

УДК 629.735.33:551.511.6:621.371

Лидарная визуализация струйных течений и внутренних гравитационных волн в пограничном слое атмосферы

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

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

Поступила в редакцию 20.04.2016 г.

Представлены результаты экспериментальных исследований атмосферных внутренних волн (АВВ) в пограничном слое атмосферы на основе измерений скорости ветра когерентным доплеровским ветровым лидаром «Stream Line» разработки Halo Photonics. Измерения проводились в 2015 г. на восточном и западном берегах оз. Байкал.

Было выявлено в общей сложности семь случаев образования АВВ. На западном берегу Байкала это всегда происходило на фоне одного или двух (в пяти из шести случаев) узких струйных течений на высотах примерно 200 и 700 м. Период колебаний волновой составляющей компонент вектора скорости ветра составлял в четырех случаях АВВ 9 мин, в двух случаях он был равен примерно 18 и 20 мин, и в одном – 6,5 мин. Амплитуда колебаний компонент горизонтальной скорости ветра составляла примерно 1 м/с, а амплитуда колебаний вертикальной скорости была в три раза меньше. В большинстве случаев внутренние волны наблюдались в течение 45 мин (5 цугов с периодом 9 мин). Лишь один раз продолжительность существования АВВ составляла примерно 4 ч.

Ключевые слова: когерентный доплеровский лидар, ветер, струйное течение, атмосферная внутренняя волна; coherent Doppler lidar, wind, jet flow, atmospheric internal wave.

Введение

При авиаперелетах выше верхнего яруса облаков на верхней границе облачного слоя иногда можно наблюдать квазипараллельные полосы, напоминающие волны на воде. Образование таких облачных «волн» объясняется зарождением и прохождением в этом месте атмосферных гравитационных волн (АГВ). Одной из разновидностей АГВ являются так называемые подветренные волны, которые возникают с подветренной стороны препятствий при устойчивой стратификации набегающего потока. Различают горные [1, 2] и прибрежные (например, [3]) подветренные волны. Такие АГВ также носят название атмосферных внутренних волн (АВВ), или орографических волн в атмосфере [1, 2].

Атмосферные гравитационные волны являются важной особенностью присутствующих в атмосфере движений. Они осуществляют перенос дополнительной механической и тепловой энергии, что приводит к пространственной неоднородности и временной изменчивости ветровых и температурных полей. При разрушении АГВ высвобождающаяся энергия вызывает турбулизацию поля скоростей ветра и температуры. Наблюдения АГВ осуществляются по космическим снимкам поля облачности в видимом и мик-

роволновом диапазоне (например, [3, 4]), а также по радиолокационным изображениям морской поверхности ([5, 6] и др.). Экспериментальные исследования АГВ в нижней ионосфере по рассеянию радиоволн проводятся методами вертикального зондирования [7], с использованием MST- и MF-радаров [8, 9], методом резонансного рассеяния на искусственных неоднородностях [10, 11]. Первые результаты лидарных наблюдений инерционных гравитационных волн в стратосфере и мезосфере с использованием доплеровского рэлеевского лидара представлены в [12].

Однако данные о наблюдениях АГВ в нижних слоях атмосферы, в частности в пограничном слое атмосферы, немногочисленны и весьма разрозненны. Как правило, используются данные аэрологических наблюдений температуры, как, например, в [13] при анализе прохождения меридианальной внутренней гравитационной волны в тропосфере в регионе Сибири или содарные данные (например, [14]) для нижнего 300–400-метрового слоя атмосферы. Целевых наблюдений АВВ на основе лидарных ветровых измерений в пограничном слое атмосферы до сих пор не проводилось.

В данной статье представлены результаты лидарных наблюдений низкоуровневых струйных течений и прибрежно-горных подветренных волн в пограничном слое атмосферы на оз. Байкал в апреле и августе 2015 г. Измерения проводились с использованием импульсного когерентного доплеровского ветрового лидара (КДВЛ) «Stream Line» разработки

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

Halo Photonics, которые в последние годы активно используются в исследованиях пограничного слоя атмосферы [15–23]. С помощью входящего в состав лидара сканирующего устройства можно изменять направление распространения зондирующего излучения во время измерений. Использование конического сканирования лазерным пучком вокруг вертикальной оси дает возможность восстанавливать высотный ход вектора скорости ветра из проекций скорости на ось зондирующего лазерного пучка, оцениваемых из исходных лидарных данных.

На рис. 1 показана геометрия измерения импульсным КДВЛ при коническом сканировании зондирующим пучком. Во время измерения угол места φ фиксирован и со временем t изменяется азимутальный угол $\theta = \omega_s t$ положения оси пучка со скоростью ω_s . Регистрируемый лидаром сигнал, полученный с расстояний R_k под азимутальными углами θ_n , подвергается обработке с целью восстановления профиля вектора ветра [24].

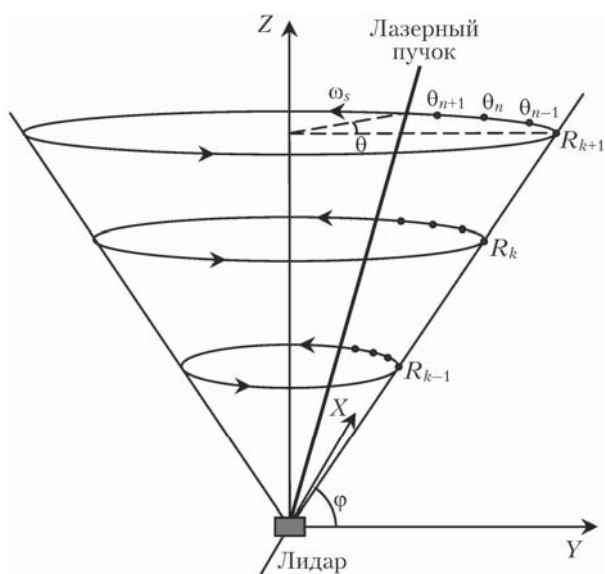


Рис. 1. Геометрия измерения импульсным когерентным доплеровским лидаром при коническом сканировании лазерным пучком

Результаты и анализ наблюдений

Восточный берег Байкала

Во время измерений в период с 21 по 29 апреля 2015 г. лидар был установлен на восточном берегу Байкала (52° с.ш., 106° в.д.) на территории Байкальского стационара Института физического материаловедения (ИФМ) СО РАН. В отличие от лидарных измерений в этом же месте летом 2014 г. (с 1 по 10 августа) на озере был ледяной покров. Измерения проводились непрерывно. Большую часть времени наблюдалось довольно низкое отношение сигнал-шум. Тем не менее применение метода восстановления высотных профилей ветра фильтрованной синусоидальной подгонки (ФСП), учитывающего, что шум исходных данных лидара «Stream

Line» не является белым [25], позволило провести обработку данных этого эксперимента. Из анализа полученных результатов следует, что, по сравнению с летними измерениями 2014 г., низкоструйные течения весной 2015 г. возникали значительно реже. Возможно, это связано с наличием ледового покрова на Байкале. В этом случае в прибрежной зоне из-за прогрева подстилающей поверхности условия для реализации устойчивой температурной стратификации складываются не так часто, как летом, когда температура байкальской воды, как правило, ниже температуры воздуха в приземном слое атмосферы.

Из лидарных данных, полученных в 2014 г. летом на этом же месте, нам не удалось обнаружить ни одного случая возникновения АВВ. Во время экспериментальной кампании 2014 г. условия были такими, что ветер переносил воздушные массы в район измерений со стороны озера, не способствуя тем самым возникновению подветренной волны. Во время измерений весной 2015 г. направление ветра варьировалось в широких пределах, в частности, в какой-то период времени ветер был направлен со стороны берега озера и переносил воздушные массы над гористой местностью. Именно при таких условиях нам удалось из лидарных данных выявить один случай возникновения АГВ.

На рис. 2 представлены результаты суточных измерений ветра 24 апреля 2015 г. Измерения проводились при $\varphi = 45^\circ$ и времени одного полного сканирования вокруг вертикальной оси $T_{scan} = 2\pi/\omega_s = 2$ мин. На рис. 2, а видно, что с 01:00 до 02:15 и с 09:05 до 10:40 выше примерно 500 м отношение сигнал-шум SNR принимает очень низкие значения и метод ФСП, не учитывающий неравномерность распределения функции плотностей распределения плохих оценок радиальной скорости, дает неверный результат на этих высотах. Использование обобщенного на небелый шум метода ФСП [25] позволило поднять максимальную высоту восстановления высотных профилей ветра до ~600 м (измерения с 01:00 до 02:15) и до 800 м (измерения с 09:05 до 10:40). Видно, что с 05:30 до 07:00 в слое 300–500 м происходит квазипериодическое изменение компонент вектора скорости ветра. В этом слое с высотой резко меняются концентрация аэрозоля (рис. 2, а), скорость (рис. 2, б) и направление ветра (рис. 2, в). Есть все основания считать, что здесь мы имеем дело с внутренней гравитационной волной. Как показал анализ, период этой волны для горизонтальной компоненты вектора скорости ветра составляет 20 мин, а амплитуда около 1 м/с.

Западный берег Байкала

Измерения с 14 по 28 августа 2015 г. проводились на западном берегу Байкала (52° с.ш., 105° в.д.) на территории Байкальской астрофизической обсерватории Института солнечно-земной физики (ИСЗФ) СО РАН. Лидар «Stream Line» был установлен на расстоянии 340 м от Байкала на высоте 180 м в нескольких десятках метров от Большого солнечного вакуумного телескопа.

Измерения велись непрерывно при $\varphi = 60^\circ$ и $T_{scan} = 2$ мин, 1 мин, 36 с. Охватывались высоты от 280 до 1180 м относительно уровня оз. Байкал. Ветер в приземном слое атмосферы во время измерений в основном был направлен с севера (через гористую местность в сторону Байкала). Из-за лесных пожаров в Иркутской области зачастую в атмосфере содержалось большое количество аэрозоля и, соответственно, было довольно высокое отношение сигнал-шум. После обработки всех исходных данных, измеренных лидаром «Stream Line», и анализа результатов обработки было выявлено несколько случаев возникновения атмосферных внутренних волн за период измерений. Также наблюдалось большое число случаев образования одного, а часто одновременно двух узких струйных течений на высотах пограничного слоя атмосферы. Как правило, АВВ возникали при наличии низкоуровневых струйных течений.

На рис. 3 представлены результаты лидарной визуализации поля ветра во время наиболее продолжительных наблюдений гравитационной волны в течение примерно 4 ч, начиная с 12:00 местного времени 23.08.2015 г. Высота указана относительно

положения лидара. Одновременно наблюдались два струйных течения на высотах примерно 250 и 750 м.

На рис. 4 и 5 показаны высотные профили в момент времени 14:31 и временные ходы на высоте 636,5 м, взятые из данных на рис. 3. На этих рисунках хорошо видны колебания скорости, направления и вертикальной компоненты ветра как по высоте, так и по времени. Особенно это заметно в период с 13:30 до 15:30, когда амплитуда колебаний направления ветра составляет приблизительно 45° .

В пренебрежении ветровой турбулентностью воспользуемся моделью плоской гравитационной волны для компоненты вектора скорости ветра V_α (индекс $\alpha = z$ для вертикальной, $\alpha = x$ для продольной и $\alpha = y$ для поперечной компоненты) в виде [26]:

$$V_\alpha(\mathbf{r}, t) = \langle V_\alpha \rangle + \tilde{V}_\alpha(\mathbf{r}, t), \quad (1)$$

где $\mathbf{r} = \{z, x, y\}$ – радиус-вектор; t – время; $\langle V_\alpha \rangle$ и \tilde{V}_α – регулярная и волновая составляющие α -й компоненты вектора скорости соответственно;

$$\tilde{V}_\alpha(\mathbf{r}, t) = A_\alpha(z) \sin \left[\psi_\alpha(\mathbf{r}) - \frac{2\pi t}{T_v} \right] \quad (2)$$

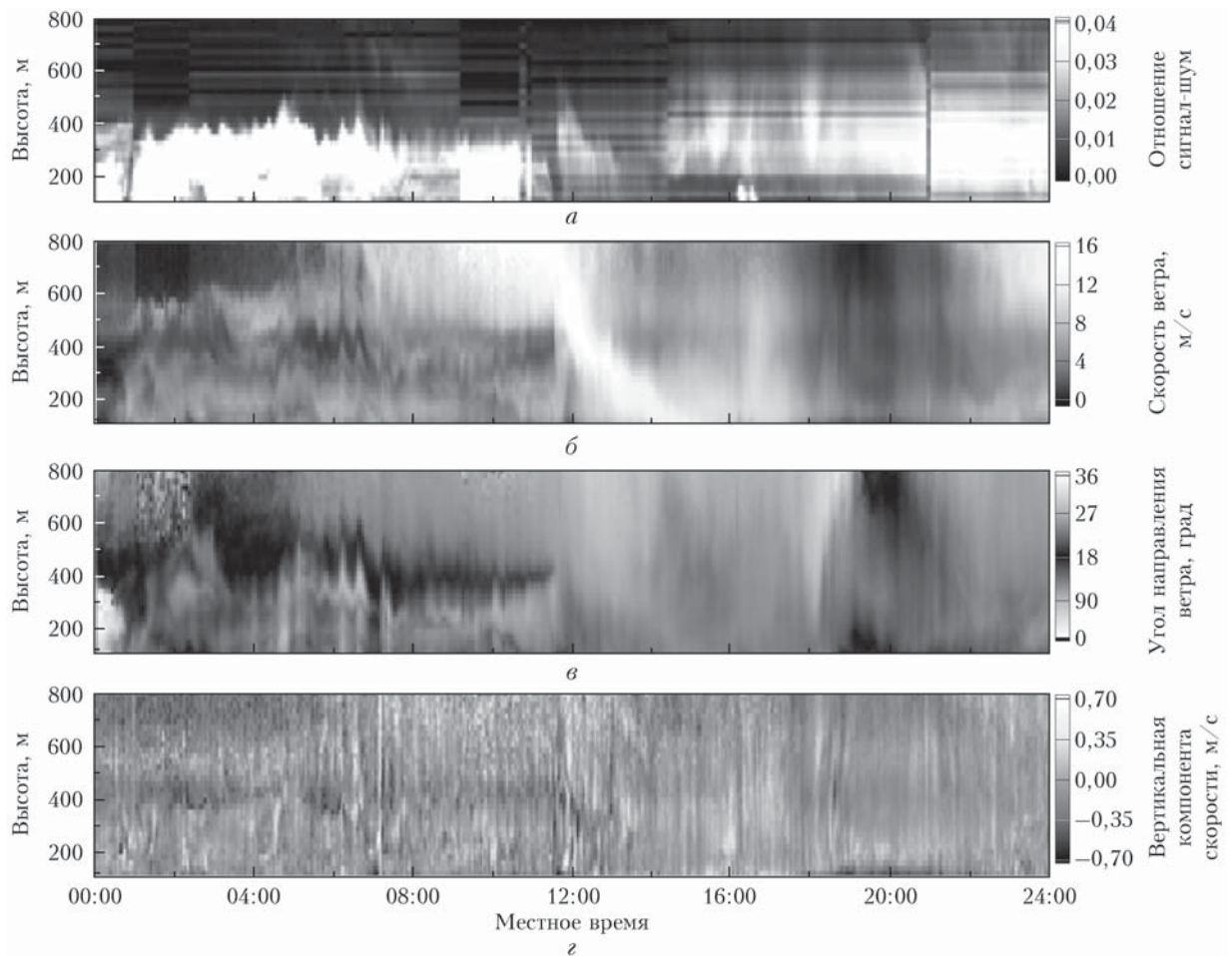


Рис. 2. Пространственно-временные распределения отношения сигнал-шум (*a*), скорости ветра (*b*), угла направления ветра (*v*) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*z*), полученные из измерений лидаром «Stream Line» 24 апреля 2015 г. на территории Байкальского стационара ИФМ СО РАН

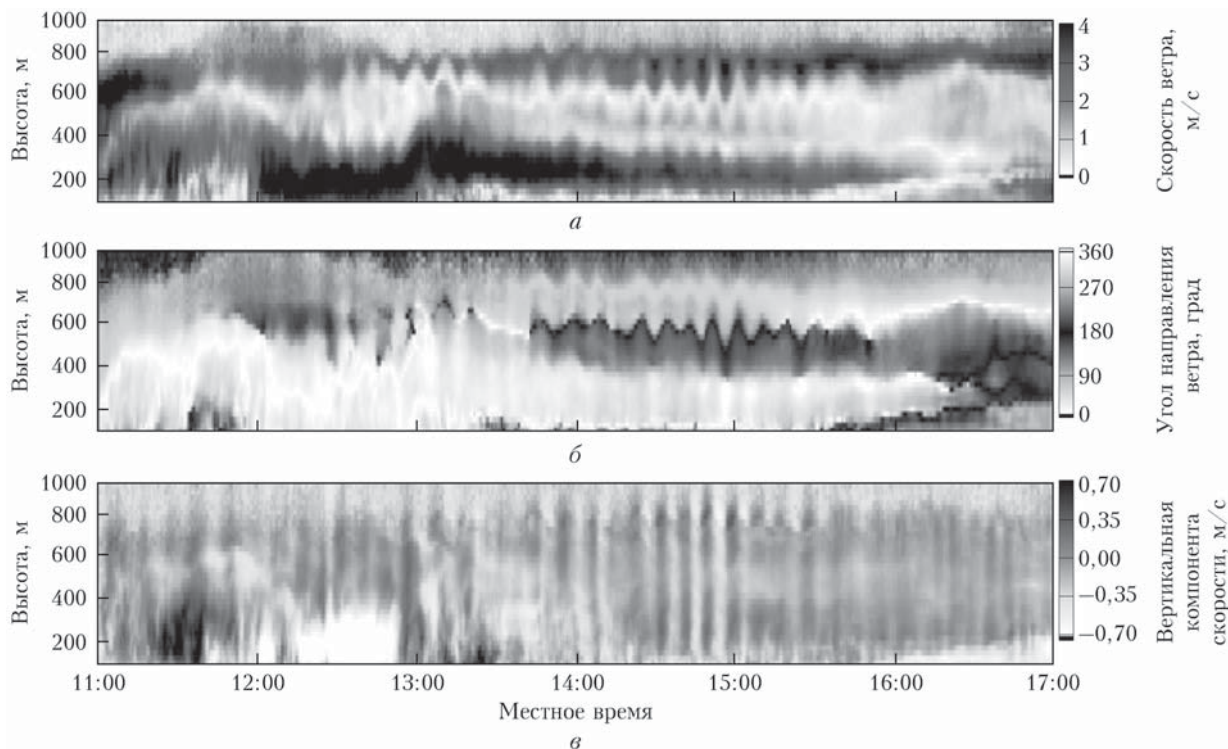


Рис. 3. Пространственно-временные распределения скорости ветра (*a*), угла направления ветра (*б*) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*в*), полученные из измерений лидаром «Stream Line» 23 августа 2015 г. на территории Байкальской астрофизической обсерватории

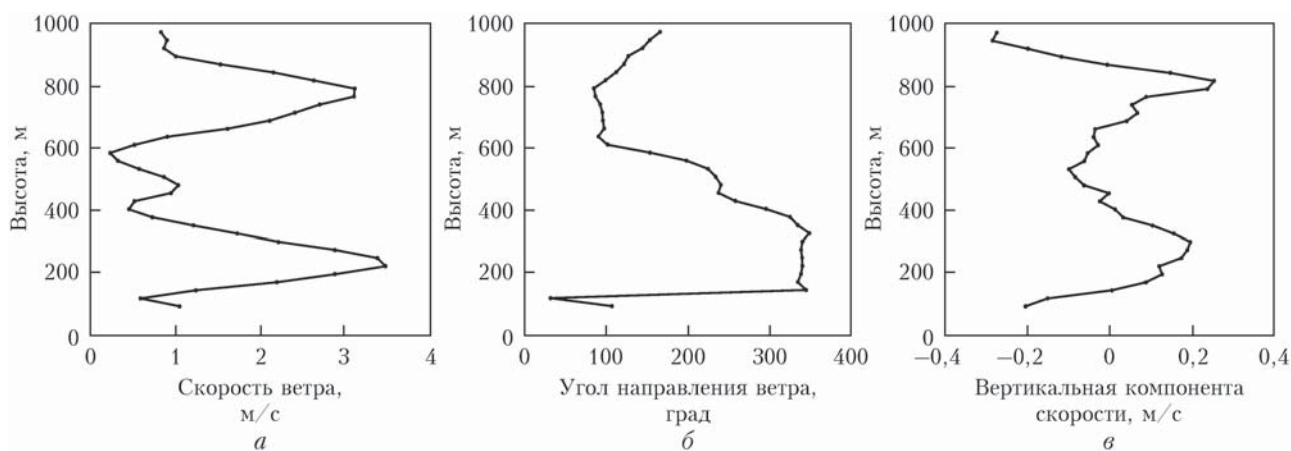


Рис. 4. Высотные профили скорости ветра (*a*), угла направления ветра (*б*) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*в*), взятые из данных рис. 3 (время измерения этих профилей 14:31)

(A_α – амплитуда, ψ_α – фаза и T_v – период волны). При совпадении направлений ветра и распространения гравитационной волны $A_y = 0$, $\psi_x = 2\pi x/\lambda_v$ и $\psi_z = 2\pi x/\lambda_v + \pi/2$. Здесь λ_v – длина волны, распространяющейся со скоростью $c_v = \lambda_v/T_v$.

Модель (1), (2) была применена при анализе данных измерений на рис. 3 для высоты 766,4 м и 47-минутного промежутка времени, начиная с 14:20. Из этих данных с учетом линейного тренда мы получили волновые составляющие $\tilde{V}_\alpha(\mathbf{r}, t)$ для трех компонент вектора скорости ветра. На рис. 6 сплошной кривой показана зависимость \tilde{V}_x от t .

Для определения частоты волны $f_v = 1/T_v$ мы воспользовались этой зависимостью $\tilde{V}_x(t)$ и рассчитали спектральную плотность, которая представлена на рис. 7. Полученный спектр имеет пик, по положению которого мы определили частоту f_v , равную 0,00185 Гц. Следовательно период волны $T_v = 9$ мин. Путем подгонки модели (2) для $\tilde{V}_x(t)$ к измеренной лидаром волновой составляющей скорости ветра (сплошная кривая на рис. 6) методом наименьших квадратов мы определили фазу ψ_x и амплитуду A_x . Амплитуда волны для продольной компоненты вектора скорости ветра оказалась

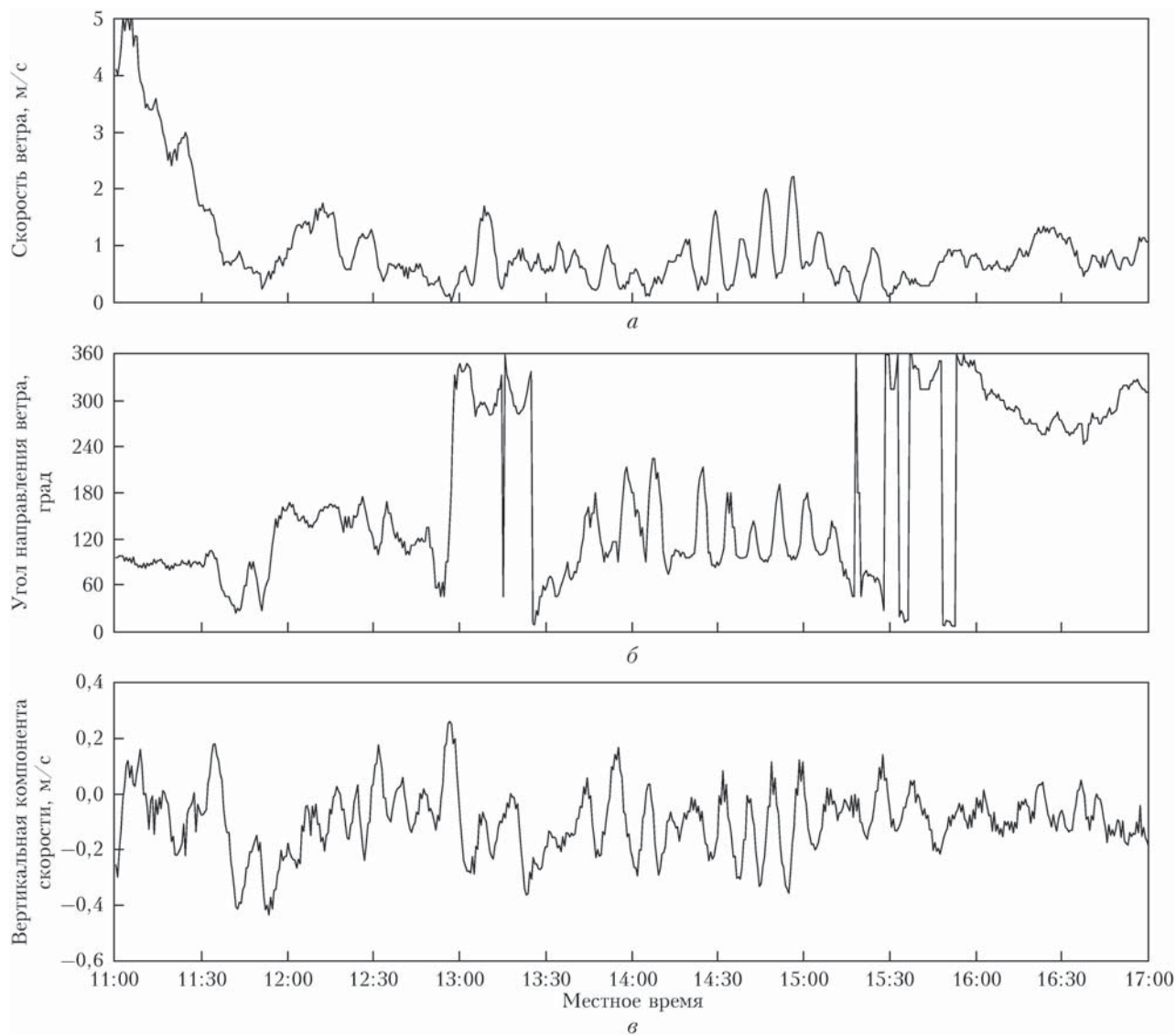


Рис. 5. Временные ходы скорости ветра (*a*), угла направления ветра (*б*) и вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*в*), взятые из данных рис. 3 (высота измерения 636,5 м)

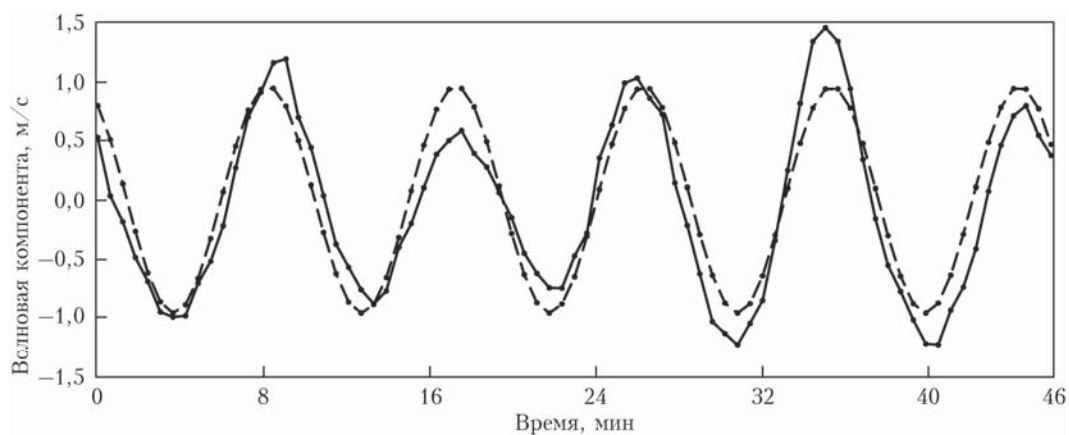


Рис. 6. Зависимость волновой составляющей продольной компоненты скорости ветра от времени. Сплошной кривой показан результат измерения лидаром «Stream Line», начиная с 14:20 местного времени 23.08.2015 г., на высоте 766,4 м (использованы данные рис. 3, *a*). Штриховая кривая – результат подгонки синусоидальной зависимости (2) для волновой компоненты $\tilde{V}_x(t)$ к измеренным данным, показанным на рисунке сплошной кривой, методом наименьших квадратов

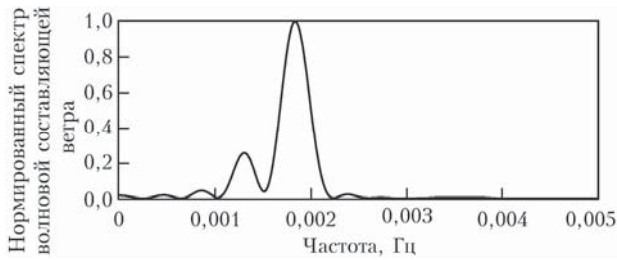


Рис. 7. Нормированный спектр волновой составляющей скорости ветра, рассчитанный из данных, показанных на рис. 6 сплошной кривой

равной 0,96 м/с. На рис. 6 штриховой кривой показан результат расчета $\tilde{V}_x(t)$ по формуле (2) с использованием полученных из эксперимента значений A_x , ψ_x и T_v .

Таким же способом были найдены параметры волновой составляющей вертикальной компоненты вектора скорости ветра $\tilde{V}_z(t)$. Оценки периодов гравитационной волны для продольной и вертикальной компонент полностью совпали ($T_v = 9$ мин), амплитуда $A_z = 0,3$ м/с (примерно в 3 раза меньше, чем амплитуда продольной компоненты вектора скорости ветра) и разность $\psi_z - \psi_x = \pi/2$. Так как амплитуда $A_y \neq 0$ (см. рис. 3, б и рис. 5, б), направление распространения гравитационной волны не совпадает с направлением ветра.

На рис. 8, а приведен пример пространственно-временного распределения скорости ветра, когда в течение 5 ч также наблюдались два струйных течения. Одно из них находилось на высоте примерно 200 м, а другое — на 500 м выше. С 5:30 в течение примерно 40 мин наблюдалась атмосферная внутренняя волна. Согласно данным рис. 8, б период и амплитуда волны составили 9 мин и 0,9 м/с соответственно.

На рис. 9 представлены пространственно-временные распределения ветра и отношения сигнал-шум в вечернее время 23 августа в течение примерно 45 мин. Здесь мы видим одно струйное течение на высоте ~ 730 м и атмосферную внутреннюю волну.

В слое 100–500 м кроме колебаний скорости, направления и вертикальной компоненты ветра имеют место периодические вариации отношения сигнал-шум. Известно [27], что SNR пропорционально коэффициенту аэрозольного обратного рассеяния $\beta_\pi = \rho_c \sigma_\pi$, где ρ_c — концентрация атмосферного аэрозоля и σ_π — среднее сечение обратного аэрозольного рассеяния. Если предположить, что за время измерения 45 мин SNR не изменяется вследствие турбулентных пульсаций показателя преломления воздуха и σ_π остается постоянным, то из лидарных данных можно оценить вариации концентрации аэрозоля. Мы воспользовались данными рис. 9, з и расчетами относительных вариаций концентрации аэрозоля $\eta_c(t) = \rho_c(t) / \langle \rho_c \rangle_t - 1$ как $\text{SNR}(t) / \langle \text{SNR} \rangle_t - 1$, где оператор $\langle \dots \rangle_t$ означает усреднение по времени за указанный период (45 мин).

На рис. 9, з видно, что в пределах высот 100–500 м со временем изменяется высота узкого аэрозольного слоя, что должно быть связано с колебаниями вертикальной составляющей вектора скорости ветра, амплитуда которых относительно большая. Поэтому было проведено сопоставление $V_z(t)$ и $\eta_c(t)$.

На рис. 10 представлены временные ходы $V_z(t)$ и $\eta_c(t)$, полученные из данных на рис. 9 для высоты 220,8 м. Из анализа кривой на рис. 10, а следует, что период колебаний T_v вертикальной компоненты скорости ветра составляет 6,5 мин. Такой же период колебаний и у других компонент вектора скорости ветра, фаза которых сдвинута относительно фазы $\tilde{V}_z(t)$ на 90° . Согласно рис. 10, б для $\eta_c(t)$, кроме периодических изменений со временем, характерна нестационарность в пределах рассматриваемого интервала времени. Из грубых оценок следует, что период колебаний концентрации аэрозоля близок к $T_v = 6,5$ мин, а их фаза имеет сдвиг относительно $\tilde{V}_z(t)$ примерно на 90° .

Кроме этих трех случаев возникновения АВВ во время измерений нам еще 3 раза удалось наблюдать это явление. Так, 25 августа в предутреннее

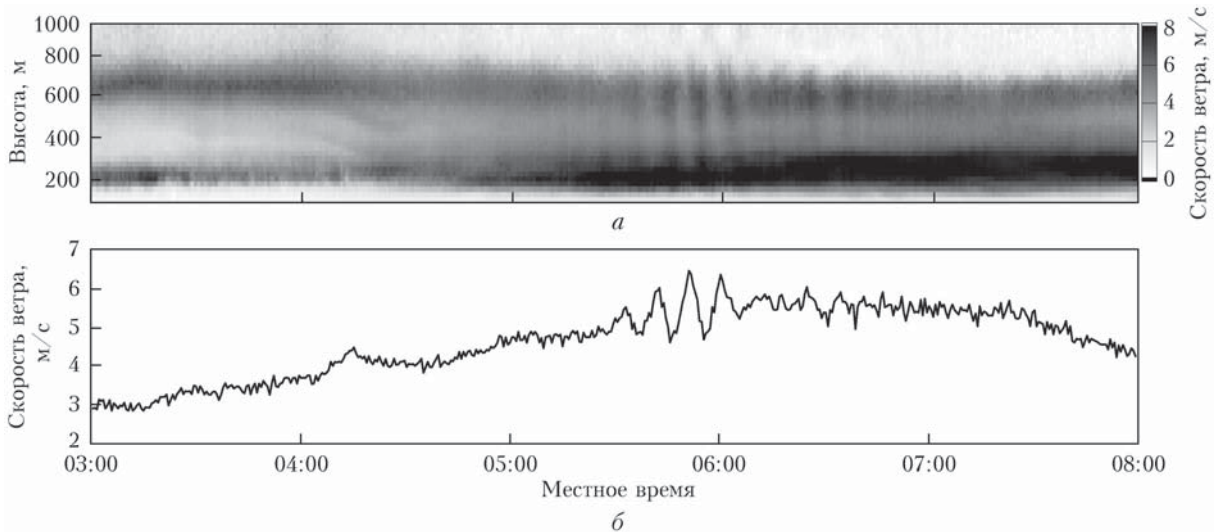


Рис. 8. Пространственно-временное распределение скорости ветра (а) и временной ход скорости ветра на высоте 532,6 м (б), полученные из измерений лидаром «Stream Line» 19 августа 2015 г.

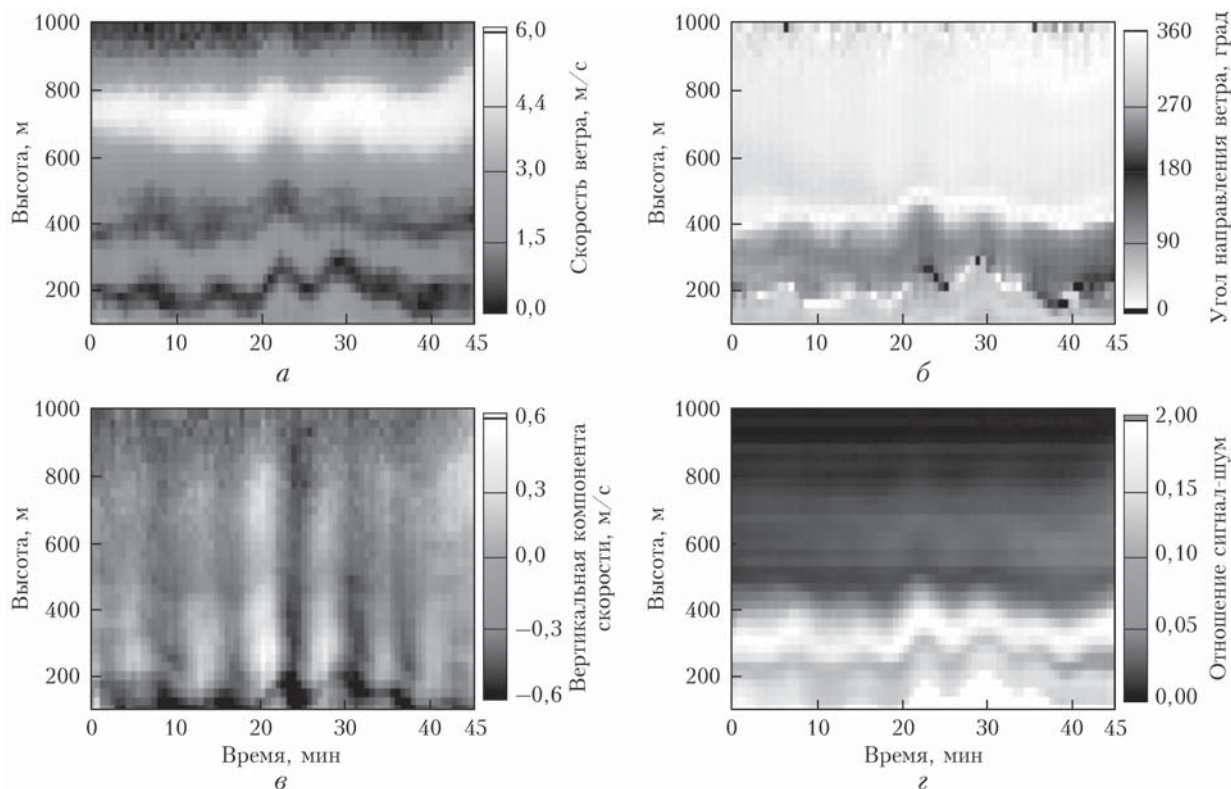


Рис. 9. Пространственно-временные распределения скорости ветра (*а*), угла направления ветра (*б*), вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*в*) и отношения сигнал-шум (*г*), полученные из измерений лидаром «Stream Line» 23 августа 2015 г., начиная с 19:24 местного времени

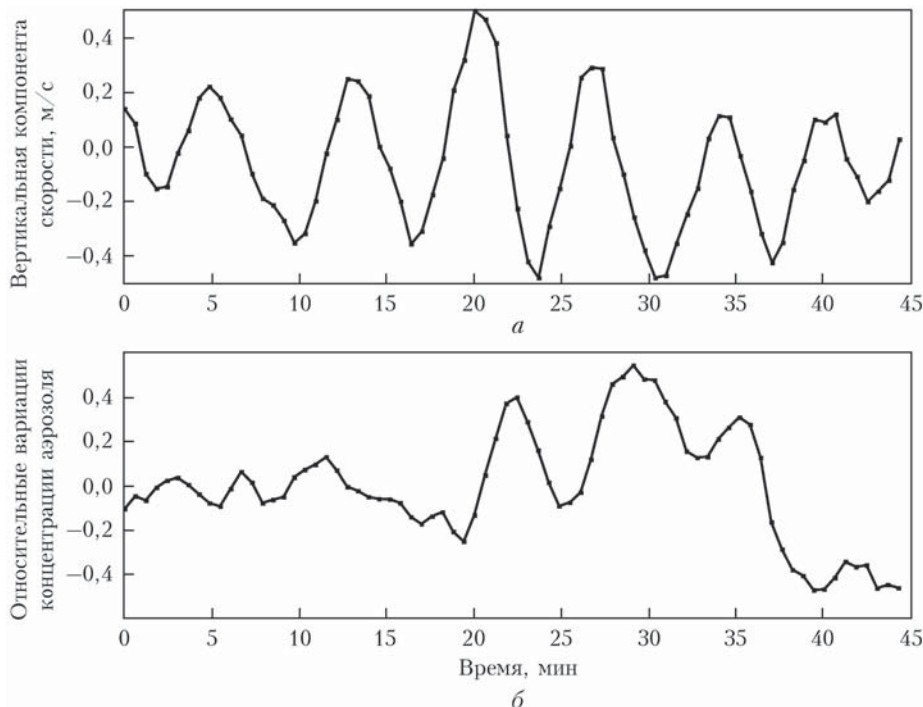


Рис. 10. Зависимости вертикальной компоненты вектора скорости ветра (*а*) и относительных вариаций концентрации атмосферного аэрозоля (*б*) от времени. Зависимости получены из данных рис. 9, *в*, *г* на высоте 220,8 м

время (04:30–05:06) в пограничном слое атмосферы наблюдались два струйных течения и АВВ с периодом $T_v \approx 9$ мин и амплитудой $A_x \approx 1$ м/с на высоте 700

402,7 м. На следующий день (26.08.2015 г.) в дневное время с 16:22 до 19:00 гравитационная волна проходила на высоте 402,7 м с периодом $T_v \approx 18$ мин

и амплитудой $A_x \approx 0,7$ м/с. В этот же день на той же высоте через 50 мин с 19:50 до 20:35 наблюдалась АВВ с периодом в 2 раза меньшим ($T_v \approx 9$ мин) и амплитудой $A_x \approx 0,4$ м/с.

Заключение

Таким образом, результаты экспериментальной кампании в прибрежной зоне оз. Байкал в августе 2015 г. показывают, что исходные данные измерений лидаром «Stream Line» позволяют осуществлять визуализацию пространственно-временной структуры поля ветра в пограничном слое атмосферы и выявлять наличие низкоуровневых струйных течений и внутренних гравитационных волн.

Выявлено в общей сложности 7 случаев образования АВВ. На западном берегу Байкала это всегда происходило на фоне одного или двух (в 5 из 6 случаев) узких струйных течений на высотах примерно 200 и 700 м. При образовании двух струйных течений период колебаний волновой составляющей компонент вектора скорости ветра составлял 9 мин. Лишь в одном случае он был равен примерно 18 мин. Близкий к этому 20-минутный период волновых изменений амплитуды скорости ветра во время единственного события АВВ на восточном берегу Байкала наблюдался в отсутствие струйных течений. На фоне одиночного струйного течения (на высоте 730 м) период колебаний компонент скорости ветра во время АВВ составлял примерно 6,5 мин. Амплитуда колебаний компонент горизонтальной скорости ветра чаще всего составляла примерно 1 м/с, а амплитуда колебаний вертикальной скорости была в 3 раза меньше. В большинстве случаев гравитационные волны наблюдались в течение 45 мин (5 дугов при $T_v = 9$ мин). Лишь один раз продолжительность существования ВГВ составляла примерно 4 ч.

Авторы выражают благодарность ИФМ и ИСЗФ СО РАН за предоставленную возможность использования территорий Байкальского стационара и Байкальской астрофизической обсерватории для проведения измерений. Работа выполнена по проекту Российского научного фонда № 14-17-00386.

1. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы: учеб. пособие. М.: МГУ, 2006. 101 с.
2. Кожевников Н.Н. Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный Мир, 1999. 159 с.
3. Xiaofeng Li, Qianan Zheng, William G. Pichel, Xiaohai Yan, W. Timothy Liu, Pablo Clemente-Colon. Analysis of coastal lee waves along the coast of Texas observed in advanced very high resolution radiometer images // J. Geophys. Res. C. 2001. V. 106, N 4. P. 7017–7025.
4. Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 352 с.
5. Спиридонов Ю.Г., Пичугин А.П., Шестопалов В.П. Радиолокационное наблюдение из космоса атмосферных внутренних гравитационных волн // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 2. С. 317–320.
6. Chunchuzov I., Vachon P., Li X. Analysis and modeling of atmospheric gravity waves observed in Radarsat SAR images // Remote Sens. Environ. 2000. V. 74, N 3. P. 343–361.

7. Hoffman P., Singer W., Keuer D., Schminder R., Ktirschner D. Partial reflection drift measurements in the lower ionosphere over Juliusruh during winter and spring 1989 and comparison with other wind observations // Meteorologische Zeitschrift. 1990. V. 40, N 6. P. 405–412.
8. Manson A.H., Meek C.E. Measurements of vertical motions by the Saskatoon MF radar (1983–1985): Relationship with horizontal winds and gravity waves // Handbook for MAP. 1989. V. 27. P. 339–341.
9. Rottger J. The MST radar technique // Handbook for MAP. 1984. V. 13. P. 187–232.
10. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Игнатьев Ю.А. Исследование волновых движений в нижней ионосфере методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях // Изв. вузов. Радиофиз. 1997. Т. 40, № 3. С. 308–321.
11. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В. Сезонно-суточные вариации скорости вертикальных движений на высотах мезосферы и нижней термосферы вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и астрон. 1996. Т. 36, № 5. С. 120–129.
12. Baumgarten G., Fiedler J., Hildebrand J., Lübken F.-J. Inertia gravity wave in the stratosphere and mesosphere observed by Doppler wind and temperature lidar // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 10.929–10.936. DOI: 10.1002/2015GL066991.
13. Кашкин В.Б. Внутренние гравитационные волны в тропосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 27, № 10. С. 908–916; Kashkin V.B. Integral gravity waves in the troposphere // Atmos. Ocean. Opt. 2014. V. 27, N 1. P. 1–9.
14. Люлюкин В.С., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д., Кузнецов Д.Д., Чушчуров И.П., Широкова Г.Ю. Внутренние гравитационно-сдвиговые волны в атмосферном пограничном слое по данным акустической локации // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2015. Т. 51, № 2. С. 218–229.
15. Sathe A., Mann J., Vasiljevic N., Lea G. A six-beam method to measure turbulence statistics using ground-based wind lidars // Atmos. Measur. Technol. 2015. V. 8, N 2. P. 729–740.
16. Sathe A., Mann J. Measurement of turbulence spectra using scanning pulsed wind lidars // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D01201. DOI: 10.1029/2011JD016786.
17. Päscher E., Leinweber R., Lehmann V. An assessment of the performance of a 1.5 μm Doppler lidar for operational vertical wind profiling based on a 1-year trial // Atmos. Measur. Technol. 2015. V. 8, N 6. P. 2251–2266.
18. 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. Measur. Technol. 2015. V. 8, N 4. P. 1875–1885.
19. Смалыхо И.Н., Банах В.А., Фалиц А.В., Руди Ю.А. Определение скорости диссипации энергии турбулентности из данных, измеренных лидаром «Stream Line» в приземном слое атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 10. С. 980–987.
20. Смалыхо И.Н., Банах В.А., Хольцэнфель Ф., Рам Ш. Оценка параметров самолетных выхрей из массива радиальных скоростей, измеренных когерентным доплеровским лидаром // Оптика атмосфер. и океана. 2015. Т. 28, № 8. С. 742–750.
21. Smalikho I.N., Banakh V.A. Estimation of aircraft wake vortex parameters from data measured with a 1.5- μm coherent Doppler lidar // Opt. Lett. 2015. V. 40, N 14. P. 3408–3411.

22. Smalikho I.N., Banakh V.A., Holzäpfel 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.
23. D. van Dinther, Wood C.R., Hartogensis O.K., Nordbo A., O'Connor E.J. Observing crosswind over urban terrain using scintillometer and Doppler lidar // *Atmos. Measur. Technol.* 2015. V. 8. P. 1901–1911.
24. Банах В.А., Смалихо И.Н. Когерентные доплеровские ветровые лидары в турбулентной атмосфере. Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2013. 304 с.
25. Банах В.А., Смалихо И.Н. Измерение ветра в пограничном слое атмосферы микроимпульсными когерентными доплеровскими лидарами // *Оптика и спектроскопия*. 2016. Т. 121, № 1. С. 164–171 (в печати).
26. Винниченко Н.К., Пинус Н.Э., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 336 с.
27. Smalikho I.N., Banakh V.A. Estimation of aircraft wake vortex parameters from data measured by a Stream Line lidar // *Proc. SPIE 21st Int. Symp. "Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics"*. 2015. V. 9680. P. 968037-1–968037-7.

V.A. Banakh, I.N. Smalikho, A.A. Sukharev, A.V. Falits. Lidar visualization of jet flows and internal gravity waves in the atmospheric boundary layer.

Results of experimental investigations of the atmospheric internal waves (AIW) in the boundary layer of atmosphere on the base of wind velocity measurements by a Stream Line pulsed coherent Doppler wind lidar developed by Halo Photonics are presented in this paper. The measurements were carried out in 2015 on the east and on the west shores of Lake Baikal.

A total of 7 cases of AIW events have been revealed. On the western shore of Lake Baikal it is always happening in presence of one or two (in 5 of 6 cases) narrow jet flows at heights of approximately 200 and 700 m. The period of the wave component oscillation of the wind velocity vector was 9 min in four cases of the AIW, in two cases it was equal to approximately 18 and 20 minutes, and 6.5 min in one case. The amplitude of oscillations of the horizontal wind velocity components was about 1 m/s, and the amplitude of the vertical wind component oscillations was three times less. In most cases, internal waves were observed for 45 min (5 trains with a period of 9 min). Only once the duration of the existence of AIW was about 4 hours.