

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.511.6:621.371

Температурно-ветровое зондирование пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне Байкала.

I. Число Ричардсона

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 25.03.2020 г.

Представлены результаты экспериментальных исследований пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне оз. Байкал с использованием когерентного доплеровского ветрового лидара и температурного профилометра. Получены двумерные – по высоте и времени – распределения скорости ветра, температуры и числа Ричардсона. Установлено, что во время эксперимента с 6 по 23 августа 2018 г. в регионе измерений в пограничном слое круглосуточно реализовались условия устойчивой термической стратификации с образованием низкоуровневых струйных течений как в ночное, так и в дневное время. Высотные временные распределения числа Ричардсона имеют слоистую структуру. Слои с числами Ричардсона, превышающими критическое значение, перемежаются со слоями, где число Ричардсона меньше критического.

Ключевые слова: пограничный слой атмосферы, скорость ветра, температура, зондирование, число Ричардсона, устойчивая стратификация; atmospheric boundary layer, wind velocity, temperature, remote sensing, Richardson number, stable stratification.

Введение

Процессы образования и развития турбулентности в устойчиво стратифицированных средах остаются не до конца исследованными во многих областях геофизики. Это относится и к пограничному слою атмосферы, термодинамические процессы в котором играют важную роль в формировании погоды и климата, влияют на эффективность ветроэнергетики и безопасность авионавигации. Если для описания неустойчивого и нейтрально стратифицированного атмосферного пограничного слоя (АПС) успешно используется теория изотропной турбулентности Колмогорова–Обухова–Монина [1, 2], то устойчиво стратифицированный АПС не поддается параметризации на основе этой теории [3–8]. Механизм генерации турбулентности в АПС при устойчивой стратификации понят исследователями не в полной мере. Важную роль в этом механизме могут играть волновые процессы, что определяет актуальность изучения турбулентно-волнового взаимодействия в устойчивом АПС [9, 10].

Сейчас в экспериментальных исследованиях атмосферы широко используются дистанционные средства зондирования, позволяющие получать метеорологические данные в реальном времени с нужным пространственным и временным разрешением. Это содары и лидары в пограничном слое, радары

и лидары в тропосфере, нижней стратосфере и верхней атмосфере, радары, затменные методы в нижней и средней стратосфере.

Для изучения ветрового режима и ветровой турбулентности в пограничном слое и нижней тропосфере наиболее подходят когерентные доплеровские ветровые лидары. Разработке лидарных методов и исследованию пограничного слоя атмосферы, высоты слоя турбулентного перемешивания при различной температурной устойчивости и разных типах подстилающей поверхности посвящены работы [11–15]. Возможности лидарных методов в исследованиях ветровой турбулентности и результаты их апробации в атмосферных экспериментах обсуждаются в [16–25].

Для устойчивой стратификации в пограничном слое характерно образование низкоуровневых струйных течений (НСТ) и атмосферных волн. Экспериментальным исследованиям НСТ с использованием содаров посвящены, в частности, работы [26, 27], где представлены данные о частоте повторения и ветровых параметрах этих течений. Результаты лидарных исследований НСТ опубликованы в [28–31], где из данных измерений двухмикронным импульсным когерентным доплеровским лидаром, восстановлены высотные профили среднего ветра и дисперсии продольной компоненты вектора скорости ветра на высотах образования НСТ. Лидарные и содарные исследования атмосферных волн в устойчивом пограничном слое проведены в работах [28, 32–34].

В 2018 г. были продолжены эксперименты по дистанционному зондированию АПС в прибрежной

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

зоне на западном берегу Байкала в районе пос. Листвянка, начатые в 2015 г. [32]. Измерения проводились с 6 по 23 августа 2018 г. В отличие от экспериментов, результаты которых представлены в [21, 24, 32], в измерениях 2018 г. вместе с когерентным доплеровским ветровым лидаром был задействован микроволновый температурный профилометр МТР-5 [35, 36]. Это позволило получить данные не только о ветровых процессах, но и о параметрах, характеризующих температурный режим в устойчивом АПС. В настоящей работе представлены результаты исследований температурно-ветрового режима пограничного слоя в районе измерений.

1. Процедура измерений

1.1. Лидарные измерения радиальной скорости и оценивание параметров ветровой турбулентности

Ветровой лидар Stream Line (Halo Photonics) был установлен на расстоянии 340 м от береговой кромки оз. Байкал на высоте 180 м от водной поверхности в нескольких десятках метров от здания Большого солнечного вакуумного телескопа (БСВТ) Института солнечно-земной физики СО РАН в точке с координатами $52^{\circ}50'47''$ с.ш. и $104^{\circ}53'31''$ в.д. (рис. 1).

Измерения ветра с использованием конического сканирования зондирующим пучком вокруг вертикальной оси велись непрерывно в течение всего эксперимента (рис. 1, справа). Угол места луча лидара $\varphi = 60^{\circ}$, время одного полного сканирования, в течение которого азимутальный угол луча θ изменяется от 0 до 360° , $T_{\text{scan}} = 36$ с. В большинстве случаев во время измерений зондирующий пучок фокусировался на расстоянии 300 м. С учетом «мертвой» зоны лидара минимальная высота зондирования при $\varphi = 60^{\circ}$ составляла ~ 75 м относительно высоты расположения лидара. Максимальная высота определялась отношением сигнал-шум и при благоприятных условиях могла превышать

1300 м над водной поверхностью. Мы ограничились высотой 985 м относительно лидара, где отношение сигнал-шум в течение всего периода измерений было достаточно высоким для получения оценки вектора скорости ветра из лидарных данных с приемлемой погрешностью. Исходные данные измерений ветрового лидара — это массивы оценок отношения сигнал-шум $\text{SNR}(R_k, \theta_m; n)$ и радиальной скорости $V_L(R_k, \theta_m; n)$, являющейся проекцией вектора скорости ветра на оптическую ось зондирующего пучка, где $R_k = R_0 + k\Delta R$ — расстояние между лидаром и центром зондируемого объема; R_0 — начальная дистанция; $k = 0, 1, 2, \dots, K-1, K = 30$; $\Delta R = 30$ м — шаг по дальности; $\theta_m = m\Delta\theta$ — азимутальный угол; $\Delta\theta = 2^{\circ}$ — разрешение по азимутальному углу; $m = 0, 1, 2, \dots, M-1$; $M = 180$ — число лучей за одно коническое сканирование; $n = 1, 2, 3, \dots$ — номер конического сканирования. Для аккумуляции исходных лидарных данных использовалось $N_a = 3000$ посылок зондирующих импульсов в атмосферу. При частоте следования зондирующих импульсов лидара Stream Line $f_p = 15000$ продолжительность измерения радиальной скорости для каждого азимутального угла составляла $\delta t = N_a/f_p = 0,2$ с. Массивы оценок радиальных скоростей $V_L(R_k, \theta_m; n)$ позволяют восстановить высотные профили скорости ветра $\mathbf{V} = \{V_z, V_x, V_y\}$, где V_z — вертикальная, а V_x, V_y — горизонтальные компоненты ветра, и осуществить пространственно-временную визуализацию распределения \mathbf{V} по высоте $h_k = R_k \sin\varphi = h_0 + k\Delta h$ с разрешением $\Delta h = \Delta R \sin\varphi = 26$ м и по времени $t_n = t_0 + (n-1)\Delta t$ с разрешением $\Delta t \approx T_{\text{scan}} = 36$ с. Оценки вектора скорости ветра усреднялись по времени сканирования $T_{\text{scan}} = 36$ с и по пространству вдоль окружности основания конуса сканирования длиной $L_k = (2\pi/\text{tg}\varphi)h_k$, равной 272 м на высоте $h_0 = 75$ м и 3573 м на высоте $h_{K-1} = 985$ м. Из оценок горизонтальных компонент вектора ветра V_x и V_y были получены пространственно-временные распределения средней скорости горизонтального ветра $V(h_k, t_n)$.

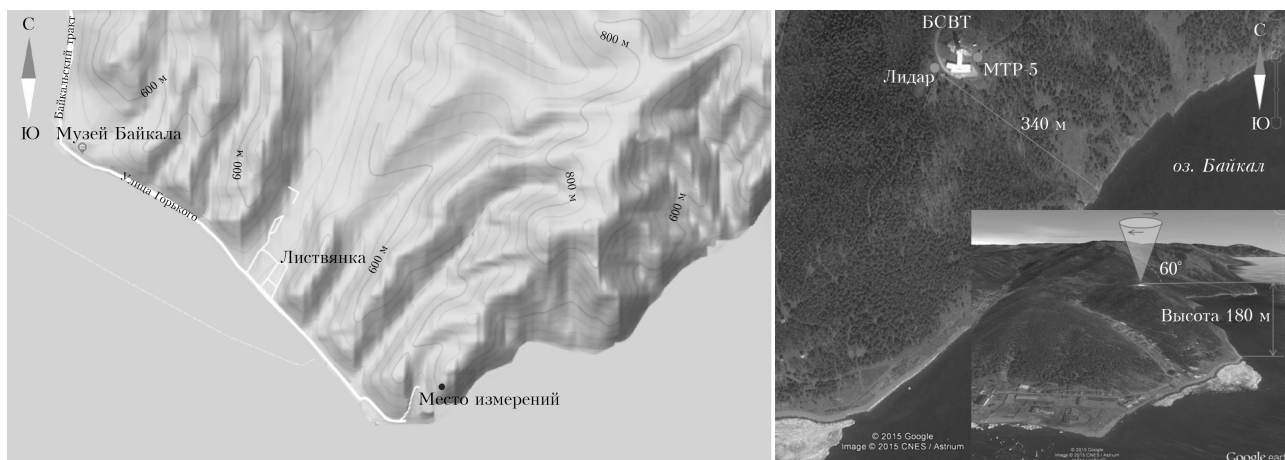


Рис. 1. Карта (слева) и фотография (справа) местности в регионе измерений. Справа показано расположение приборов и геометрия сканирования

1.2. Измерения температуры и оценивание параметров температурного режима в пограничном слое

Для измерения температуры в эксперименте использовался микроволновый температурный профилометр МТР-5, разработанный и изготавливаемый в России [35, 36], который широко применяется на практике и в атмосферных исследованиях [37–41]. Он был установлен на вершине холма, у подножия БСВТ, рядом с ветровым лидаром на высоте 180 м над поверхностью Байкала (см. рис. 1) и позволял получать высотные профили температуры с разрешением 25 м для высот от 0 до 100 м и 50 м для высот от 100 до 1000 м относительно высоты 180 м каждые 3 мин. В результате были получены пространственно-временные распределения средней температуры воздуха $T(h, t)$, ее производной $\partial T(h, t)/\partial h$ и потенциальной температуры $T_p(h, t) = T(h, t) + \gamma_a h$, где $\gamma_a = 0,098$ град./м – сухоадиабатический градиент ($\partial T_p(h, t)/\partial h = \partial T(h, t)/\partial h + \gamma_a$). Для усреднения температуры использовались данные, измеряемые за период от 9 до 24 мин. По усредненным данным рассчитывались значения параметра

$$N^2 = \frac{g}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial h}, \quad (1)$$

характеризующего термическую стратификацию атмосферы, где g – ускорение свободного падения. При $N^2 < 0$ стратификация неустойчивая, $N^2 = 0$ – нейтральная и $N^2 > 0$ – устойчивая. В случае устойчивой стратификации величина N представляет собой частоту Брента–Вайсяля.

Также рассчитывалось число Ричардсона Ri по формуле

$$Ri = N^2 \left(\frac{\partial V}{\partial h} \right)^{-2}, \quad (2)$$

где для получения средней скорости ветра V и ее производной $\partial V/\partial h$ мы использовали лидарные данные для горизонтальных компонент вектора ветра V_x и V_y , усредненные за период от 10 до 20 мин (от 16 до 31 сканирования).

2. Результаты измерений

На рис. 2 приведен суточный ход регистрируемой каждые 3 мин температуры на высотах от 180 до 1180 м над поверхностью Байкала 14 августа 2018 г. Видно, что высотный ход потенциальной температуры – инверсный по отношению к измеряемой температуре: с высотой потенциальная температура растет. Таким образом, в течение суток 14 августа реализовался режим устойчивой стратификации.

Из полученных температурных данных следует, что и в течение всего эксперимента с 6 по 23 августа 2018 г. в районе измерений в пограничном слое наблюдалась устойчивая стратификация. Это видно

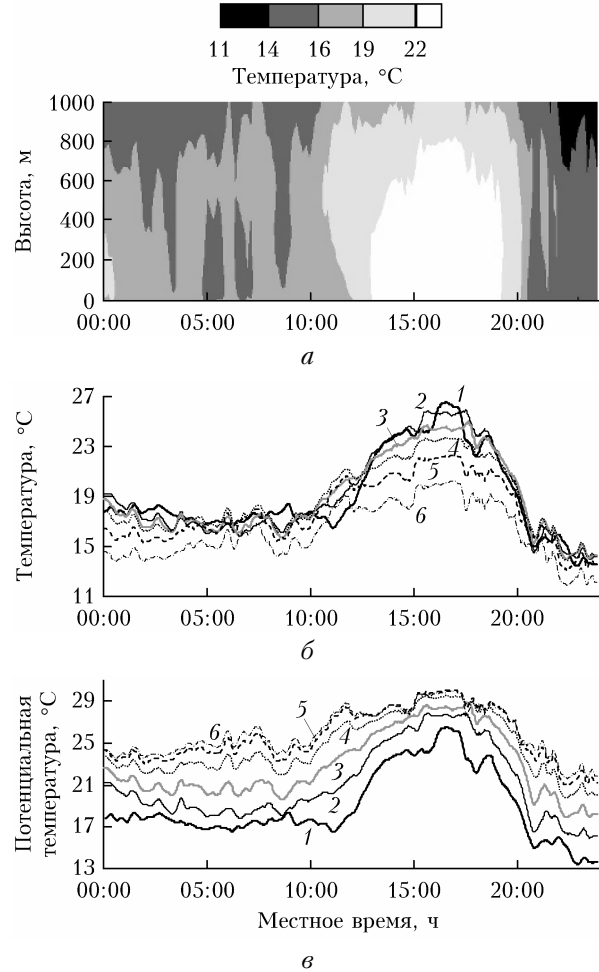


Рис. 2. Суточные вариации температуры 14 августа 2018 г.: высотно-временное распределение температуры (а); временной ход температуры (б) и потенциальной температуры (в) на высотах 0 (1), 200 (2), 400 (3), 600 (4), 800 (5) и 1000 м (6) относительно высоты профилометра 180 м

из рис. 3, где приведены данные о среднем за время измерений градиенте температуры. Значения усредненного вертикального градиента температуры в течение суток всегда превышали $-0,098$ град./м, и вертикальный градиент потенциальной температуры всегда принимал положительные значения.

Почти каждый день с 6 по 23 августа в пограничном слое в регионе измерений наблюдались низкоуровневые струйные течения. На рис. 4 приведены пространственно-временные распределения скорости ветра, полученные из данных измерений ветрового лидара за 9, 12, 18, 19, 21–23 августа 2018 г., когда струйные течения наблюдались в течение продолжительного времени. Например, 21–22 августа струйное течение существовало непрерывно более 30 ч. В отдельные дни, как, например, в ночь на 23 и днем 23 августа, одновременно наблюдались два струйных течения на различных высотах с существенно различающимися направлениями ветровых потоков. Распределения скорости ветра на рис. 4 построены с 10-минутным усреднением оцениваемых параметров.

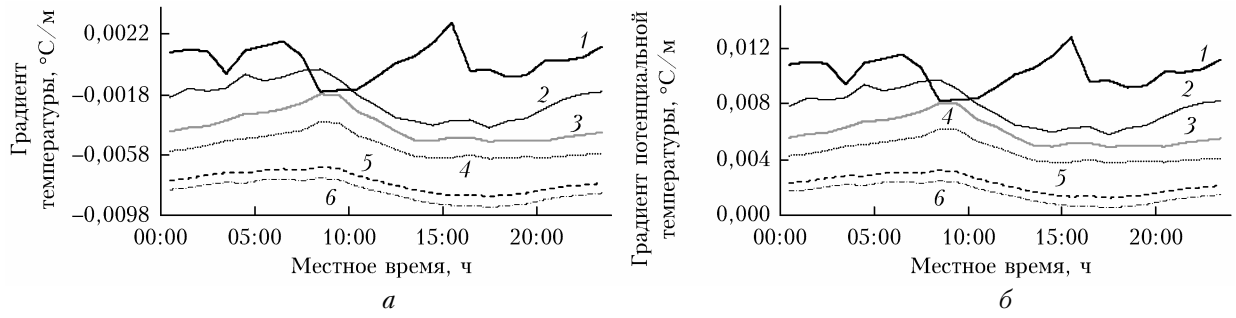


Рис. 3. Суточные вариации: вертикального градиента температуры (а); потенциальной температуры (б), усредненные за весь период измерений с 6 по 23 августа 2018 г., на высотах 0 (1); 200 (2); 400 (3); 600 (4); 800 (5) и 1000 м (6) относительно высоты профилометра 180 м

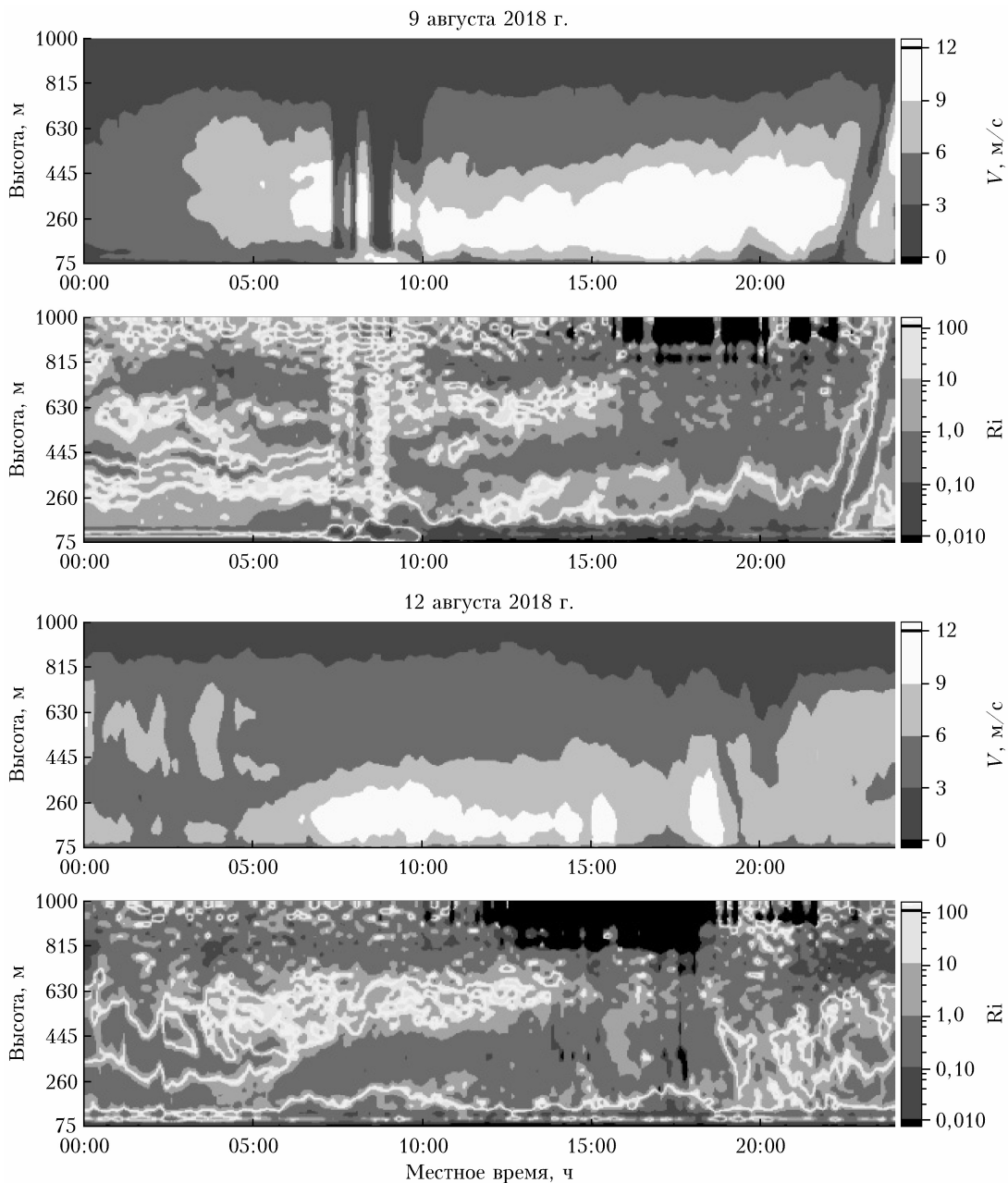


Рис. 4. Пространственно-временные распределения скорости ветра и числа Ричардсона 9, 12, 18, 19, 21–23 августа 2018 г. (продолжение и окончание см. на с. 625, 626)

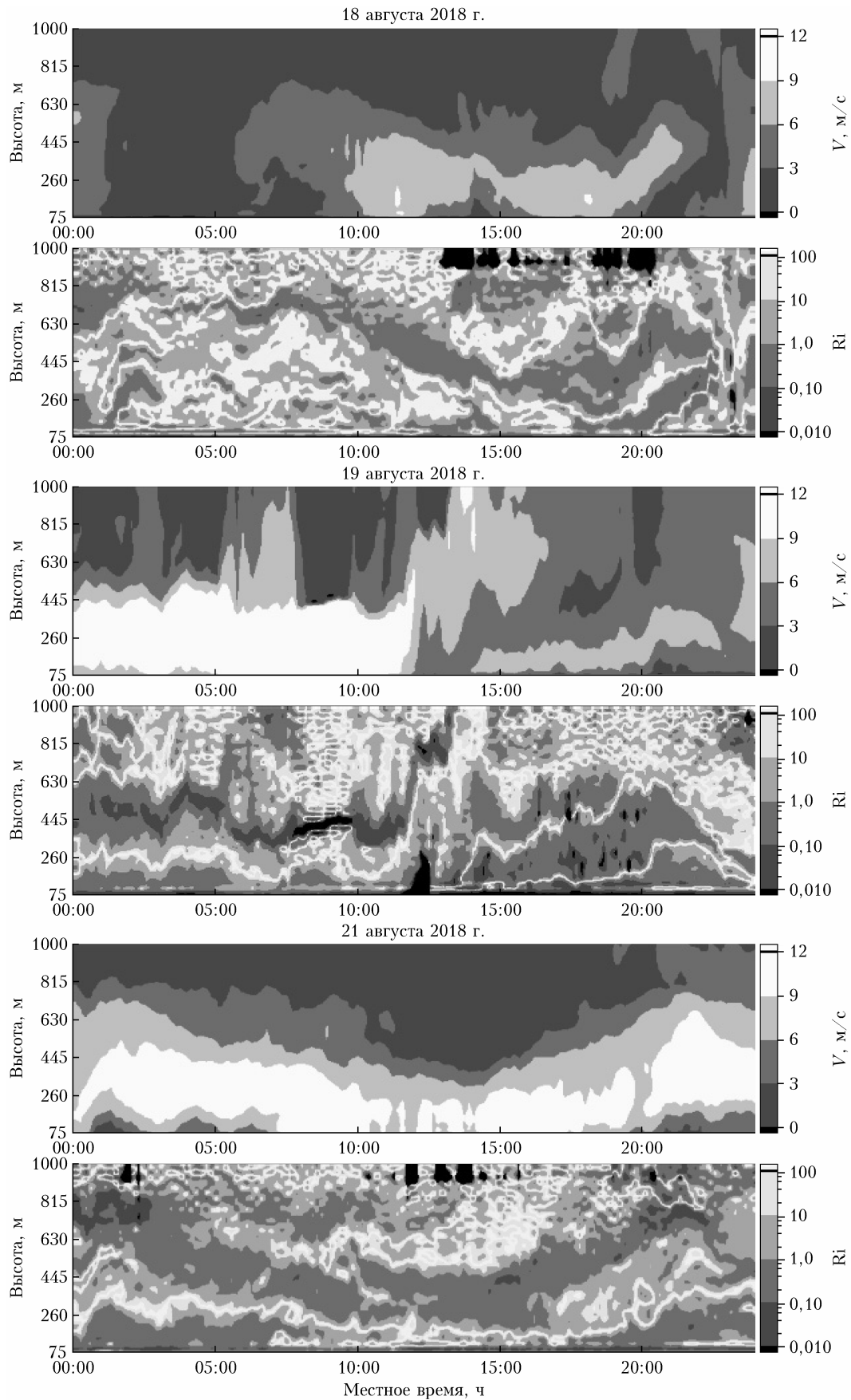


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 624, окончание на с. 626)

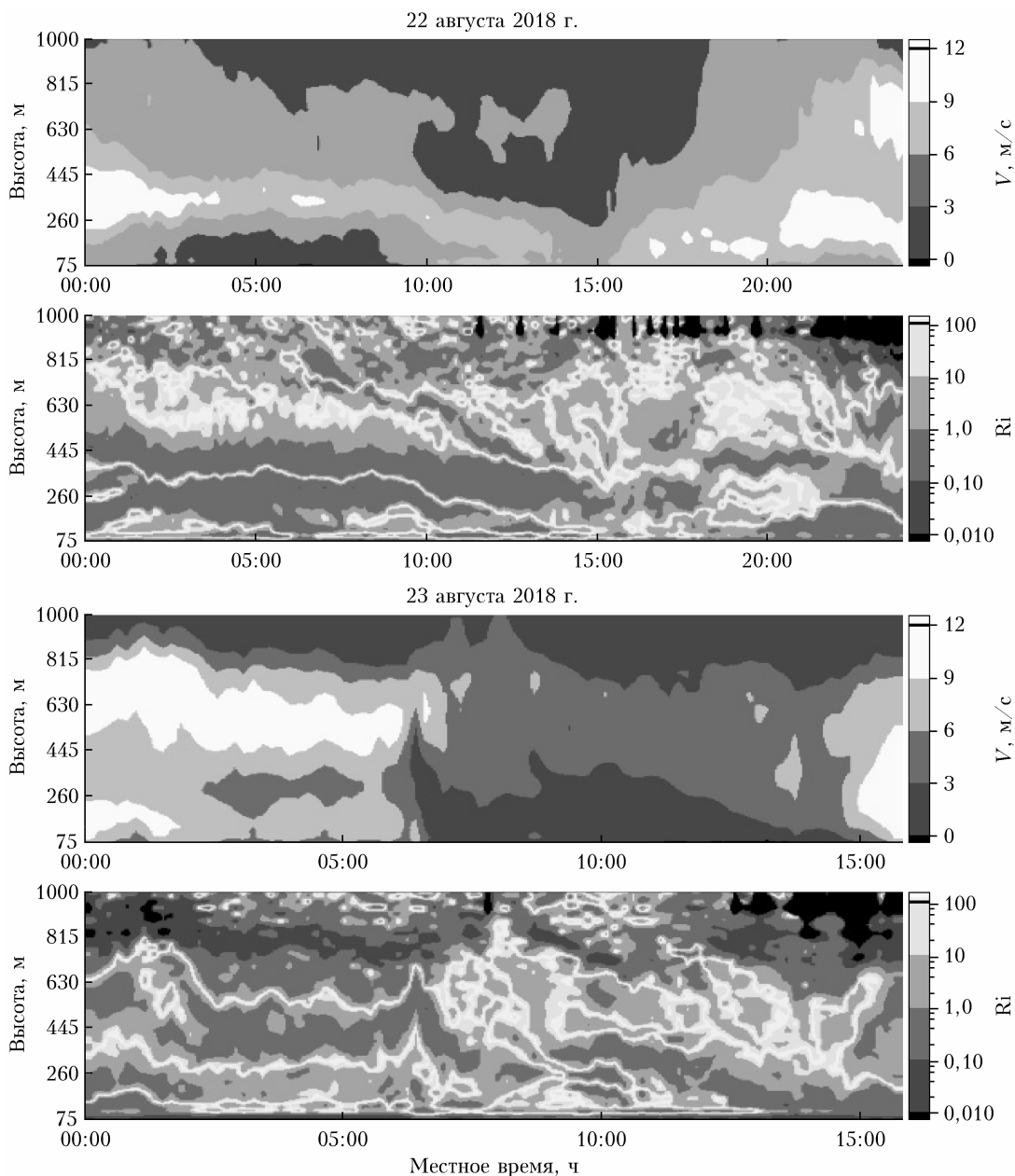


Рис. 4. Окончание (начало см. на с. 624 и 625)

На рис. 4 показаны также высотно-временные распределения числа Ричардсона, рассчитанные по формуле (2) из данных лидарных измерений скорости ветра и температурных данных, полученных с использованием профилометра МТР-5. Видно, что распределения числа Ричардсона характеризуются изменчивостью во времени и имеют слоистую структуру по высоте. Для всех струйных течений характерно то, что в самом центре, на оси течения, где скорость ветра максимальна, формируется очень тонкий (несколько десятков метров) слой, в котором число Ричардсона принимает большие положительные значения, намного превышающие критическое $Ri_{кр} = 0,25$. На рис. 5 приведено несколько сечений пространственно-временных распределений скорости за 19 и 21 августа 2018 г., ограниченных изоли-

ниями заданной минимальной скорости, а также пространственно-временные распределения числа Ричардсона, соответствующие этим сечениям. Видно, как в области струйного течения формируется приосевой слой больших значений числа Ричардсона и окружающие его слои, где число Ричардсона невелико.

Из рис. 4, 5 следует, что в струйных течениях, за исключением приосевой области, число Ричардсона может принимать значения меньше $Ri_{кр}$. То есть в области струйных течений термическая устойчивость пограничного слоя уменьшается, возникают каналы, где реализуются условия, близкие к нейтральной стратификации.

Вне струйных течений и в периоды их отсутствия для пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне Байкала характерна слоистая структура

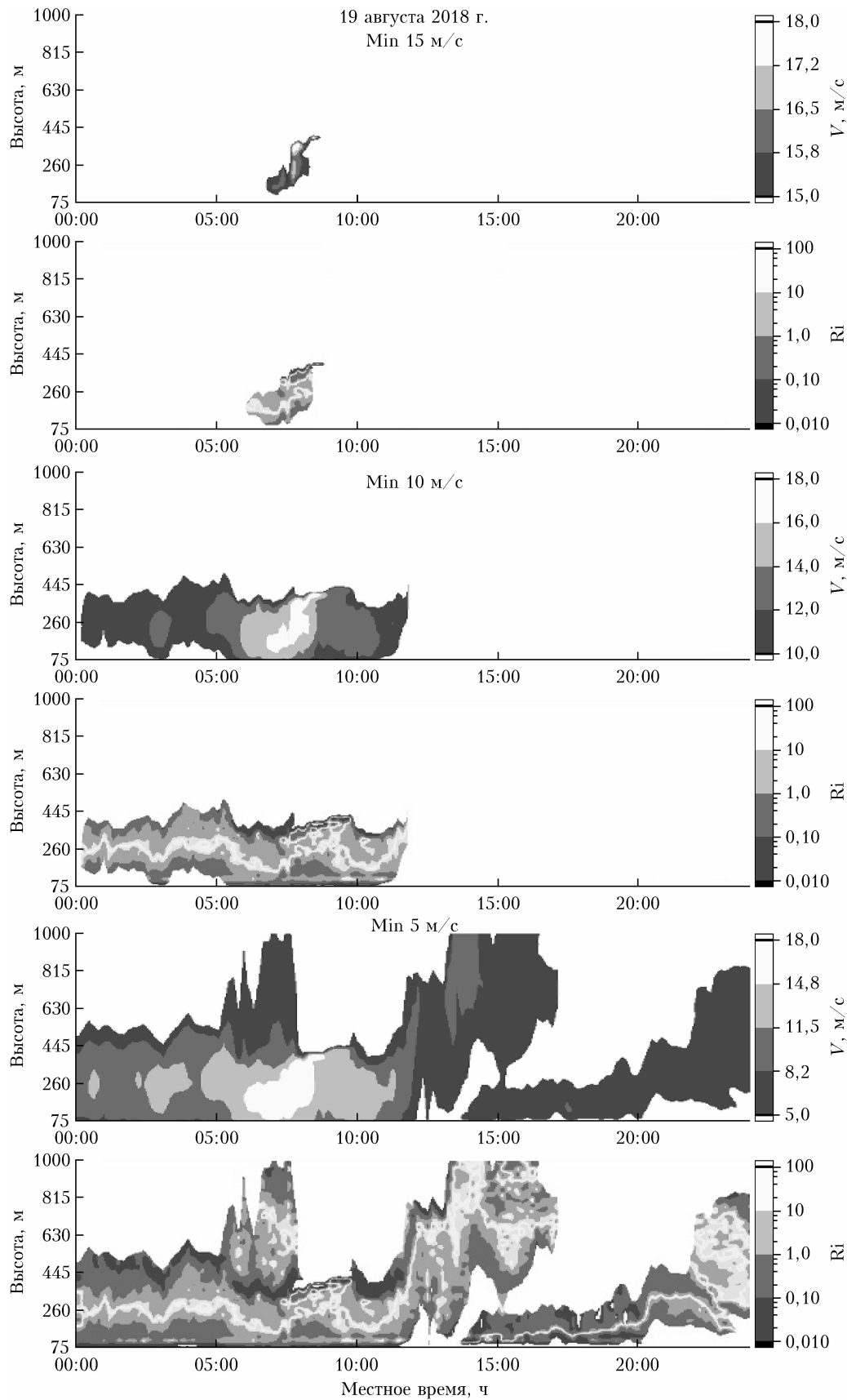


Рис. 5. Пространственно-временные распределения скорости ветра и числа Ричардсона, ограниченные изолиниями заданной минимальной скорости 15, 10 и 5 м/с для измерений 19 августа и 11, 9 и 6 м/с для измерений 21 августа 2018 г. (окончание см. на с. 628)

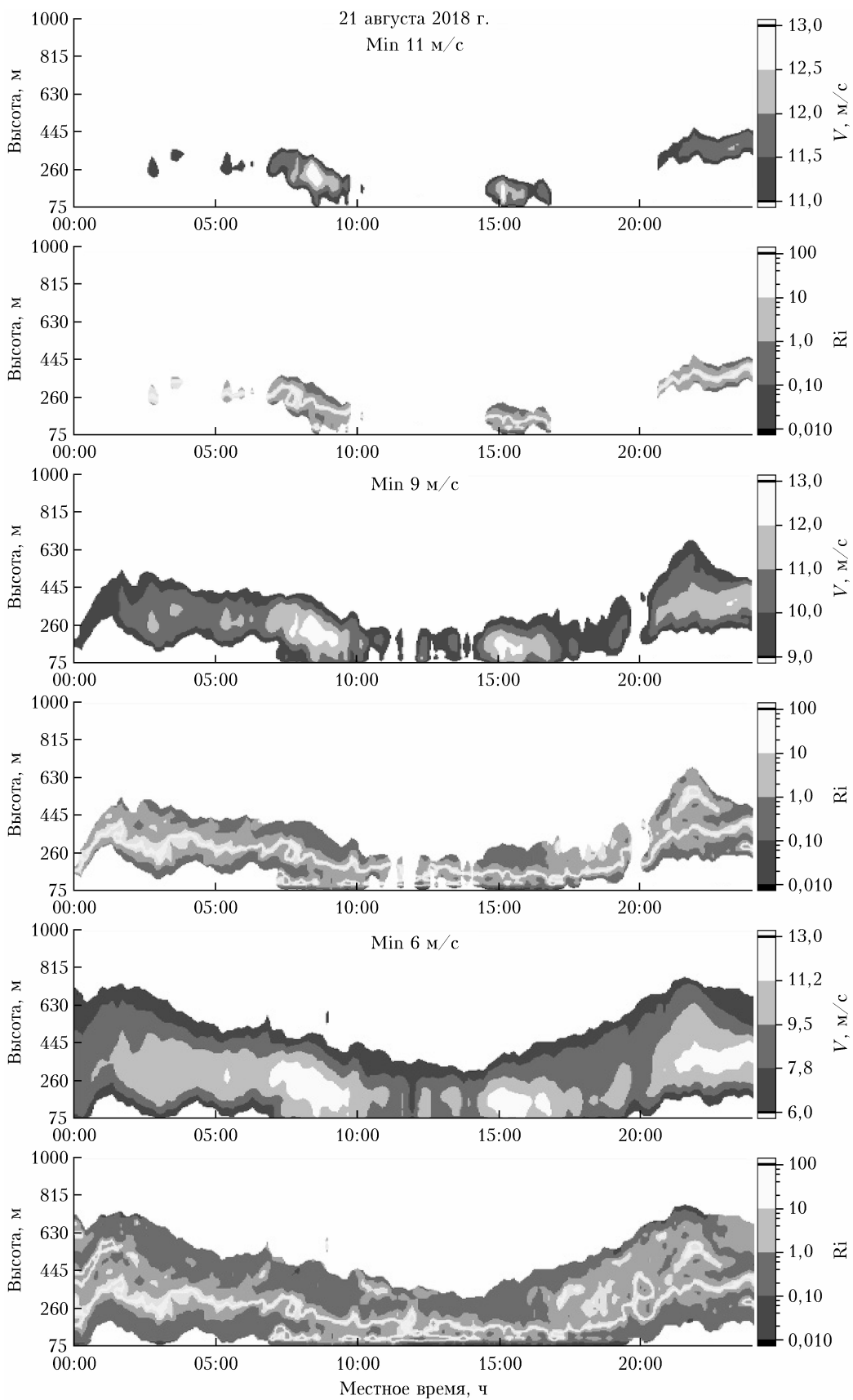


Рис. 5. Окончание (начало см. на с. 627)

с сильными вариациями числа Ричардсона по высоте. Есть слои, где $Ri > Ri_{кр}$. В них следует ожидать отклонения от степенного закона Колмогорова для пространственного спектра турбулентных неоднородностей (например, [3, 42]). Слои с большими числами Ричардсона чередуются со слоями, где $Ri < Ri_{кр}$. В них пространственный спектр турбулентности подчиняется степенному закону Колмогорова.

Такая структура пограничного слоя с чередующимися областями колмогоровской и неколмогоровской турбулентности согласуется с моделью пространственного спектра флуктуаций температуры, предложенной в [43, 44], в соответствии с которой спектр температурной турбулентности в устойчиво стратифицированной атмосфере представляется в виде суммы статистически независимых изотропной (колмогоровской) и анизотропной (неколмогоровской) компонент.

1. Голицын Г.С. Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: КРАСАНД, 2013. 400 с.
2. Голицын Г.С. Законы случайных блужданий А.Н. Колмогорова 1934 года // Метеорол. и гидрол. 2018. № 3. С. 5–15.
3. Зилитинкевич С.С. Атмосферная турбулентность и планетарные пограничные слои. М.: Физматлит, 2013. 246 с.
4. Holtslag A., Svensson G., Baas P., Basu S., Beare B., Beljaars A.C.M., Bosveld F.C., Cuxart J., Lindvall J., Steeneveld G.J., Tjernström M., Van De Wiel B.J.H. Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles: Challenges for weather and climate models // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2013. V. 94, N 11. P. 1691–1706. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00187.1
5. Grachev A.A., Andreas E.L., Fairall C.W., Guest P.S., Persson P.O.G. The critical Richardson number and limits of applicability of local similarity theory in the stable boundary layer // Bound.-Lay. Meteorol. 2013. V. 147, iss. 1. P. 51–82. DOI: 10.1007/s10546-012-9771-0.
6. Liang J.N., Zhang L., Wang Y., Cao X.J., Zhang Q., Wang H. B., Zhang B.D. Turbulence regimes and the validity of similarity theory in the stable boundary layer over complex terrain of the Loess Plateau, China // J. Geophys. Res. 2014. V. 119, iss. 10. P. 6009–6021. DOI: 10.1002/2014JD021510.
7. Bonin T., Blumberg W., Klein P., Chilson P. Thermodynamic and turbulence characteristics of the southern great plains nocturnal boundary layer under differing turbulent regimes // Bound.-Lay. Meteorol. 2015. V. 157, iss. 3. P. 401–420. DOI: 10.1007/s10546-015-0072-2.
8. Optis M., Monahan A., Bosveld F.C. Limitations and breakdown of Monin–Obukhov similarity theory for wind profile extrapolation under stable stratification // Wind Energy. 2016. V. 2016, N 19. P. 1053–1054.
9. 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.
10. Sun J., Mahrt L., Nappo C., Lenschow D.H. Wind and temperature oscillations generated by wave-turbulence interactions in the stably stratified boundary layer // J. Atmos. Sci. 2015. V. 72. P. 1484–1503. DOI: 10.1175/JAS-D-14-0129.1.
11. 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.
12. 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.
13. 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.
14. 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.
15. 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. Technol. 2018. V. 35, N 3. P. 915–935.
16. Банах В.А., Смалихо И.Н. Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2013. 304 с.
17. Sathe A., Mann J. A review of turbulence measurements using ground-based wind lidars // Atmos. Meas. Tech. 2013. V. 6. P. 3147–3167. DOI: 10.5194/amt-6-3147-2013.
18. Fuertes F.C., Iungo G.V., Porté-Agel F. 3D turbulence measurements using three synchronous wind lidars: Validation against sonic anemometry // J. Atmos. Ocean. Technol. 2014. V. 31. P. 1549–1556. DOI: 10.1175/JTECH-D-13-00206.1.
19. Sathe A., Mann J., Vasiljevic N., Lea G. A six-beam method to measure turbulence statistics using ground-based wind lidars // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 729–740. DOI: 10.5194/amt-8-729-2015.
20. Smalikhov 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. DOI: 10.5194/amt-10-4191-2017.
21. Banakh V.A., Smalikhov I.N., Falits A.V. 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. DOI: 10.1364/OE.25.022679.
22. Bonin T.A., Choukulkar A., Brewer W.A., Sandberg S.P., Weickmann A.M., Pichugina Y., Banta R.M., Oncley S.P., Wolfe D.E. Evaluation of turbulence measurement techniques from a single Doppler lidar // Atmos. Meas. Tech. 2017. V. 10, iss. 8. P. 3021–3029.
23. Newman J.F., Clifton A. An error reduction algorithm to improve lidar turbulence estimates for wind energy // Wind Energy Sci. 2017. V. 2. P. 77–95. DOI: 10.5194/wes-2-77-2017.
24. Banakh V.A., Smalikhov I.N. Lidar studies of wind turbulence in the stable atmospheric boundary layer // Remote Sens. 2018. V. 10. P. 1219. DOI: 10.3390/rs10081219.
25. Bodini N., Lundquist J.K., Newsom R.K. Estimation of turbulence dissipation rate and its variability from sonic anemometer and wind Doppler lidar during the XPIA field campaign // Atmos. Meas. Tech. 2018. V. 11. P. 4291–4308. DOI: 10.5194/amt-11-4291-2018.

26. Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D. Low-level jets in the Moscow region in summer and winter observed with a sodar network // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2012. V. 143, iss. 1. P. 159–175.
27. Kallistratova M.A., Kouznetsov R.D., Kramar V.F., Kouznetsov D.D. Profiles of wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2013. V. 30, N 9. P. 1970–1977.
28. Newsom R.K., Banta R.M. Shear-flow instability in the stable nocturnal boundary layer as observed by Doppler lidar during CASES-99 // *J. Atmos. Sci.* 2003. V. 60, N 1. P. 16–33.
29. Banta R.M., Newsom R.K., Lundquist J.K., Pichugina Y.L., Coulter R.L., Mahrt L. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during CASES-99 // *Bound.-Lay. Meteorol.* 2002. V. 105, iss. 2. P. 221–252.
30. Banta R.M., Pichugina Y.L., Newsom R.K. Relationship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the nocturnal stable boundary layer // *J. Atmos. Sci.* 2003. V. 60, iss. 20. P. 2549–2555.
31. Banta R.M., Pichugina Y.L., Brewer W.A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet // *J. Atmos. Sci.* 2006. V. 63, iss. 11. P. 2700–2719.
32. 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. P. 5239–5248. DOI: 10.5194/amt-9-1-2016.
33. Lyulyukin V., Kouznetsov R., Kallistratova M. The composite shape and structure of braid patterns in Kelvin-Helmholtz billows observed with a sodar // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2013. V. 30, iss. 12. P. 2704–2711.
34. Каллистратова М.А., Петенко И.В., Кузнецов Р.Д., Куличков С.Н., Чхетиани О.Г., Чунчuzов И.П., Люлюкин В.С., Зайцева Д.В., Вазеева Н.В., Кузнецов Д.Д., Перепелкин В.Г., Буш Г.А. Содарное зондирование атмосферного пограничного слоя (Обзор работ ИФА им. А.М. Обухова РАН) // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2018. Т. 54, № 3. С. 283–300. DOI: 10.7868/S0003351518030054.
35. Кадыгров Е.Н. Микроволновая радиометрия атмосферного пограничного слоя – метод, аппаратура, результаты измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 7. С. 697–704.
36. Кадыгров Е.Н., Ганьшин Е.В., Миллер Е.А., Точилкина Т.А. Наземные микроволновые температурные профиломеры: потенциал и реальность // *Оптика атмосф. и океана.* 2015. Т. 28, № 6. С. 521–528; *Kadygrov E.N., Ganshin E.V., Miller E.A., Tochilkina T.A.* Ground-based microwave temperature profilers: Potential and experimental data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2015. V. 28, N 6. P. 598–605.
37. Миллер Е.А., Воробьева Е.А., Кадыгров Е.Н. Анализ межсезонных и межгодовых особенностей температурной стратификации городского острова тепла // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 6. С. 552–557; *Miller E.A., Vorob'eva E.A., Kadygrov E.N.* Analysis of seasonal and annual peculiarities of the temperature stratification of an urban heat island // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 4. P. 435–440.
38. Воробьева Е.А., Шапошников А.Н., Фоломеев В.В., Кадыгров Е.Н. Результаты измерений термической стратификации атмосферного пограничного слоя в каньонах и котловинах Гуамского хребта // *Оптика атмосф. и океана.* 2010. Т. 23, № 6. С. 505–509.
39. Эзау И.Н., Вольф Т., Миллер Е.А., Репина И.А., Троицкая Ю.И., Зилитинкевич С.С. Анализ результатов дистанционного мониторинга профиля температуры в нижних слоях атмосферы долины г. Берген (Норвегия) // *Метеорол. гидрол.* 2013. № 10. С. 93–103.
40. Кадыгров Е.Н., Горелик А.Г., Миллер Е.А., Некрасов В.В., Троицкий А.В., Точилкина Т.А., Шапошников А.Н. Результаты мониторинга термодинамического состояния тропосферы многоканальным микроволновым радиометрическим комплексом // *Оптика атмосф. и океана.* 2013. Т. 26, № 6. С. 459–465.
41. Горчаков Г.И., Кадыгров Е.Н., Куницын В.Е., Захаров В.И., Семутникова Е.Г., Карлов А.В., Курбатов Г.А., Миллер Е.А., Сутанский С.И. Московский остров тепла в блокирующем антициклоне летом 2010 г. // *Докл. АН.* 2014. Т. 456, № 5. С. 591–595.
42. Chunchuzov I.P. Nonlinear formation of the three-dimensional spectrum of mesoscale wind velocity and temperature fluctuations in a stably stratified atmosphere // *J. Atmos. Sci.* 2018. V. 75. P. 3447–3467. DOI: 10.1175/JAS-D-17-0398.1.
43. Gurvich A.S., Brekhovskikh V.L. Study of the turbulence and inner waves in the stratosphere based on the observations of stellar scintillations from space: A model of scintillation spectra // *Waves Random Media.* 2001. V. 11. P. 163–181. DOI: 10.1080/13616670109409781.
44. Гурвич А.С., Кан В. Структура неоднородностей плотности в стратосфере по наблюдениям мерцаний звезд из космоса: 1. Модель 3D спектра и реконструкция ее параметров. 2. Характерные масштабы, структурные характеристики и диссипация кинетической энергии // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 2003. Т. 39, № 3. С. 335–358.

V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.V. Falits. Wind temperature sounding in the atmospheric boundary layer in the coastal area of Lake Baikal. I. The Richardson number.

The results of experimental studies of the atmospheric boundary layer in the coastal zone of Lake Baikal using a coherent Doppler wind lidar and a temperature profiler are presented. Temporal-altitude distributions of the wind speed, temperature, and the Richardson number are derived. It is found that in the measurement site during all the experiment from August 6 to 23, 2018, day and night, the thermal stratification was stable with formation of low-level jets. The temporal-altitude distributions of the Richardson number have layered structure. Layers with Richardson numbers higher than the critical value alternate with layers where the Richardson number lower than the critical value.