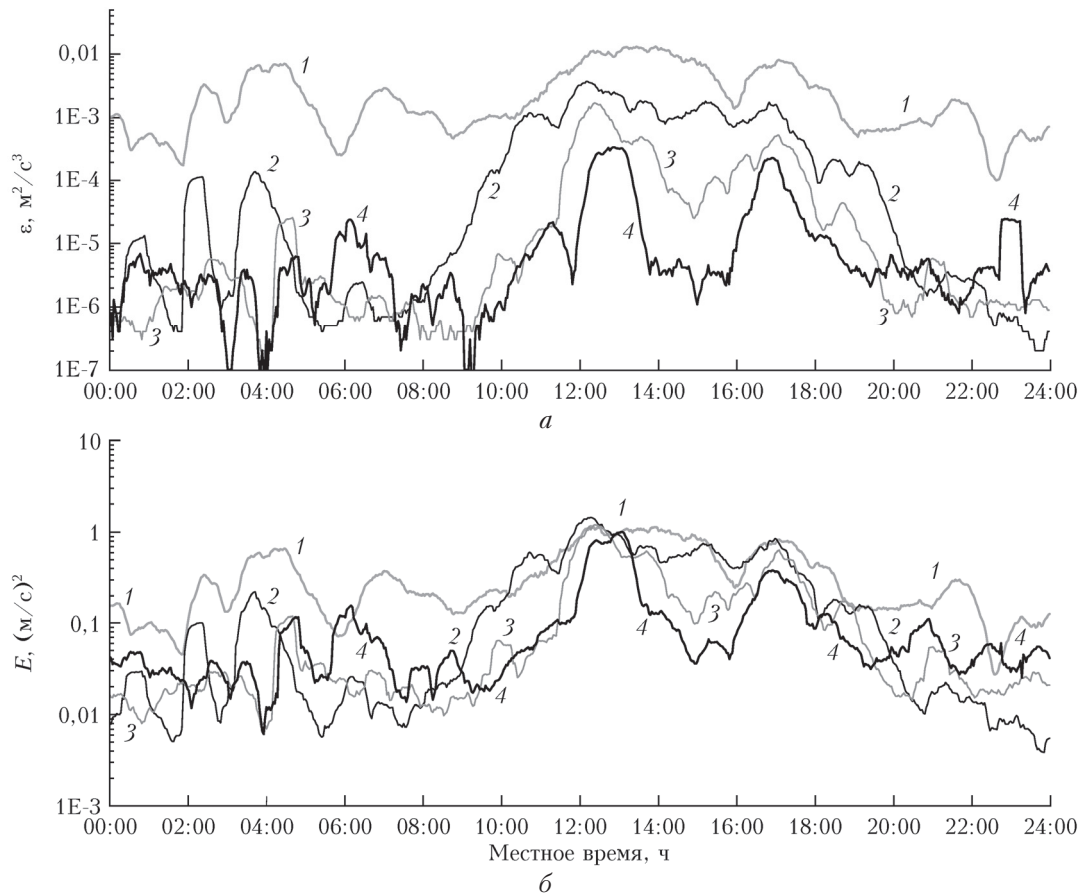


Рис. 4. Временные ходы скорости диссипации турбулентной энергии (а) и кинетической энергии турбулентности (б) на высотах 60 (кривые 1), 300 (кривые 2), 600 (кривые 3) и 900 м (кривые 4), полученные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком при угле места  $35,3^\circ$  на территории БЭК ИОА СО РАН 21 июля 2019 г.

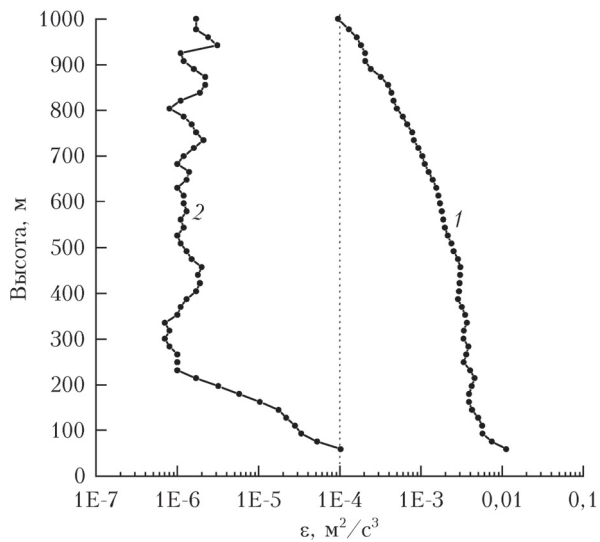


Рис. 5. Высотные профили скорости диссипации турбулентной энергии, восстановленные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком при угле места  $35,3^\circ$  на территории БЭК ИОА СО РАН в течение 30 мин начиная с 12:00 (кривая 1) и 22:30 (кривая 2) по местному времени 21 июля 2019 г.; пунктирная линия соответствует порогу, по которому определяется высота слоя перемешивания

параметра турбулентности меньше соответствующего порога, то мы полагали  $h_{\text{mix}} = h_0 = 60$  м, а в случае, когда оценка на максимальной высоте превышает порог, мы полагали  $h_{\text{mix}}$  равной максимальной высоте восстановления вертикальных профилей турбулентности, которая может быть меньше 1 км (при  $\varphi = 35,3^\circ$ ) или 1,5 км (при  $\varphi = 60^\circ$ ) из-за плохого качества измеренных данных.

На рис. 6 показаны суточные ходы  $h_{\text{mix}}(t_n)$ , полученные из пространственно-временных распределений, представленных на рис. 2 и 3. Видно, что при определении суточных ходов высоты слоя турбулентного перемешивания из измерений скорости диссипации при  $\varphi = 35,3$  и  $60^\circ$  за редким исключением мы имеем довольно близкие результаты. При этом временные ходы  $h_{\text{mix}}(t_n)$ , полученные из дисперсий  $\overline{\sigma_{r1}^2}(h_k, t_n)$  (измерения при  $\varphi = 35,5^\circ$ ) и  $\overline{\sigma_{r2}^2}(h_k, t_n)$  (измерения при  $\varphi = 60^\circ$ ), различаются более существенно, чем при определении высоты слоя перемешивания из пространственно-временных распределений скорости диссипации (данных на рис. 2), что объясняется анизотропией ветровой турбулентности.

Так как при различных используемых в эксперименте углах места временные ходы высоты слоя перемешивания, получаемые из оценок скорости

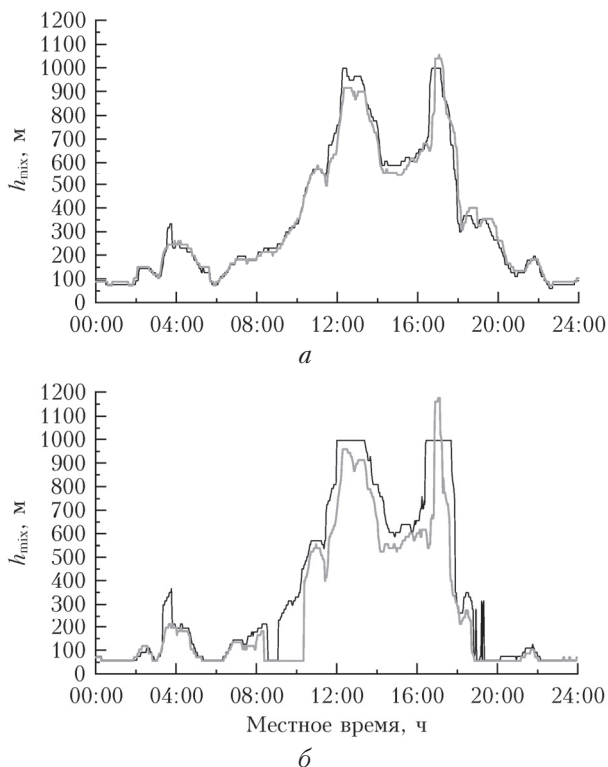


Рис. 6. Временные ходы высоты (толщины) слоя турбулентного перемешивания, полученные из пространственно-временных распределений скорости диссипации турбулентной энергии (а) и дисперсии радиальной скорости (б), показанных на рис. 2 и 3. Серые и черные кривые соответствуют измерениям лидаром Stream Line при углах места 60 и 35,3°

диссипации, несущественно отличаются друг от друга и из измерений при  $\varphi = 60^\circ$  можно извлекать достоверную информацию о турбулентности на больших высотах, чем при  $\varphi = 35,3^\circ$  (на высотах, превышающих 500 м, SNR заметно выше при большем угле места, сравните данные на рис. 1, а и д), для определения  $h_{\text{mix}}(t_n')$  из измерений за другие дни эксперимента мы использовали распределения оценок скорости диссипации для случая  $\varphi = 60^\circ$ .

На рис. 7 представлены результаты пространственно-временной визуализации отношения сигнал-шум и скорости диссипации турбулентной энергии из лидарных данных за 20 июля 2019 г. В отличие от 21 июля в этот день лидарные измерения проводились при наличии в атмосфере переменной облачности. При вхождении зондирующего импульса в облако отношение сигнал-шум сначала резко возрастает вследствие отражения от аэрозольных частиц облака с очень большой концентрацией, но при дальнейшем погружении в облако лазерное излучение быстро затухает (эхосигнал становится нулевым, и лидар в этом случае измеряет только шум). Так, согласно данным рис. 7, а, до 03:00 на высотах, превышающих 1 км, имелась облака. После 06:00 сначала была низкая облачность (туман), затем, в процессе прогрева солнечным излучением поверхности Земли и при развитии конвекции, со временем облака поднимались, и в 10:00 они полностью ис-

чезли. В период с 13:00 до ~19:00 на высотах, превышающих 1,5 км, временами возникали облака. После 19:00 в прилегающем к Земле 700-метровом слое отношение сигнал-шум сильно повысилось из-за смога, перенесенного ветром в район проведения эксперимента.

Вышесказанное объясняет отсутствие на рис. 7, б большого количества данных (черный цвет на рисунке). Тем не менее, воспользовавшись данными на рис. 7, б, из распределения скорости диссипации по высоте и времени нам удалось получить временной ход высоты слоя перемешивания в течение полных суток, который показан в виде черных кривых на рис. 7, а и рис. 7, б. Согласно приведенному на рис. 7 результату для  $h_{\text{mix}}(t_n')$ , в ~15:00 высота слоя перемешивания достигает своего максимума (~1800 м).

Результаты восстановления распределений отношения сигнал-шум и скорости диссипации турбулентной энергии по высоте и времени из лидарных измерений 23 июля 2019 г. представлены на рис. 8. В этот день с 05:00 до 07:00 был туман, а в остальное время на высотах более 800 м имела место переменная облачность. По сравнению с рассмотренными выше случаями, 23 июля в пределах прилегающего к Земле слоя отношение сигнал-шум было заметно ниже. Тем не менее из данных за этот день удалось получить временной ход высоты слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t_n')$  (черная кривая на рис. 8). Оказалось, что  $h_{\text{mix}}(t_n')$  отличается от минимальной высоты восстановления вертикальных профилей скорости диссипации  $h_0 = 60$  м в основном с 9:00 до 20:00. Дело в том, что в остальное время суток турбулентность была крайне слабая ( $\epsilon < Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ ). Согласно черной кривой на рис. 8, б высота слоя перемешивания была максимальной (~1300 м) около 16:00.

Из исходных данных, измеренных лидаром 25 июля 2019 г., мы получили пространственно-временные распределения отношения сигнал-шум и скорости диссипации турбулентной энергии, показанные на рис. 9. Согласно рис. 9, а, с 8:20 до 13:30 было облачно. Высота нижнего края облака увеличивалась по мере развития конвекции. До появления облачности и на высотах ниже облаков в прилегающем к Земле километровом слое отношение сигнал-шум в основном было довольно большим (не менее -10 дБ), что дало возможность получения оценок параметров ветровой турбулентности с приемлемой точностью (по крайней мере, внутри слоя перемешивания). Так как с 00:00 до 07:00 и с 20:40 до 23:20 турбулентность была слабой ( $\epsilon < Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ ), оценки высоты слоя перемешивания для этих промежутков времени равны минимальной высоте восстановления вертикальных профилей турбулентности (60 м). Возможно, на меньших высотах скорость диссипации превышала задаваемый порог  $Thr_\epsilon$ , но при использованной геометрии зондирования это установить было невозможно. На рис. 9, б видно, что с 12:00 до 16:00 величина  $h_{\text{mix}}$  в основном варьировалась в пределах 1000–1100 м.



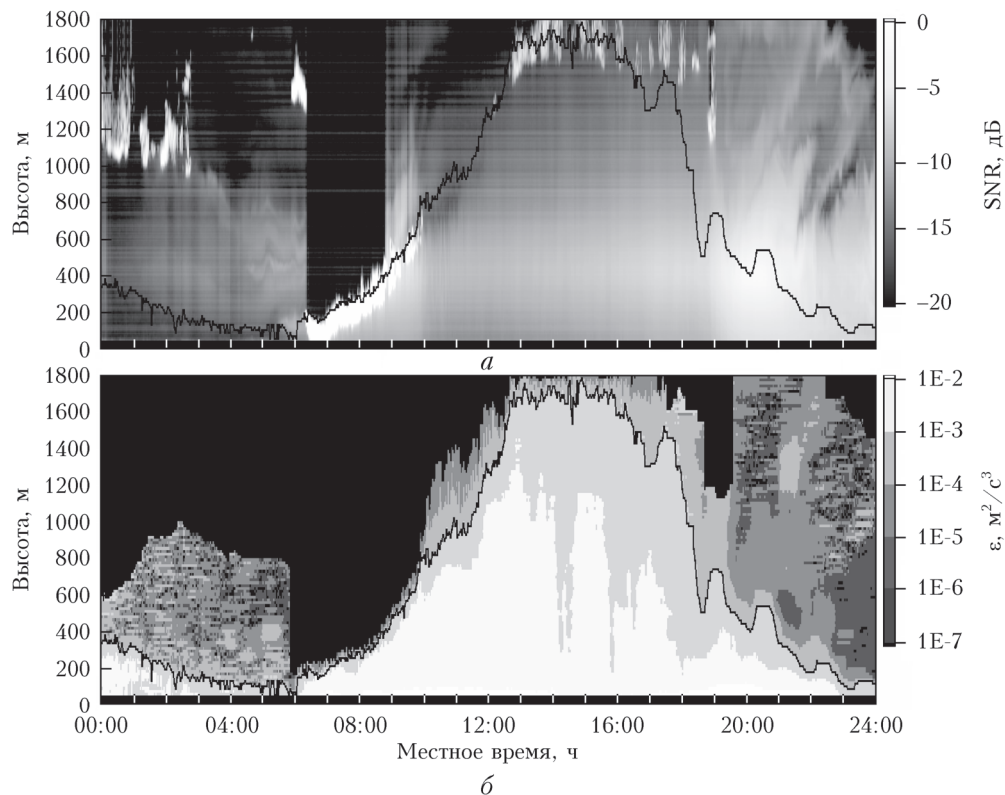


Рис. 7. Распределения отношения сигнал-шум (а) и скорости диссипации турбулентной энергии (б) по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 20 июля 2019 г.; черные кривые — временной ход высоты слоя турбулентного перемешивания, восстановленный из данных для скорости диссипации

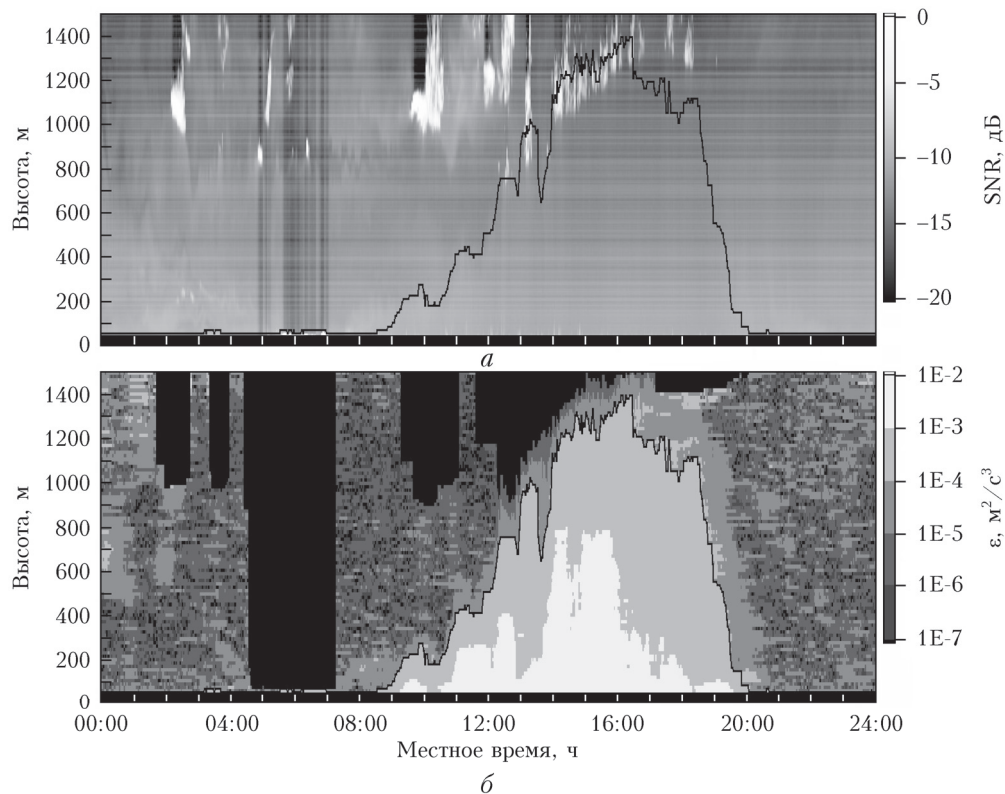


Рис. 8. Распределения отношения сигнал-шум (а) и скорости диссипации турбулентной энергии (б) по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 23 июля 2019 г.; черные кривые — временной ход высоты слоя турбулентного перемешивания, восстановленный из данных для скорости диссипации

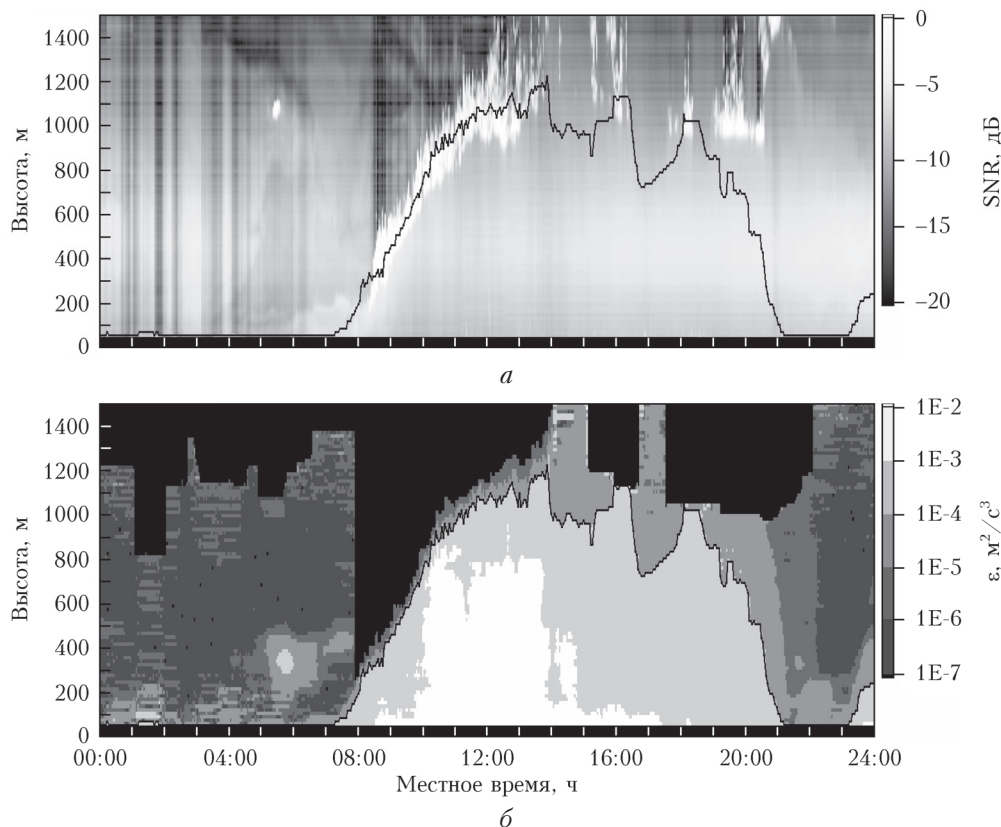


Рис. 9. Распределения отношения сигнал-шум (а) и скорости диссипации турбулентной энергии (б) по высоте и времени, полученные из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 25 июля 2019 г.; черные кривые – временной ход высоты слоя турбулентного перемешивания, восстановленный из данных для скорости диссипации

На рис. 10 для сопоставления представлены точные ходы высоты слоя перемешивания, восстановленные из измерений лидаром Stream Line с использованием конического сканирования зондирующим пучком при  $\varphi = 60^\circ$ , проведенных на БЭК ИОА СО РАН 20, 21, 23 и 25 июля 2019 г. (эти кривые для  $h_{\text{mix}}(t_n)$  также показаны на рис. 6–9). Из данных рис. 10 следует, что в дневные часы (например, с 13:00 до 17:00) высота слоя перемешивания варьируется в широких пределах: от 550 до 1800 м. С 00:00 до 07:00 и с 21:00 до 24:00, когда стратификация температуры устойчивая (согласно данным задействованных в этом эксперименте акустических анемометров на разных высотах), во многих случаях оценки высоты слоя перемешивания равны величине наименьшей высоты ( $h_0 = 60$  м) восстановления вертикальных профилей скорости диссипации турбулентной энергии. При этом, как правило, оценка скорости диссипации меньше  $Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ .

Минимальная дальность зондирования ИКДЛ должна быть не менее двух продольных размеров зондируемого объема. В наших измерениях лидар Stream Line формировал зондируемый объем с продольным размером 30 м [19]. Этим объясняется выбор минимальной высоты  $h_0 = 60$  м в случае измерения при  $\varphi = 60^\circ$ . Чтобы получить информацию о турбулентности в прилегающем к Земле слое с минимальной высотой, например, 10 м, необходи-

мо задавать меньший угол места (не более  $9^\circ$ ), если, конечно, нет каких-либо препятствий (в виде строений, деревьев и т.д.) на пути распространения зондирующих импульсов. В то же время, как показывают измерения акустическим анемометром на высоте 10 м при очень слабом ветре и сильно устойчивой температурной стратификации, скорость диссипации может опускаться значительно ниже  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Очевидно, что в этом случае никакого турбулентного перемешивания воздуха нет.

Интересно отметить, что, согласно рис. 10, 20 и 25 июля с 8:00 до почти 12:00 временные ходы высоты слоя перемешивания практически полностью совпадают. Напомним, что в обоих случаях увеличение  $h_{\text{mix}}$  сопровождалось подъемом нижней границы облачности из-за конвекции (см. рис. 7 и 9), причем в большей степени это касается 25 июля, когда облачность присутствовала более продолжительное время.

На точность определения высоты слоя перемешивания из измерений лидаром с помощью используемого здесь метода в первую очередь влияет погрешность восстановления вертикального профиля скорости диссипации турбулентной энергии, особенно в относительно тонком атмосферном слое, центрированном на высоте, равной оценке  $h_{\text{mix}}$ . Наряду с пространственно-временным распределением скорости диссипации  $\varepsilon(h_k, t_n)$  по приведенной в [11] формуле (23) рассчитывались инструментальные

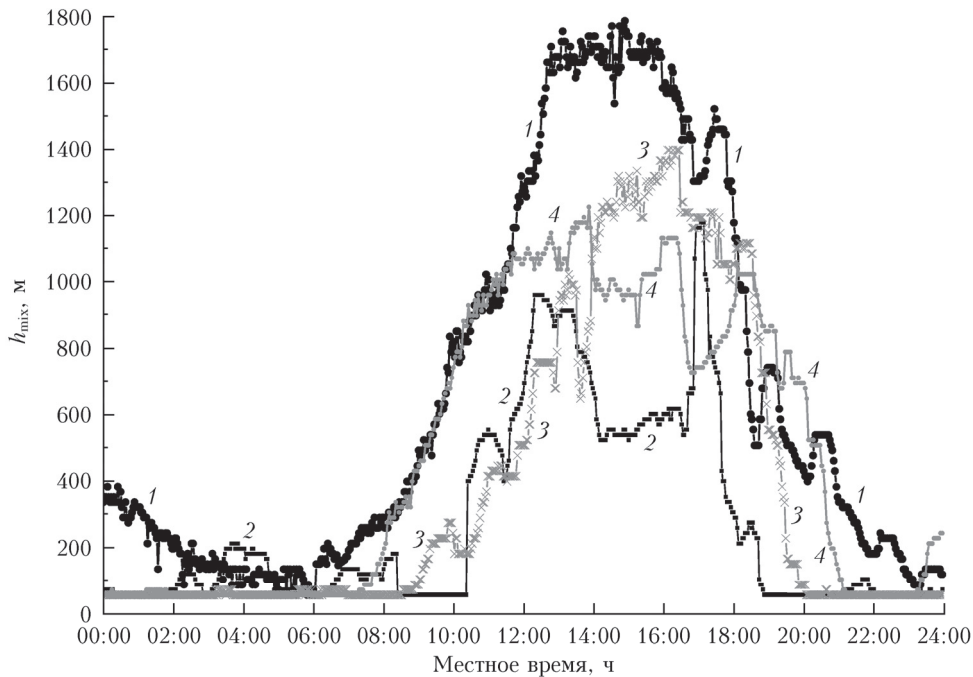


Рис. 10. Временные ходы высоты (толщины) слоя турбулентного перемешивания, полученные из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 20 (кривая 1), 21 (кривая 2), 23 (кривая 3) и 25 июля (кривая 4) 2019 г.

погрешности лидарной оценки радиальной скорости  $\sigma_e(h_k, t_{n'})$ . Воспользовавшись полученными распределениями скорости диссипации  $\epsilon(h_k, t_{n'})$  и инструментальной погрешности  $\sigma_e(h_k, t_{n'})$  и предложенным в [13] подходом (см. в [13] разд. 2.3 и формулы (6)–(11)), мы рассчитали относительные погрешности лидарной оценки скорости диссипации турбулентной энергии  $E_\epsilon(h_k, t_{n'})$ . Затем, определив из полученного распределения  $\epsilon(h_k, t_{n'})$  временной ход высоты слоя турбулентного перемешивания  $h_{\text{mix}}(t_{n'})$  с помощью описанного в разд. 2 способа, мы рассчитали временные ходы относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации  $E_\epsilon(h_{\text{mix}}, t_{n'})$  на высотах слоя перемешивания.

На рис. 11 представлены временные ходы относительной погрешности  $E_\epsilon(h_{\text{mix}}, t_{n'})$  для тех дней эксперимента, для которых получены зависимости высоты слоя перемешивания от времени (они показаны на рис. 10).

Анализ данных рис. 11 с учетом представленных на рис. 1, а, 2, а и 7–10 результатов показал следующее.

Относительные погрешности оценок скорости диссипации из измерений лидаром 20 июля с 00:00 до 06:00 превышают 30%. Это объясняется относительно большой инструментальной погрешностью оценки радиальной скорости из-за низкого отношения сигнал-шум ( $\text{SNR} < 15$  дБ, см. рис. 7, а). В этот же день с 11:00 до 18:00 на высотах более 1 км отношение сигнал-шум не превышало  $-10$  дБ (см. рис. 7, а), достигая иногда  $-16$  дБ (нижняя граница SNR, при которой вероятность плохой оценки радиальной скорости  $P_b$  еще можно считать почти нулевой). Из-за этого инструментальная погрешность оценки радиальной скорости  $\sigma_e$  существенно

больше, чем на высотах меньше 1 км. С увеличением высоты слоя перемешивания SNR падает, а  $\sigma_e$  растет (следовательно, при уменьшении  $h_{\text{mix}}$  ситуация обратная), что объясняет вначале возрастание, а затем уменьшение относительной погрешности оценки скорости диссипации  $E_\epsilon$  в рассматриваемый промежуток времени (с 11:00 до 18:00). В другие же отрезки времени, как видно на рис. 11, а, величина  $E_\epsilon$  составляет  $\sim 10\%$ , что дает основание говорить о высокой точности определения высоты слоя перемешивания.

Весь день 21 июля для прилегающего к Земле километрового слоя отношение сигнал-шум в основном было очень высоким (см. рис. 1, а) и, следовательно, инструментальная погрешность оценки радиальной скорости была небольшой (в пределах слоя перемешивания  $\sigma_e < 0,1$  м/с). Поэтому, согласно данным рис. 11, б, погрешность оценки скорости диссипации  $E_\epsilon(h_{\text{mix}})$  варьируется в пределах 9–18% (в основном  $\sim 10\%$ ), что вполне приемлемо для получения из лидарных измерений надежной информации о высоте слоя перемешивания.

Во время лидарного эксперимента 23 июля отношение сигнал-шум было небольшим в сравнении с остальными днями. В пределах слоя перемешивания на высоте 100 м  $\text{SNR} \sim -10$  дБ и на высоте 1 км  $\text{SNR} \sim -15$  дБ (см. рис. 8, а). Вследствие этого, когда оценка высоты слоя перемешивания превышает  $h_0 = 60$  м, относительная погрешность  $E_\epsilon(h_{\text{mix}})$  варьируется в широких пределах 10–30% (в основном  $> 15\%$ ), о чем свидетельствует рис. 11, в.

Наконец, как видно на рис. 11, г, 25 июля начиная с 07:30, когда высота слоя перемешивания превышает 100 м (см. кривую 4 на рис. 10),  $E_\epsilon(h_{\text{mix}})$  не превышает 15%, а в основном она составляет  $\sim 9\%$ ,

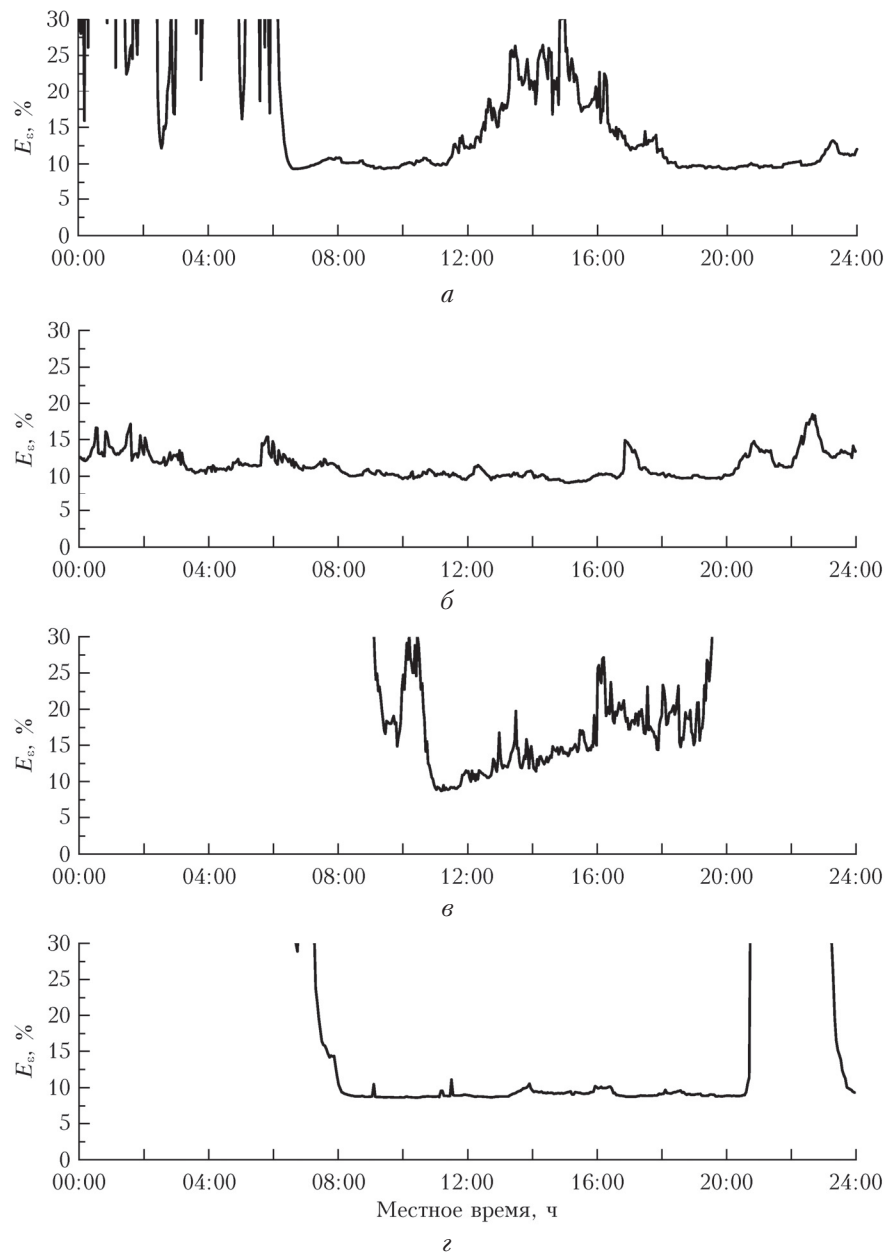


Рис. 11. Временные ходы относительной погрешности лидарной оценки скорости диссипации турбулентной энергии на высоте слоя перемешивания, полученные из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 20 (а), 21 (б), 23 (в) и 25 июля (г) 2019 г.

что объясняется очень высоким отношением сигнал-шум (см. рис. 9, а). Несмотря на то, что в промежутки времени с 00:00 до 07:00 и с 21:00 до 23:00 25 июля лидарные измерения также проводились при довольно высоком отношении сигнал-шум (см. рис. 9, а), относительная погрешность оценки скорости диссипации превысила 30%, что объясняется почти на порядок меньшими, чем порог  $Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ , значениями скорости диссипации на высоте  $h_{\text{mix}} = h_0 = 60 \text{ м}$  согласно рис. 9, б.

Воспользовавшись предложенным в [20] алгоритмом, мы провели ряд численных экспериментов по восстановлению вертикальных профилей скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon(h_k)$  из данных,

моделируемых для различных отношений сигнал-шум и различных значений вертикального градиента скорости диссипации  $\gamma = -d\epsilon/dh > 0$  на высоте  $h$ , где задаваемая величина скорости диссипации  $\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Также с использованием порога  $Thr_\epsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  по восстановленным в численных экспериментах профилям  $\epsilon(h_k)$  мы определяли оценки высоты слоя турбулентного перемешивания  $\hat{h}_{\text{mix}}$ , которые затем сопоставляли с задаваемыми значениями  $h_{\text{mix}}$ . Анализ результатов численных экспериментов показал, что на точность оценки  $\hat{h}_{\text{mix}}$  кроме SNR может оказывать существенное влияние вертикальный градиент скорости диссипации  $\gamma$ . Чем меньше  $\gamma$  (т.е. чем медленнее с высотой уменьшается скорость

диссипации), тем больше погрешность  $\sigma_h = \sqrt{\langle (\hat{h}_{\text{mix}} - h_{\text{mix}})^2 \rangle}$ .

Использование указанного выше численного моделирования для расчета экспериментальной погрешности лидарной оценки высоты слоя перемешивания  $\sigma_h$  потребовало бы существенно больших вычислительных затрат. Поэтому мы воспользовались другим способом, позволяющим решить эту проблему. Пусть относительная погрешность оценки скорости диссипации  $E_\varepsilon(h_k) < 30\%$ . Тогда случайную реализацию оценки вертикального профиля скорости диссипации  $\hat{\varepsilon}(h_k)$  представим в виде

$$\hat{\varepsilon}(h_k) = \varepsilon(h_k) \left[ 1 + \frac{E_\varepsilon(h_k)}{100\%} \xi(h_k) \right], \quad (6)$$

где  $\varepsilon(h_k)$  и  $E_\varepsilon(h_k)$  – оценка скорости диссипации и ее относительная погрешность соответственно, полученные из данных лидарного эксперимента;  $\xi(h_k)$  – генерируемая на компьютере случайная величина, имеющая нормальное распределение функции плотности вероятностей с нулевым средним ( $\langle \xi \rangle = 0$ ) и единичной дисперсией ( $\langle \xi^2 \rangle = 1$ ). Зависимости  $\xi(h_k)$  генерируются в соответствии с тем, что они характеризуются корреляционной функцией  $C_\xi(l\Delta h) = \langle \xi(h_{\text{mix}} + l\Delta h/2) \xi(h_{\text{mix}} - l\Delta h/2) \rangle$ , где  $h_{\text{mix}}$  – высота слоя турбулентного перемешивания, определяемая из лидарного эксперимента;  $\Delta h = 15,6$  м – шаг по высоте при  $\Delta R = 18$  м и  $\phi = 60^\circ$ . Корреляционную функцию  $C_\xi(l\Delta h)$  нам удалось определить из численных экспериментов. Следует отметить, что при  $E_\varepsilon(h_k) < 30\%$  и  $Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  она слабо зависит от SNR и  $h_{\text{mix}}$ , что существенно упрощает задачу численного моделирования с помощью (6).

Согласно используемому нами алгоритму оценки высоты слоя перемешивания, величины  $h_{\text{mix}} - h_0$  (см., например, рис. 10) кратны шагу по высоте  $\Delta h$ . Воспользовавшись интерполяцией по высоте (переход от дискретного профиля  $\varepsilon(h_k)$  к непрерывному  $\varepsilon(h)$ ), мы определяем  $h_{\text{mix}}$  из равенства  $\varepsilon(h_{\text{mix}}) = Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ , где  $h_{\text{mix}}$  является наименьшей высотой, удовлетворяющей этому равенству. В дальнейшем в расчетах погрешности оценки высоты слоя турбулентного перемешивания мы использовали эту величину  $h_{\text{mix}}$  в качестве истинной. Из случайных реализаций  $\hat{\varepsilon}(h_k)$ , генерируемых на компьютере с помощью (6), мы получали оценки высоты слоя перемешивания  $\hat{h}_{\text{mix}}$  по алгоритму, описанному в разд. 2, а затем рассчитывали абсолютную  $\sigma_h$  и относительную  $E_h = (\sigma_h/h_{\text{mix}}) \cdot 100\%$  погрешности лидарной оценки высоты слоя турбулентного перемешивания, воспользовавшись по  $10^5$  независимых реализаций  $\xi(h_k)$  для каждой пары полученных в атмосферном эксперименте вертикальных профилей  $\varepsilon(h_k, t_n)$  и  $E_\varepsilon(h_k, t_n)$  в различные моменты времени  $t_n$ .

Для анализа точности восстановления временных ходов высоты слоя турбулентного перемешивания мы воспользовались данными эксперимента, для которых в течение всех суток  $\varepsilon(h_0, t_n)$  на высоте  $h_0 = 60$  м превышает значение  $Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ . Этому условию удовлетворяют результаты, получен-

ные из лидарных измерений 20 и 21 июля 2019 г. Результаты восстановления суточных ходов  $h_{\text{mix}}(t_n)$  с использованием интерполяции профилей  $\varepsilon(h_k)$  и условия  $\varepsilon(h_{\text{mix}}) = Thr_\varepsilon = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  показаны на рис. 12, а и 13, а. Из сравнения кривых 1 и 2 на рис. 10 с соответствующими кривыми на рис. 13, а и рис. 12, а следует, что последние являются более сглаженными.

Сначала рассмотрим результаты лидарных измерений 21 июля 2019 г., для которого, согласно данным на рис. 11, суточный ход относительной погрешности оценки скорости диссипации  $E_\varepsilon(h_{\text{mix}}(t_n))$  принимает наименьшие значения по сравнению с другими днями эксперимента. На рис. 12 представлены суточные ходы высоты слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t_n)$ , ее абсолютной  $\sigma_h(t_n)$  и относительной  $E_h(t_n)$  погрешностей оценивания из измерений в этот день. Видно, что с 00:00 до 16:30 и с 18:00 до 24:00 по местному времени погрешность  $\sigma_h(t_n)$  варьируется в основном в пределах 3–10 м, в редких случаях превышая 20 м. Однако в оставшийся промежуток времени (с 16:30 до 18:00)  $\sigma_h$  резко возрастает, достигая значений  $\sim 70$  м. Это объясняется медленным уменьшением скорости диссипации турбулентной энергии с высотой (очень маленьким вертикальным градиентом  $\gamma$  на высоте слоя перемешивания) в пределах этого временного интервала. Тем не менее, как видно на рис. 12, в, с 16:30 до 18:00 относительная погрешность  $E_h(t_n)$  за редким исключением не превышает 15%, как и в другое время суток. В середине дня, когда высота слоя перемешивания максимальна,  $E_h$  может опускаться до 1%.

На рис. 13 представлены суточные ходы высоты слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t_n)$ , ее абсолютной  $\sigma_h(t_n)$  и относительной  $E_h(t_n)$  погрешностей оценивания из измерений 20 июля 2019 г. Согласно данным на рис. 11, а в ночное время (с 00:00 до 06:00) относительная погрешность оценки скорости диссипации  $E_\varepsilon(h_{\text{mix}}(t_n))$  на высоте слоя перемешивания во многих случаях превышает 30%, что противоречит условию использования (6) для определения точности лидарной оценки высоты слоя перемешивания и вызывает вопросы о надежности (и точности) расчетов  $\sigma_h(t_n)$  и  $E_h(t_n)$  для указанного интервала времени. Обусловленная низким отношением сигнал-шум внутри слоя перемешивания (SNR варьируется от  $-17$  до  $-14$  дБ, см. данные рис. 7, а в интервале от 00:00 до 06:00) большая погрешность восстановления вертикальных профилей скорости диссипации не позволяет получать оценки высоты слоя перемешивания с приемлемой (когда  $E_h \leq 20\%$ ) точностью. Наблюдаемое на рис. 11, а существенное возрастание погрешности  $E_\varepsilon(h_{\text{mix}}(t_n))$  (вплоть до 30%) в интервале времени 13:00–16:00 является причиной возрастания абсолютной погрешности оценки высоты слоя перемешивания  $\sigma_h(t_n)$  до значений  $\sim 100$  м. Но благодаря тому, что высота слоя перемешивания  $h_{\text{mix}}(t_n) \sim 1600\text{--}1800$  м, относительная погрешность  $E_h(t_n) < 10\%$ . Согласно данным рис. 13, в, с 06:00 до 24:00 относительная погрешность  $E_h(t_n)$ , за редким исключением, не превышает 10%. Это указывает на приемлемость полученного результата.

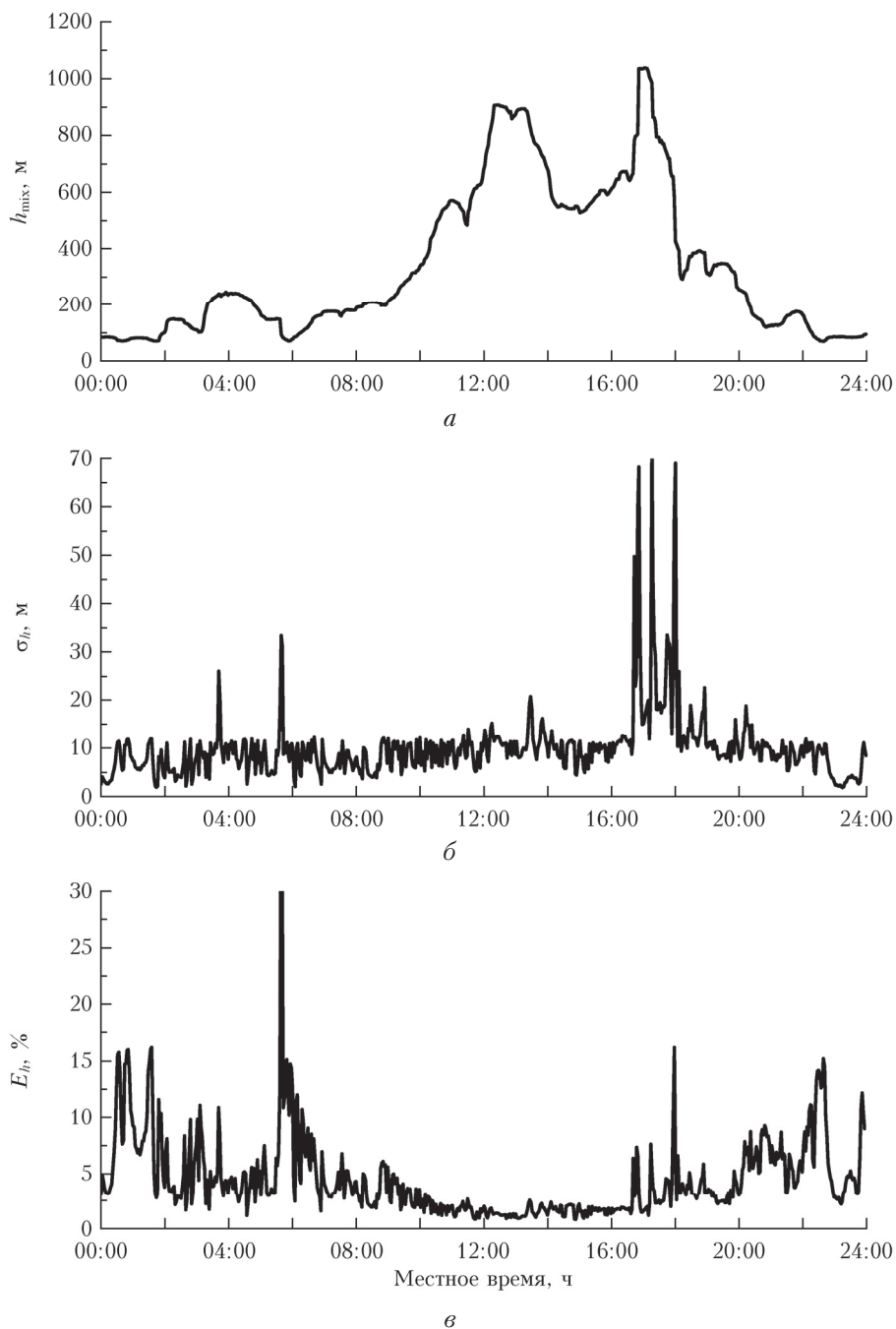


Рис. 12. Временные ходы высоты слоя турбулентного перемешивания (а), абсолютной (б) и относительной (в) погрешностей ее оценки из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 21 июля 2019 г.

### Заклучение

Таким образом, в настоящей работе предложен метод восстановления суточного хода высоты слоя турбулентного перемешивания воздуха на основе высотно-временных распределений скорости диссипации турбулентной энергии и дисперсии радиальной скорости, полученных из измерений лидаром Stream Line при коническом сканировании зондирующим пучком. Метод апробирован в атмосферном эксперименте на территории БЭК ИОА СО РАН. Показа-

но, что оценивание высоты слоя перемешивания по скорости диссипации турбулентной энергии имеет определенные преимущества перед способом оценивания  $h_{\text{mix}}$  по дисперсии измеряемой радиальной скорости, существенно зависящей от геометрии сканирования вследствие анизотропии ветровой турбулентности. Установлено, что измерения лидаром Stream Line с целью получения временного хода высоты слоя перемешивания из высотно-временных распределений скорости диссипации являются наиболее оптимальными при сканировании под углом места  $60^\circ$ .

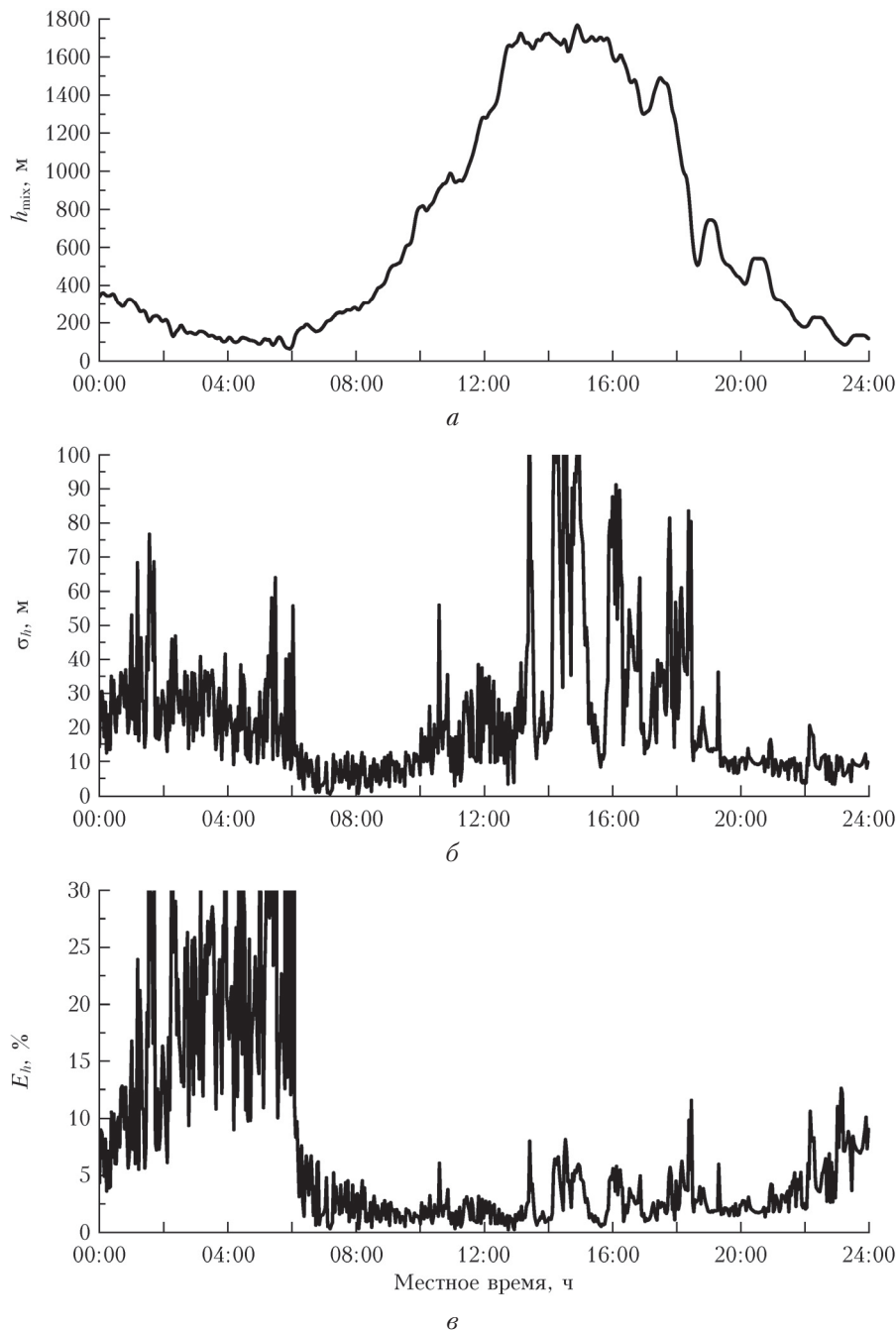


Рис. 13. Временные ходы высоты слоя турбулентного перемешивания (а), абсолютной (б) и относительной (в) погрешностей ее оценки из измерений лидаром Stream Line на территории БЭК ИОА СО РАН 20 июля 2019 г.

Из исходных данных лидарного эксперимента, проведенного 20, 21, 23 и 25 июля 2019 г. на территории БЭК, нами получены суточные ходы высоты слоя перемешивания. Согласно этим результатам с 11:00 до 18:00 по местному времени высота слоя перемешивания принимает максимальные значения и в зависимости от силы ветра и турбулентности варьируется в пределах 550–1800 м. Это не противоречит результатам других авторов [1–8].

Анализ экспериментальных результатов показал, что на точность оценки высоты слоя перемешивания из вертикального профиля скорости дисси-

пации турбулентной энергии с использованием порога  $Thr_{\epsilon} = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$  определяющее влияние оказывают погрешность восстановления профиля и величина вертикального градиента скорости диссипации. В свою очередь, точность оценки скорости диссипации может сильно зависеть от лидарного отношения сигнал-шум. Для приемлемой оценки (с относительной погрешностью не более 20%) высоты слоя перемешивания SNR должно быть не ниже -16 дБ, когда относительная погрешность лидарной оценки скорости диссипации, равной пороговому значению  $Thr_{\epsilon} = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^3$ , не превышает 30%.

Относительная погрешность восстановления временного хода высоты слоя турбулентного перемешивания из лидарных измерений 21 июля 2019 г. при угле места 60°, когда внутри этого слоя SNR не опускалось ниже -10 дБ и точность лидарной оценки скорости диссипации составляла 10–15%, в основном варьировалась в пределах от 1 до 15%. При этом абсолютная погрешность оценки  $h_{\text{mix}}$  (из измерений в дневные часы) может достигать 70 м, что связано с довольно медленным убыванием с высотой скорости диссипации в верхней части слоя турбулентного перемешивания. Лидарные измерения 20 июля 2019 г. с 06:30 и до 24:00 по местному времени были проведены при достаточно высоком SNR (при этом относительная погрешность оценки скорости диссипации варьировалась в основном в пределах 10–25%). Как следствие, относительная погрешность оценок высоты слоя турбулентного перемешивания из лидарных измерений в этот день после 06:30 не превышала 12%.

1. Bonin T.A., Carroll B.J., Hardesty R.M., Brewer W.A., Hajny K., Salmon O.E., Shepson P.B. Doppler lidar observation of the mixing height in Indianapolis using an automated composite fuzzy logic approach // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2018. V. 35, N 3. P. 915–935.
2. Hogan R.J., Grant A.L.M., Illingworth A.J., Pearson G.N., O'Connor E.J. Vertical velocity variance and skewness in clear and cloud-topped boundary layers as revealed by Doppler lidar // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2009. V. 135, N 4. P. 635–643.
3. Tucker S.C., Brewer W.A., Banta R.M., Senff C.J., Sandberg S.P., Law D.C., Weickmann A.M., Hardesty R.M. Doppler lidar estimation of mixing height using turbulence, shear, and aerosol profiles // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 4. P. 673–688.
4. Pichugina Y.L., Banta R.M. Stable boundary layer depth from high-resolution measurements of the mean wind profile // *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 2010. V. 49, N 1. P. 20–35.
5. Barlow J.F., Dunbar T.M., Nemitz E.G., Wood C.R., Gallagher M.W., Davies F., O'Connor E., Harrison R.M. Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II // *Atmos. Chem. Phys.* 2011. V. 11, N 3. P. 2111–2125.
6. Schween J.H., Hirsikko A., Luhmert U., Crewell S. Mixing-layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: From case studies to long-term assessment // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7, N 4. P. 3685–3704.
7. Vakkari V., O'Connor E.J., Nisantzi A., Mamouri R.E., Hadjimitsis D.G. Low-level mixing height detection in coastal locations with a scanning Doppler lidar // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8, N 4. P. 1875–1885.
8. Huang M., Gao Z., Miao S., Chen F., Lemone M.A., Li J., Hu F., Wang L. Estimate of boundary-layer depth over Beijing, China, using Doppler lidar data during SURF-2015 // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2017. V. 162, N 9. P. 503–522.
9. Banakh V.A., Smalikho I.N. Lidar studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer // *Remote Sens.* 2018. V. 10, N 18. P. 1219.
10. 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. Technol.* 2010. V. 27, N 10. P. 1652–1664.
11. 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. P. 4191–4208.
12. Eberhard W.L., Cupp R.E., Healy K.R. Doppler lidar measurement of profiles of turbulence and momentum flux // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1989. V. 6. P. 809–819.
13. Banakh V.A., Smalikho I.N., Falits V.A. Estimation of the turbulence energy dissipation rate in the atmospheric boundary layer from measurements of the radial wind velocity by micropulse coherent Doppler lidar // *Opt. Express.* 2017. V. 25, N 19. P. 22679–22692.
14. 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.
15. Банах В.А., Смалихо И.Н. Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. 304 с.
16. 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.
17. Smalikho I.N. Techniques of wind vector estimation from data measured with a scanning coherent Doppler lidar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2003. V. 20, N 2. P. 276–291.
18. 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. 2115. DOI: 10.3390/rs11182115.
19. Smalikho I.N., Banakh V.A., Holzöpfel F., Rahm S. Method of radial velocities for the estimation of aircraft wake vortex parameters from data measured by coherent Doppler lidar // *Opt. Express.* 2015. V. 23, N 19. P. A1194–A1207.
20. Смалихо И.Н., Банах В.А. Точность оценивания скорости диссипации энергии турбулентности из измерений ветра импульсным когерентным доплеровским лидаром при коническом сканировании зондирующим пучком. Часть I. Алгоритм обработки лидарных данных // *Оптика атмосф. и океана.* 2013. Т. 26, № 3. С. 213–219; Smalikho I.N., Banakh V.A. Accuracy of estimation of the turbulent energy dissipation rate from wind measurements with a conically scanning pulsed coherent doppler lidar. Part I. Algorithm of data processing // *Atmos. Ocean. Opt.* 2013. V. 26, N 5. P. 404–410.

V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.V. Falits. **Determination of the height of the turbulent mixing air layer based on estimation of the parameters of wind turbulence from lidar data.**

A method is suggested for retrieving the diurnal variation in the height of turbulent mixing layer based on the height-temporal distributions of the dissipation rate of turbulent kinetic energy and variance of radial velocity obtained from measurements with a conically scanning coherent Doppler lidar. The accuracy of determining the mixing layer height by the method suggested is analyzed.