

УДК 535.361.551:511.6:621.371

Зондирование волн Кельвина—Гельмгольца турбулентным лидаром. II. Лидар УОР-5

И.А. Разенков✉*

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

Поступила в редакцию 18.04.2023;
после доработки 12.09.2023;
принята к печати 04.10.2023

В продолжение первой части статьи приводятся экспериментальные результаты зондирования волн Кельвина—Гельмгольца УФ-лидаром УОР-5. Зондирование атмосферы лидаром УОР-5 производилось в зимне-весенний период над городской застройкой, представляющей собой «остров тепла». Улучшенные характеристики лидара в сочетании с термическим состоянием пограничного слоя атмосферы, который в холодное время года стратифицирован в основном устойчиво, позволили получить новые данные о форме волн Кельвина—Гельмгольца. Результаты анализа показали, что чувствительность и потенциал лидара УОР-5 (355 нм) выше, чем у лидара УОР-4 (532 нм). Зафиксировано, что после прохождения лазерным пучком пика области с максимальной интенсивностью турбулентности в гребне волны эхосигналы в обоих приемных каналах понижаются на 30%. Такое воздействие турбулентной атмосферы на эхосигналы лидара можно объяснить уширением зондирующего пучка многократным рассеянием на случайных неоднородностях среды.

Ключевые слова: турбулентный лидар, увеличение обратного рассеяния, неустойчивость Кельвина—Гельмгольца, атмосферная турбулентность; turbulent lidar, backscatter enhancement effect, Kelvin—Helmholtz instability, atmospheric turbulence.

Введение

В первой части работы [1] представлены результаты зондирования волн Кельвина—Гельмгольца (ВКГ) турбулентным лидаром УОР-4 (532 нм) (см. рис. 1 в [1]). Трасса зондирования имела наклон 4° и проходила над лесостепью. Здесь представлены результаты зондирования УФ-лидаром УОР-5 (355 нм), который по сравнению с УОР-4 (532 нм) обладает большей чувствительностью к флуктуациям коэффициента преломления атмосферного воздуха (оптическая турбулентность).

Источник излучения в турбулентном лидаре — микроимпульсный лазер с высокой частотой следования импульсов, поэтому лидар работает в режиме счета фотонов с накоплением эхосигналов [2]. В УОР-4 интервал накопления составлял 15 с, что позволяло регистрировать относительно быстро протекающие процессы в атмосфере. К таким процессам можно отнести мезомасштабные ВКГ, минимальный период колебаний которых ~1 мин и длина волны в зависимости от состояния атмосферы изменяется от сотен метров до ≥ 10 км [1].

Изучение ВКГ актуально, поскольку они возникают в слое с неустойчивой температурно-ветровой стратификацией. Такие волны быстро растут и, разрушаясь, приводят к увеличению турбулентно-

сти потока. В свободной атмосфере турбулизация воздушного потока происходит в замкнутых объемах или слоях вне зон конвективной деятельности. Это явление называют турбулентностью в ясном небе [3, 4].

В теплое время года возникновение волн Кельвина—Гельмгольца в пограничном слое атмосферы имеет выраженную суточную зависимость, поскольку вероятность их появления больше вечером и ночью, когда атмосфера термически стратифицирована устойчиво. В этом случае отрицательная сила плавучести препятствует развитию конвекции, а наличие градиента скорости обеспечивает волну энергией за счет нелинейного взаимодействия с потоком. В качестве критерия устойчивости воздушного течения в приземном слое используется градиентное число Ричардсона (Ri) [5].

В нашем эксперименте число Ri определялось из показаний датчиков, установленных на высотах 10 и 30 м на метеорологической мачте на Базовом экспериментальном комплексе (БЭК) Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева. Теоретической границей Ri , ниже которой возможно появление ВКГ, является значение $+1/4$ [6]. Сопоставление времени возникновения ВКГ с величиной Ri показало, что условие $0 < Ri < 1/4$ выполнялось всегда, когда наблюдались волны [1].

Здесь следует упомянуть, что принцип работы турбулентного лидара основан на эффекте увеличения обратного рассеяния (УОР) и лидар восприимчив

* Игорь Александрович Разенков (lidaroff@iao.ru).

только к малым неоднородностям коэффициента преломления воздуха, сравнимым по размеру с приемной апертурой лидара [7].

Цели работы — показать возможности экспериментального исследования атмосферных волн Кельвина—Гельмгольца с помощью турбулентного лидара, принцип работы которого основан на эффекте УОР, и сопоставить результаты зондирования лидарами УОР-4 и УОР-5.

1. Сравнение лидаров УОР-4 и УОР-5, работающих на разных длинах волн

Конструкции лидаров УОР-4 (532 нм) и УОР-5 (355 нм) существенно отличаются друг от друга [2]. В частности, в УОР-4 имеется два отдельных телескопа: один приемопередающий, другой — принимающий. В УОР-5 используется один телескоп большего размера, у которого по разные стороны от оптической оси располагаются приемопередающий и принимающий каналы. В УОР-5 есть возможность изменять радиус апертур до 45 мм, помещая перед телескопом экраны с парами одинаковых отверстий радиусом r . В УОР-4 r фиксирован и равен 25 мм.

Из пространственных профилей эхосигналов основного $P_1(x)$ и дополнительного $P_2(x)$ приемных каналов определяется профиль функции $q(x) = P_1(x)/P_2(x) - 1$ — фактор влияния турбулентности на среднюю мощность рассеянного света на приемнике. В работе В.В. Воробьева [8] получено

$$q(x, \lambda, r) \sim C_n^2 \left[1 + 0,4 \frac{r^2}{x \lambda} \right]^{-7/6} \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^{7/6} x^{11/6}, \quad (1)$$

где x — расстояние от лидара до рассеивающего объема; r — радиус приемной апертуры; λ — длина волны излучения; C_n^2 — структурная характеристика коэффициента преломления воздуха вдоль трассы зондирования. Второй член в (1) отвечает за усредняющее действие приемной апертуры. Первый, тре-

тий и четвертый члены определяют дисперсию флуктуации интенсивности излучения в пучке на дистанции x . Из (1) следует, что уменьшение λ повышает q и, следовательно, увеличивает эффективность лидара. Увеличение же r , наоборот, понижает эффективность обнаружения турбулентности.

Для сопоставления лидаров УОР-4 и УОР-5 введем относительный параметр M_1 , который учитывает эффективность регистрации лидарным приемопередатчиком турбулентной составляющей эхосигнала:

$$M_{1,i} = \frac{q(x, \lambda_i, r_i)}{q(x_{\max}, \lambda_1, r_1)}, \quad (2)$$

где индекс $i = 1$ соответствует $\lambda_1 = 532$ нм и $r_1 = 25$ мм (УОР-4), $i = 2$ соответствует $\lambda_2 = 355$ нм и $r_2 = 45$ мм (УОР-5); $x_{\max} = 16$ км.

На рис. 1, а представлены пространственные профили $M_{1,1}$ и $M_{1,2}$, из поведения которых следует, что для УОР-5 увеличение апертуры ($r_2 > r_1$) фактически компенсируется уменьшением длины волны ($\lambda_2 < \lambda_1$). Для УОР-4 параметр $M_{1,1} = 1$ на $x_{\max} = 16$ км, для УОР-5 параметр $M_{1,2} \approx M_{1,1}$ на любой дистанции.

Очевидно, что при прочих равных условиях эхосигналы для $r_1 = 25$ мм и $r_2 = 45$ мм будут отличаться на величину, пропорциональную квадрату отношения приемных апертур, т.е. площади приемных антенн [9]. Скорректируем параметр $M_{1,i}$ (2) и определим новый параметр $M_{2,i}$ следующим образом:

$$M_{2,i} = M_{1,i} \left(\frac{r_i}{r_1} \right)^2. \quad (3)$$

На рис. 1, б представлены зависимости $M_{2,1}$ и $M_{2,2}$, причем на дистанции $x_{\max} = 16$ км эффективность УОР-5 по отношению к УОР-4 в три раза выше.

Коэффициент молекулярного рассеяния в атмосфере обратно пропорционален λ в четвертой степени [9]. Рассмотрим еще один относительный

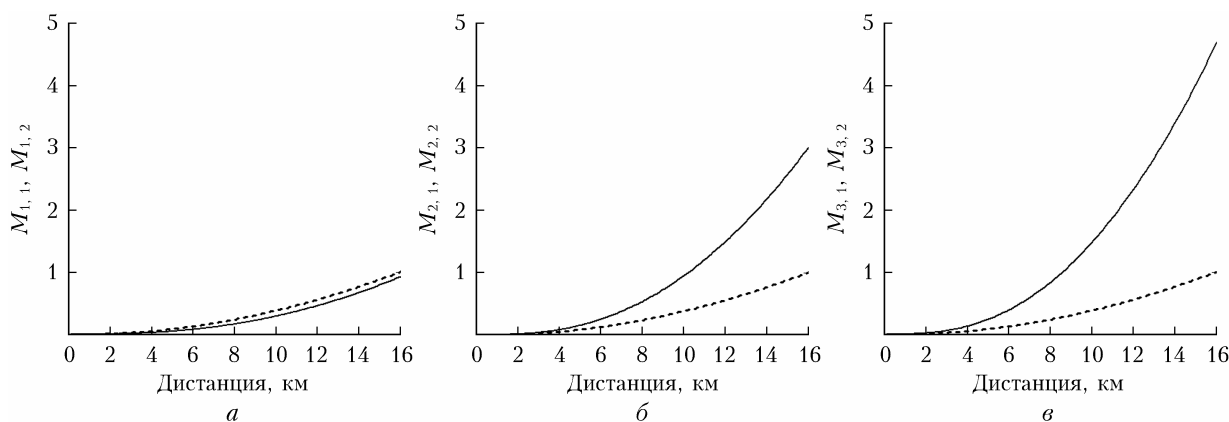


Рис. 1. Профили относительных параметров M_1 (а), M_2 (б) и M_3 (в), позволяющие сопоставить потенциалы лидаров УОР-4 (532 нм) (штриховая кривая) и УОР-5 (355 нм) (сплошная кривая): M_1 учитывает эффективность приема турбулентной составляющей эхосигнала; M_2 дополнительно учитывает увеличение размера приемной апертуры в УОР-5; M_3 учитывает все вышеперечисленное, а также изменение коэффициента молекулярного рассеяния для $\lambda_2 = 355$ нм

параметр $M_{3,i}$, который учитывает все три фактора: влияние турбулентности на эхосигнал при зондировании разными длинами волн (2), изменение размера r (3) и увеличение коэффициента молекулярного рассеяния за счет уменьшения λ :

$$M_{3,i} = M_{1,i} \left(\frac{r_i}{r_1} \right)^2 \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_1} \right)^{-4}. \quad (4)$$

Параметры $M_{3,1}$ и $M_{3,2}$ приведены на рис. 1, в. Учет увеличения коэффициента молекулярного рассеяния при уменьшении длины волны излучения дополнительно повышает эффективность лидара УОР-5. Значение параметра $M_{3,2}$ на дистанции $x_{\max} = 16$ км приближается к 5.

Результаты анализа показали, что переход от второй гармоники (532 нм) Nd:YAG-лазера к третьей гармонике (355 нм) повышает эффективность турбулентного лидара в 3–5 раз. Отсюда следует, что при прочих равных условиях (мощность лазера, чувствительность детекторов и пр.) потенциал УОР-5, т.е. дальность зондирования, будет в 1,7–2,2 раза больше, чем УОР-4. Переход к меньшей длине волны излучения становится более очевидным, если зондировать турбулентность в ясном небе с борта самолета на высоте 9–11 км, где молекулярное рассеяние больше аэрозольного [4].

В нашем эксперименте, когда исследовались ВКГ, в лидаре УОР-5 была установлена максимальная приемная апертура 45 мм. Время накопления эхосигналов (временное разрешение) составило 10 с, пространственное разрешение — 9 м.

2. Результаты и обсуждение

2.1. Примеры регистрируемых ВКГ

Турбулентный лидар УОР-5 [2] работал из здания Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева, расположенном на восточной окраине г. Томска (56°28'36" с.ш., 85°02'53" в.д.). На рис. 2 приведена фотография местности, где трасса зондирования, направленная на северо-запад, отмечена белой линией. На рис. 3 представлены фрагменты контрастных пространственно-временных распределений C_n^2 , полученные лидаром УОР-5 над городской застройкой. В разные дни угол наклона трассы зондирования выбирался в интервале от 0 (горизонт) до 11,5°.

Распределения C_n^2 на рис. 3 изображены серым и черным цветами, где каждый цвет соответствует некоторым пороговым значениям параметра, которые отличаются в 2–3 раза. Во время измерений преобладал юго-западный ветер, поэтому направление зондирования часто оказывалось почти перпендикулярным к направлению потока.

Высокочастотная волна с периодом колебаний менее 1 мин показана на рис. 3, в. Форма волн в этом случае напоминает валы, причем их наиболее интенсивная часть располагается в интервале высот 200–300 м, а гребни простираются до высоты 500–550 м.

Волна, зарегистрированная 26.03.2023 г. (рис. 3, з), наблюдалась в интервале высот от 200 до 900 м. Угол между направлением ветра



Рис. 2. Снимок г. Томска. Трасса зондирования лидара УОР-5 отмечена белой линией

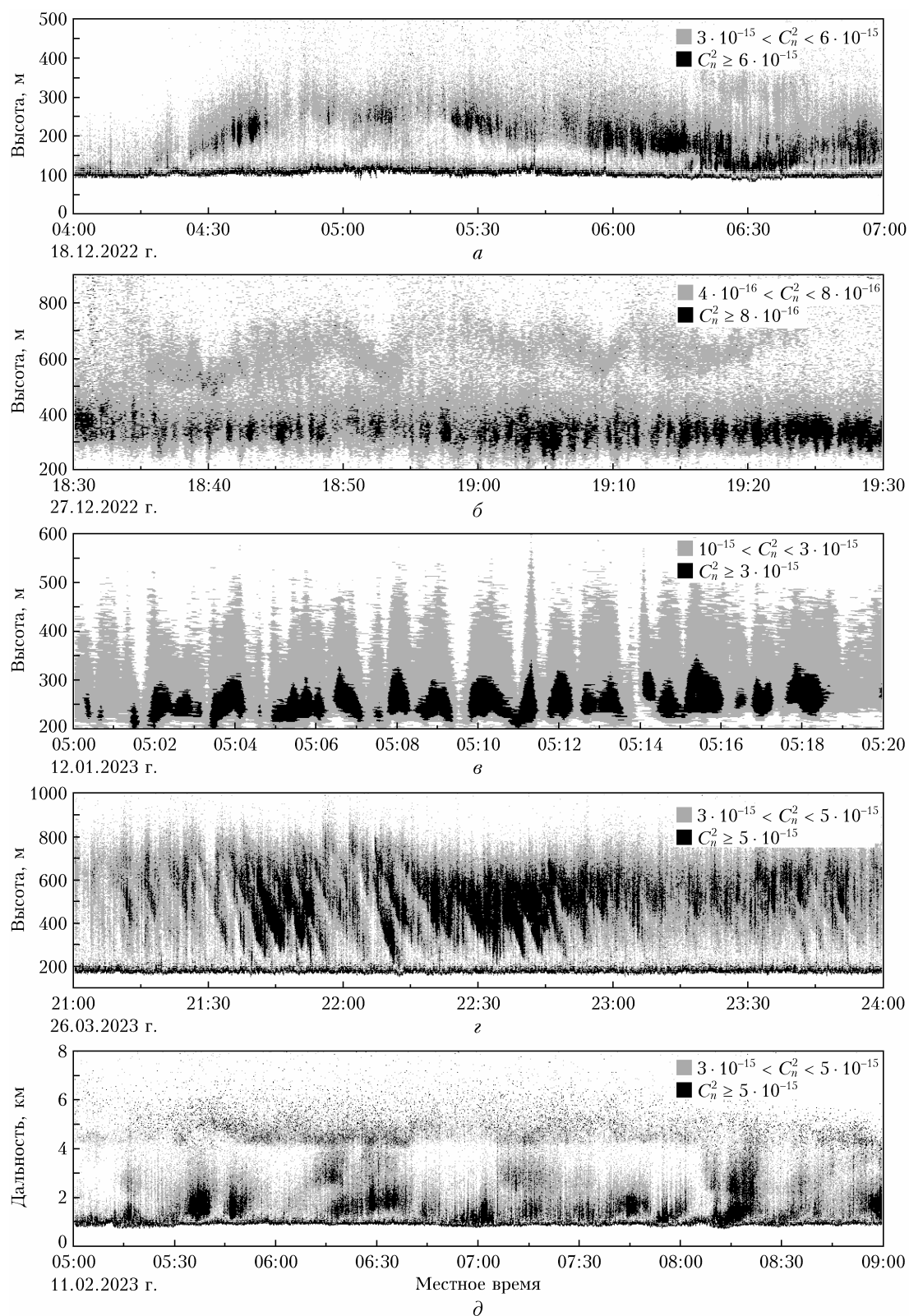


Рис. 3. Фрагменты контрастных пространственно-временных распределений C_n^2 , зарегистрированные лидаром УОР-5 над городом вдоль наклонной (а–г) и горизонтальной (д) трассы, направленной перпендикулярно ветру (а–в); навстречу ветру (г)

и направлением зондирования составлял -80° , т.е. ветер был встречно-боковой, о чем свидетельствует наклон полос.

Город является «островом тепла» и имеет сложный рельеф с перепадами высот около 100 м, что сказывается на данных зондирования. На рис. 3, д

приведен пример распределения C_n^2 , полученного при зондировании вдоль горизонтальной трассы, поэтому шкала ординат указана в километрах. Если наложить полученное распределение интенсивности турбулентности на карту (см. рис. 2), то можно обнаружить, что резкая граница на дистанции 4 км совпадает с краем котловины (р-н Восточный, г. Томск), которая находилась на удалении от 1,5 до 4 км от лидара. На дистанции от 4 до 6 км на участке многоэтажной городской застройки проходит оживленная автодорога (Иркутский тракт), трасса зондирования подходила ближе к поверхности, поэтому наблюдается увеличение параметра C_n^2 . После 6 км в области одноэтажной застройки наблюдалось понижение рельефа (р-н Черемошники), поэтому регистрируемая лидаром интенсивность турбулентности здесь меньше.

На рис. 3, б показана ситуация, когда в интервале высот 300–400 м присутствовала волна ВКГ с периодом колебаний ≈ 3 мин, а выше в интервале высот 500–800 м — внутренняя гравитационная

волна (ВГВ) с периодом ≈ 11 мин. Значения C_n^2 в волне ВГВ были в два раза меньше, чем в ВКГ.

В табл. 1 представлены средние значения метеопараметров, полученные на БЭК и соответствующие лидарным данным на рис. 3 (по модели ICON (icosahedral nonhydrostatic) (www.ventusky.com), а также число Ri и период частоты Брента–Вайсяля T_{BV} , рассчитанные по формулам (2)–(4) в [1]. Как и прежде, Ri во всех случаях меньше критического значения $+1/4$.

В табл. 2 даны параметры волн, соответствующие реализациям лидарных данных на рис. 3. Положение центра волны z_0 над поверхностью земли изменялось от 100 до 650 м; амплитуда волны a — от 25 до 300 м; период колебаний T — от 1 до 11 мин. Соответствующий период T_{BV} (табл. 1) был в 2–3 раза меньше регистрируемого T (табл. 2); 11.02.2023 г. (рис. 3, д) период колебаний ВКГ определялся на удалении 2–3 км от лидара.

В последней колонке табл. 2 приведены оценки длин волн, полученные из произведения периода

Таблица 1

Средние значения метеопараметров на высотах $z_1 = 10$ м, $z_2 = 30$ м, $z_3 = 100$ м, $z_4 = 250$ м

Дата, время зондирования	Параметр										Ri	T _{BV} , c
	u, м/с		φ, град		t, °C		u, м/с		φ, град			
	z ₁	z ₂	z ₁	z ₂	z ₁	z ₂	z ₃	z ₄	z ₃	z ₄		
18.12.2022 г., 04:00–07:00	1,79		224		–20,21		6,5		223		+0,238	27
	3,50		210		–19,44		10,0		245			
27.12.2022 г., 18:30–19:30	1,61		205		–10,69		5,0		204		+0,052	100
	2,57		193		–10,82		9,0		272			
12.01.2023 г., 05:00–05:20	2,20		224		–33,15		7,0		212		+0,125	58
	3,38		205		–33,20		11,0		228			
26.03.2023 г., 21:00–24:00	3,57		216		+5,82		11,0		215		+0,064	49
	5,22		204		+5,86		21,0		235			
11.02.2023 г., 05:00–09:00	0,96		64		–28,88		2,0		185		–	–
	1,48		64		–26,29		2,0		204			
22.01.2023 г., 17:00–20:00	2,41		176		–20,66		9,0		183		+0,009	318
	3,66		170		–20,84		16,0		192			

Примечание. u — скорость ветра, φ — направление ветра, t — температура. Полужирным выделены значения на высоте 500 м.

Таблица 2

Параметры волн, полученные из лидарных данных

Дата, время измерений	Параметр					
	α , град $\beta = 315^\circ$	$\varphi_4 - \beta$, град	z_0 , м	a , м	T , с	$T \cdot u_4$, м
18.12.2022 г., 04:00–07:00	6,0	–70	100–250	25–50	160–250	1600–2500
27.12.2022 г., 18:30–19:30	5,0	–83 –42	350 650	50–70 100–120	50–230 640	450–2100 5800
12.01.2023 г., 05:00–05:20	11,5	–87	250	30–50	64–75	700–830
26.03.2023 г., 21:00–24:00	10,0	–80	500–600	100–300	230–510	4800–10700
11.02.2023 г., 05:00–09:00	0,0	–111	—	—	280	560
22.01.2023 г., 17:00–20:00	11,5	–123	250	100	80–180	1300–2900

Примечание. Обозначения в табл. 2 взяты из первой части статьи [1]: z_0 — положение центра волны; a — амплитуда волны; T — период колебаний; во второй строке табл. 2 (27.12.2022 г.) даны значения параметров волн ВКГ ($z_0 = 350$ м) и ВГВ ($z_0 = 650$ м).

волны T на скорость ветра u_4 на высоте $z_4 = 250$ м. Как следует из табл. 2, длины волн изменялись в больших пределах — от 450 м до 10,7 км.

Гребни волн 27.12.2022 г. и 26.03.2023 г. (рис. 3, б, з) достигали высоты 800–900 м, поэтому в табл. 1 приведены значения ϕ и u для высоты 500 м (модель ICON). В эти дни на высоте 500 м средняя скорость ветра была 9 и 21 м/с (выделены полужирным), следовательно, длины волн составили 5,8 и 10,7 км.

2.2. Спектральный анализ данных зондирования ВКГ 22.01.2023 г.

Рассмотрим результаты зондирования турбулентным лидаром УОР-5 22.01.2023 г. в Томске. В этот день к востоку от города располагался антициклон, а к западу — циклон. Седловина на оси растяжения находилась вблизи города, где сходились приземные ветра и создавались условия для образования облаков и осадков. В начале суток был слабый восточный ветер, затем он усилился и повернул на юг. Из данных аэрозольного лидара, который располагался в одном помещении с турбулентным лидаром и трасса которого была направлена на север (<https://iao.ru/ru/online/lwplidar/2023/01#gallery-8>) следует, что в этот день были плотные фронтальные облака, в результате чего в 20 ч начался снегопад.

На рис. 4 представлено пространственно-временное распределение C_n^2 с 11:00 до 14:00 и с 17:00 до 20:00. По изменению числа Ri , определяемого из показаний метеорологических датчиков на высотах 10 и 30 м, благоприятные для образования волн условия сложились с 11:00 до 12:30 и после 17:00 по местному времени. В середине дня на высоте 250 м $u = 14$ м/с (модель ICON). Вечером средняя скорость составляла 16 м/с (см. табл. 1); угол между направлением ветра и трассой -123° .

Процесс возникновения волн, показанный на рис. 4, а, начинается с появления турбулентной «ряби» в 11:30–11:45 в виде периодических квазигармонических колебаний с амплитудой ≈ 50 м. В течение часа волна усиливалась и ее амплитуда в 12:45–13:00 достигала 150 м. С 13:45 ветер начал ослабевать, а волна плавно перешла в «зыбь», которая после 14:00 исчезла. Термины «рябь» и «зыбь» использованы по аналогии с волнами на воде. Рябь возникает на спокойной воде при усилении ветра, а зыбь бывает после того, как ветер стихает.

Следующее появление волны было зарегистрировано после 17:00 на высоте 300 м (рис. 4, б). К 18:30–18:45 гребни волны стали напоминать валы. Угол между трассой зондирования и вектором скорости ветра по данным модели ICON составлял $180^\circ - 123^\circ = 57^\circ$ (см. табл. 2). В соответствии с теоремой Сквайра [10] направление потока совпадает с направлением распространения волны. Можно предположить, что из-за рельефа реальный угол между направлениями был больше, поскольку изо-

бражение волны на рис. 4 фактически дает ее поперечное сечение (срез). Отчетливо видны подъем гребней волны и их последующее опрокидывание. При обработке данных, представленных на рис. 4, применялся сглаживающий гауссов фильтр по трем значениям (27 м).

Спектральный анализ лидарных данных за 22.01.2023 г. был выполнен так же, как в первой части статьи [1]. Интервал дискретизации массива значений параметра C_n^2 определялся временем накопления эхосигнала и составлял 10 с (шесть значений за минуту), пространственное разрешение 9 м. Применялся алгоритм быстрого преобразования Фурье по 256 значениям временной реализации. Спектры рассчитывались по отрезкам длиной $256/6 \approx 43$ мин. Независимо обрабатывались реализации для всех дистанций x , соответствующих интервалу высот z от 200 до 400 м. Было получено 112 спектров. Спектры суммировались, погрешность спектральной оценки составила 9%. Последующий временной интервал для анализа выбирался со смещением 30 мин относительно предыдущего, т.е. данные обрабатывались с частичным перекрытием по времени, равным 13 мин. Всего было получено 48 спектров для 24-часовой реализации.

На рис. 5, в волны с разными периодами отображаются в виде пиков на спектре. Основному пику соответствует $T = 85$ с. Следовательно, за 30 мин реализации (рис. 5, а) происходит $1800/85 \approx 21$ периодов колебаний параметра C_n^2 .

На рис. 5, б показано сечение изображения на рис. 5, а на высоте 300 м, на котором наблюдаются 42 периода, т.е. в два раза больше, чем на высотах 200 и 350 м. На высоте 200 м поток генерирует колебания с периодом 85 с, которому соответствует длина волны (примерно) 1,5 км. На высоте 400 м форма волны изменяется, так как гребни опережают впадины, происходит укручение профиля волны и ее последующее опрокидывание. На высоте 300 м наблюдаем каждый гребень дважды — на подъеме и спуске, поэтому в спектре присутствует небольшой пик на частоте в два раза больше, т.е. с периодом 42 с.

Все полученные за 22.01.2023 г. спектры флуктуаций C_n^2 в интервале высот 200–400 м показаны в виде двумерного распределения на рис. 6. Оттенки серого цвета — интенсивность флуктуаций C_n^2 . Рис. 6 представляет спектральный образ, который отражает динамику возникновения ВКГ во время изменения метеорологической обстановки. В этот день с 09:00 до 21:00 кучевая облачность равномерно опускалась с высоты 6 км до земли.

Из спектрального распределения следует, что благоприятные условия для появления ВКГ сложились в 12:00, когда регистрировались монохроматические волны с периодами от 60 до 600 с. После 14:00 волновая активность ослабла. Ее новое усиление наблюдалось с 16:00 до 18:00 на низких частотах с периодами от 350 до 600 с. После 18:00

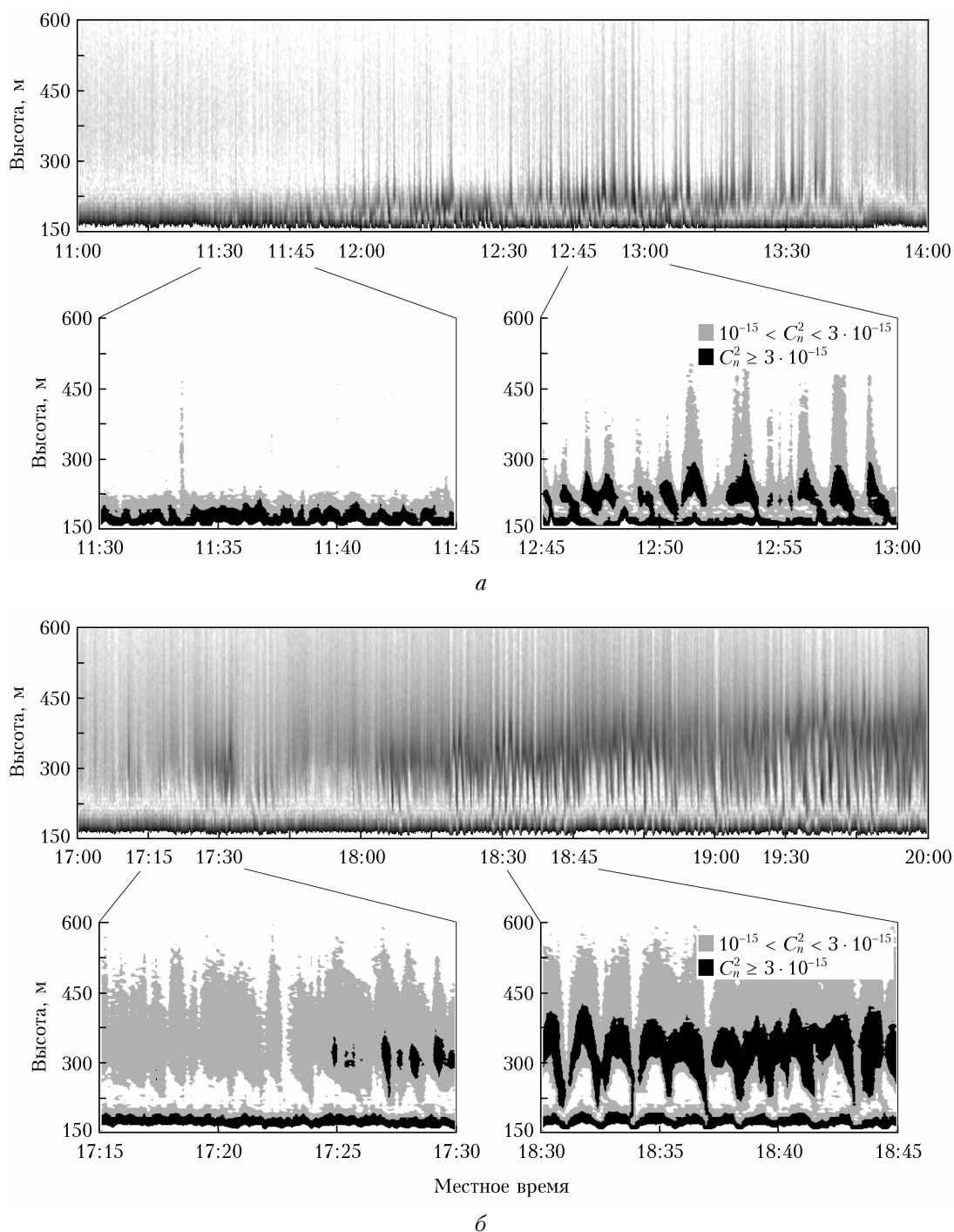


Рис. 4. Пространственно-временное распределение C_n^2 при наличии ВКГ, зарегистрированных лидаром УОР-5 днем (а) и вечером (б) 22.01.2023 г.

стали преобладать волны на более высокой частоте с периодом 80–100 с. Исчезновение волн после 20:00 вызвано резкой сменой погоды и началом снегопада, после чего дальность зондирования существенно снизилась.

На рис. 6 каждому темному пятну соответствует монохроматическая волна с определенной частотой и временным интервалом, характеризующим

время жизни волны ≈ 1 ч. На смену исчезающим волнам возникали другие, аналогично тому, как было получено ранее над лесостепью [1]. Только на этот раз время жизни элементарных волн существенно меньше. Все темные пятна имеют также наклон, указывающий на то, что период колебаний монохроматической волны, пока она существует, незначительно увеличивается.

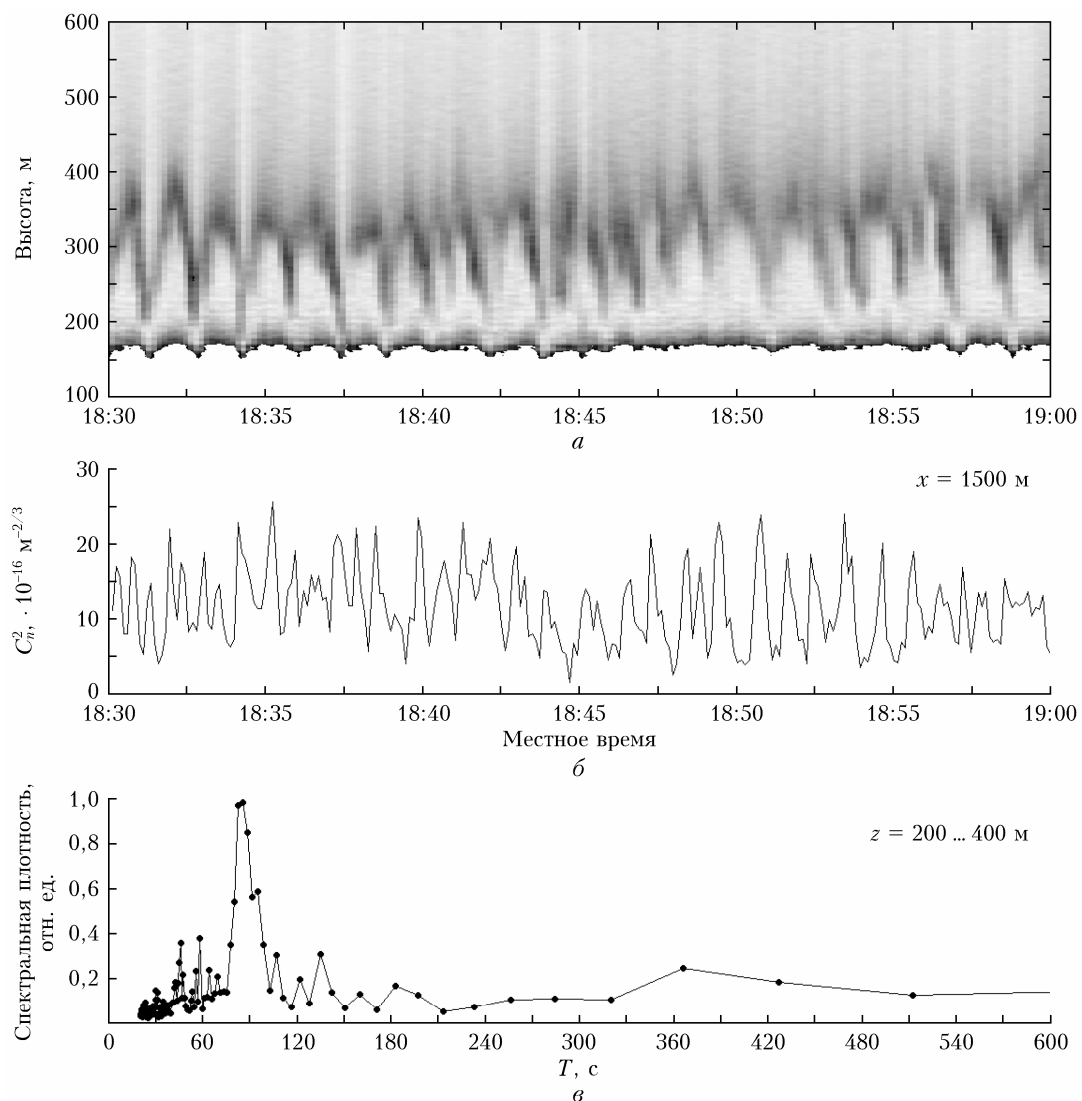


Рис. 5. Пространственно-временное распределение C_n^2 (а), график временной последовательности C_n^2 на высоте 300 м (б) и нормированный спектр мощности C_n^2 (в) 22.01.2023 г.

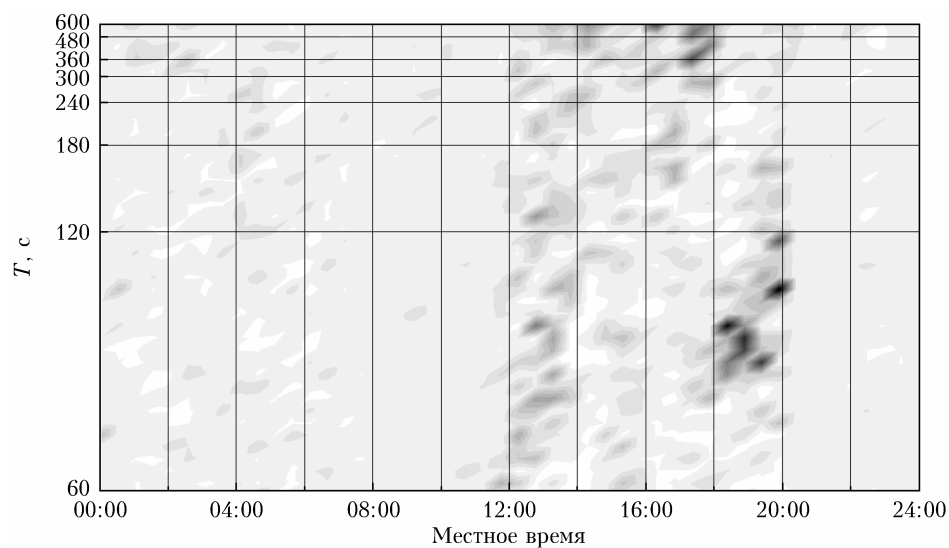


Рис. 6. Спектральное распределение интенсивности колебаний волны ВКГ в интервале высот 200–400 м в течение суток 22.01.2023 г.

2.3. Сопоставление эхосигналов при зондировании ВКГ

На рис. 7 представлены пространственно-временные распределения основного эхосигнала P_1 (а), дополнительного P_2 (б), структурной характеристики C_n^2 (в) и графики средних нормированных значений P_1 и P_2 (г) в интервале высот 200–300 м за 11 мин.

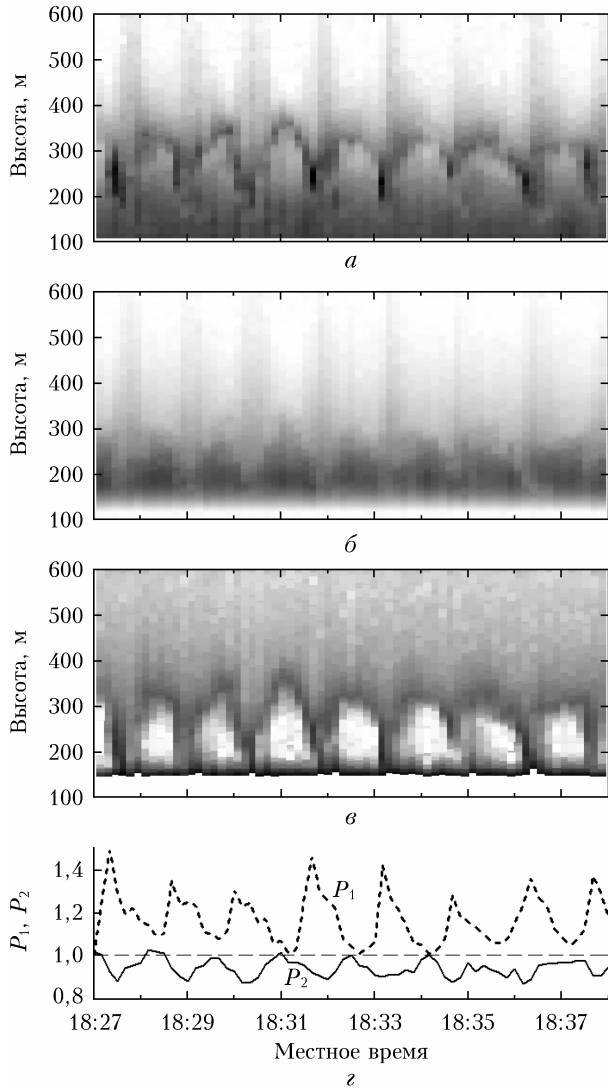


Рис. 7. Пространственно-временные распределения эхосигналов основного P_1 (а) и дополнительного P_2 (б) приемных каналов, C_n^2 (в), а также графики нормированных средних значений эхосигналов P_1 и P_2 для интервала высот 200–300 м (г) 22.01.2023 г.

Во-первых, следует отметить, что в интервале высот от 100 до 300 м при увеличении сигнала P_2 (рис. 7, б) наблюдается понижение сигнала P_1 (рис. 7, а). Понижение P_1 происходит под гребнем волны и указывает на низкое значение C_n^2 .

Во-вторых, оба сигнала P_1 и P_2 синхронно повышаются на короткое время вдоль всей трассы зондирования сразу после прохождения максимума C_n^2

в гребне волны (рис. 7, в), о чем свидетельствуют темные узкие вертикальные полосы на рис. 7, а, б. Параметр C_n^2 на рис. 7, в вычисляется из отношения эхосигналов P_1 и P_2 . Выше 400 м волна отсутствует, C_n^2 здесь изменяется незначительно и полос на рис. 7, в не наблюдается.

В-третьих, подъем гребня волны сопровождается его смещением относительно ложбины, совпадающим с направлением потока, поскольку скорость потока с высотой растет. Подъем гребня волны компенсируется за счет поступления воздуха сверху. Этим объясняется низкий уровень интенсивности турбулентности под нависающим гребнем.

На рис. 7, г представлены графики средних значений P_1 и P_2 в слое 200–300 м, где присутствует волна. Все значения нормированы на величину $\min(P_1)$. Сигналы P_1 и P_2 изменяются в противофазе, соответствующий коэффициент корреляции равен $-0,54$. Объяснение такого поведения эхосигналов дано ниже.

2.4. Оценка влияния эффекта УОР на дополнительный приемный канал лидара при зондировании ВКГ

На рис. 8, а на врезке показана волна и эхосигналы P_1 и P_2 для моментов времени τ_1 и τ_2 , относящиеся к этой волне. Момент времени τ_1 выбран неслучайно, поскольку в это время происходит одновременное кратковременное повышение обоих эхосигналов вдоль всей трассы зондирования.

В гребне на дистанции ≈ 2 км наблюдается сильная турбулентная зона, интенсивность которой, как это следует из графика 2 на рис. 8, в, превышает величину $10^{-14} \text{ м}^{-2/3}$. Сигнал P_1 в этой зоне резко повышается, а P_2 — понижается. Перед турбулентной зоной в момент времени τ_2 сигналы фактически совпадают, поэтому перед ней, т.е. под нависающим гребнем волны, имеет место резкое уменьшение C_n^2 на два порядка (см. рис. 8, в). Вне турбулентной зоны на дистанции более 2,5 км наблюдается плавное понижение всех эхосигналов и монотонный спад C_n^2 (кривые 1 и 2 на рис. 8, в).

На рис. 8, б дано относительное изменение эхосигналов в моменты времени τ_1 и τ_2 , которое для обеих пар сигналов вычисляется по формуле

$$R_k = \frac{P_k(\tau_2) - P_k(\tau_1)}{P_k(\tau_1)}, \quad k = 1, 2. \quad (5)$$

Кривая 1 на рис. 8, б показывает изменение эхосигнала основного приемного канала P_1 в интенсивной турбулентной зоне в момент τ_2 относительно момента τ_1 . Сначала на дистанции ≈ 1 км имеем понижение отношения R_1 , так как под гребнем волны интенсивность турбулентности низкая, затем на дистанции ≈ 2 км — резкое его повышение, поскольку интенсивность турбулентности в гребне волны высокая. Начиная с дистанции $\approx 2,5$ км отношение R_1 остается примерно постоянным на уровне $\approx -0,3$.

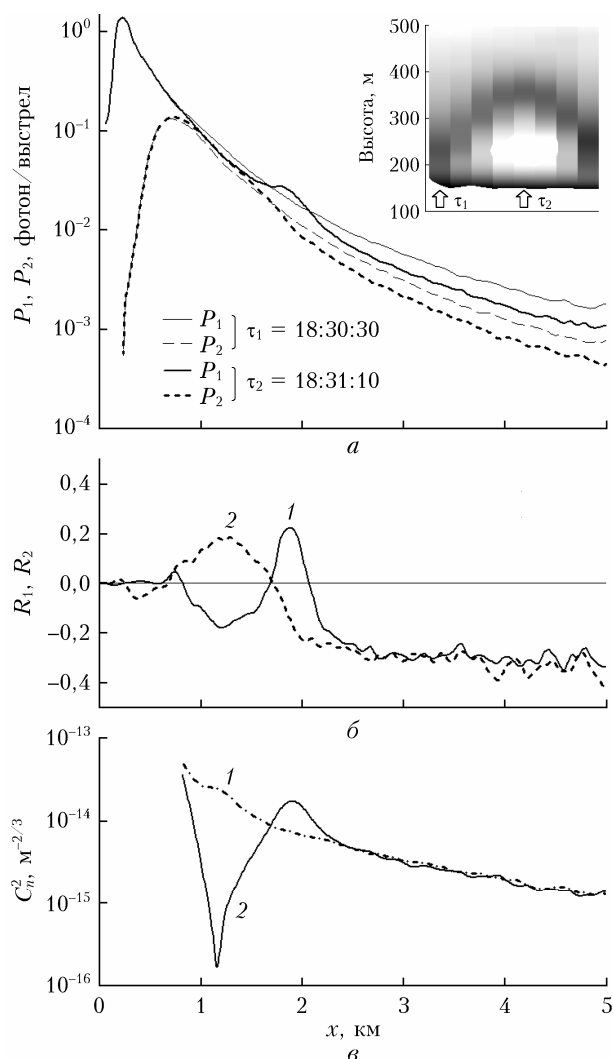


Рис. 8. Профили: эхосигналов P_1 и P_2 (а), соответствующие моментам времени τ_1 и τ_2 , для волны, показанной на врезке (а); изменения эхосигналов в моменты времени τ_1 относительно τ_2 R_1 (1) и R_2 (2) (б), структурной характеристики C_n^2 в момент времени τ_1 (кривая 1) и τ_2 (кривая 2) (в). Лидар УОР-5, 22.01.2023 г.

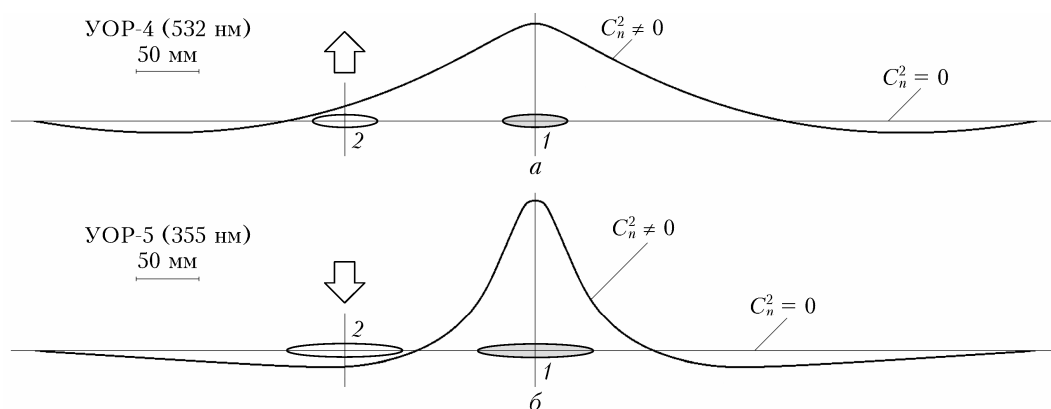


Рис. 9. Деформация индикатрисы рассеяния, влияющая на распределение обратнорассеянной мощности лазерного излучения для лидаров УОР-4 (а) и УОР-5 (б): полужирная кривая соответствует наличию турбулентности ($C_n^2 \neq 0$); тонкая горизонтальная прямая – ее отсутствию ($C_n^2 = 0$); 1 – приемопередающая апертура основного канала, 2 – приемная апертура дополнительного канала, стрелками показан рост и спад эхосигнала дополнительного приемного канала при наличии турбулентности ($C_n^2 \neq 0$)

Кривая 2 на рис. 8, б показывает изменение эхосигнала P_2 дополнительного приемного канала, при этом вначале параметр R_2 имеет ход, противоположный R_1 . На дистанции ≈ 1 км под гребнем волны, где значение C_n^2 быстро понижается, отношение R_2 увеличивается до 0,2. Данное обстоятельство, а именно повышение R_2 на дистанции от 0,7 до 1,6 км (рис. 8, б), можно объяснить перераспределением обратнорассеянной мощности вследствие эффекта УОР, т.е. понижением сигнала P_2 на ближней дистанции в момент времени τ_1 , когда параметр $C_n^2 \neq 0$.

При прохождении интенсивной турбулентной зоны в гребне волны P_2 понижается на 20%. Ранее при зондировании волн ВКГ лидаром УОР-4 [1], наоборот, наблюдалось повышение сигнала P_2 на 20%. Фактически турбулентность, а именно эффект увеличения обратного рассеяния, влияет противоположным образом на эхосигнал дополнительного приемного канала в лидарах УОР-4 и УОР-5.

Качественное объяснение такого поведения может быть следующее. Известно, что турбулентный эффект УОР приводит к деформации индикатрисы обратного рассеяния [7]. Длины волн излучения в лидарах УОР-4 (532 нм) и УОР-5 (355 нм) различаются. В соответствии с выражением (1) воздействие турбулентности на УОР-5 должно быть сильнее, чем на УОР-4, так как длина волны лазера в УОР-5 короче. Качественно это показано на рис. 9, где в случае с лидаром УОР-5 деформация индикатрисы обратного рассеяния турбулентностью больше, чем для УОР-4.

Деформация индикатрисы обратного рассеяния происходит следующим образом: на оси лазерного пучка (приемопередающая апертура 1) возникает положительный пик, означающий повышение мощности относительно среднего значения, а вокруг возникает отрицательное кольцо, внутри которого мощность понижается на величину, равную мощности пика. Чем короче длина волны, тем больше амплитуда и меньше ширина пика. Из рис. 9 следует, что в случае с УОР-4 мощность, приходящая

на апертуру дополнительного приемного канала 2, будет больше, на это указывает стрелка, направленная вверх. Следовательно, мощность, пришедшая на апертуру 2 в УОР-5, будет меньше, поэтому здесь стрелка направлена вниз. Именно этим объясняется противоположное поведение эхосигналов основного и дополнительного приемных каналов на рис. 7, г. Обозначенная здесь проблема влияния эффекта УОР на дополнительный приемный канал турбулентного лидара нуждается в дальнейшем исследовании.

Вернемся к рис. 8, б и обратим внимание на то, что начиная с $x > 2,5$ км профили отношений R_1 и R_2 фактически совпадают и остаются примерно постоянными на уровне $\approx -0,3$. Это означает, что эхосигналы в обоих приемных каналах уменьшились одинаково на 30% после пересечения интенсивной турбулентной зоны. Этот факт дает основание полагать, что мы имеем дело с многократным рассеянием волн на турбулентных неоднородностях.

2.5. Оценка влияния многократного рассеяния на эхосигналы турбулентного лидара

В турбулентной статистически однородной атмосфере ($C_n^2 = \text{const}$) средний квадрат флуктуаций направления распространения плоской волны описывается выражением [11]

$$\delta y^2 = 3,28 C_n^2 x^3 l_0^{-1/3}, \quad (6)$$

где l_0 — внутренний масштаб турбулентности. Для показанного выше примера (см. рис. 8) оценим значение поперечного смещения направления δy^2 , полагая $l_0 = 1$ мм; $x = 2,5$ км и $C_n^2 = 2 \cdot 10^{-14} \text{ м}^{-2/3}$ (кривая 2 на рис. 8, в). Для указанных значений параметров, используя выражение (6), получим угол отклонения пучка $\delta y/x = 40$ мкрад. Пусть случайная величина δy^2 имеет нормальное распределение, тогда предельное отклонение пучка будет в 3 раза больше и составит 120 мкрад.

Понижение эхосигналов на 30% вдоль всей трассы зондирования, после того как пучок пересекает интенсивную турбулентную область в гребне волны, возможно, если допустить, что при сильных отклонениях лазерного пучка он приближается и частично пересекает границу поля зрения приемника лидара. При этом часть пришедшего на приемную апертуру обратно рассеянного излучения будет потеряна, так как она оказывается вне поля зрения лидара. Половинный угол поля зрения лидара УОР-5 составляет 133 мкрад [2], что сопоставимо с предельной величиной отклонения лазерного пучка. Такое сравнение поля зрения лидара с отклонением пучка довольно грубое, поскольку в присутствии волны ВКГ трасса зондирования заведомо статистически неоднородная, а значение масштаба $l_0 = 1$ мм было взято произвольно.

Оценим величину коэффициента ослабления σ_t при прохождении лазерным пучком интенсивной турбулентной зоны в гребне волны. Величину про-

пускания $T(\Delta x)$ для турбулентного слоя толщиной Δx можно определить как

$$T(\Delta x) = e^{-\sigma_t \Delta x}. \quad (7)$$

На рис. 8, в ширина турбулентного слоя $\Delta x \approx 0,5$ км, ослабление эхосигналов (рис. 8, б) равно $\approx 0,3$, поэтому пропускание $T(\Delta x) \approx 0,7$. Используя выражение (7), получим значение $\sigma_t = 0,7 \text{ км}^{-1}$, которое сопоставимо с ослаблением света в плотной атмосферной дымке, когда метеорологическая дальность видимости ≈ 5 км [9].

Заключение

Представлены экспериментальные данные зондирования над городом волн Кельвина—Гельмгольца лидаром УОР-5 (355 нм). Измерения производились в зимне-весенний период, когда пограничный слой атмосферы стратифицирован в основном устойчиво. Зарегистрированные волны Кельвина—Гельмгольца возникали в интервале высот от 100 до 650 м, амплитуды волн изменялись от 25 до 300 м. Волны в пограничном слое атмосферы возникают в основном ночью, однако в холодное время года, когда днем имеет место устойчивая стратификация, ВКГ тоже регистрировались.

Выяснено, что форма ВКГ над городом может существенно отличаться от волн, зарегистрированных над лесостепью: гребень волны имеет форму дуги, причем интенсивность турбулентности под дугой на два порядка меньше, чем в гребне волны. Поскольку над лесостепью подобных волн зарегистрировано не было, можно предположить, что они возникают под влиянием городского «острова тепла», особенностей рельефа и городской застройки.

Применение спектральной обработки позволило представить данные турбулентного лидара в виде двумерного распределения интенсивности волны в координатах «период колебаний — время», удобного, в частности, для фиксирования времени появления волн Кельвина—Гельмгольца и определения их характеристик. Спектр мощности флуктуаций структурной характеристики C_n^2 , как правило, состоит из нескольких монохроматических волн, период колебаний которых изменяется от 1 до 11 мин. Время жизни монохроматических волн над городом не превышало 1 ч.

Получено, что на эхосигнал дополнительного приемного канала в лидарах УОР-4 и УОР-5 турбулентность влияет противоположным образом, в первом случае повышая эхосигнал, а во втором понижая. Причина этого заключается в поведении пика индикатрисы обратного рассеяния, ширина которого уменьшается при уменьшении длины волны, а амплитуда становится больше.

Благодаря многократному рассеянию на неоднородностях турбулентной среды происходит уширение лазерного пучка и, как следствие, одновременное понижение эхосигналов основного и дополнительного приемных каналов лидара на 30%.

Проведенный анализ показал, что величина уширения пучка становится сопоставимой с полем зрения приемника лидара, в результате чего пучок частично выходит за пределы поля зрения.

Зондирование турбулентности лидаром на длине волны 355 нм оказалось предпочтительнее, чем на 532 нм. Эффективность УФ-системы становится еще более очевидной при зондировании в чистой атмосфере, когда молекулярное рассеяние преобладает над аэрозольным.

Эксперименты с лидарами УОР-4 и УОР-5 доказали, что лазерная система, принцип работы которой основан на эффекте увеличения обратного рассеяния, надежно регистрирует волны, возникающие в атмосфере в результате неустойчивости Кельвина–Гельмгольца. В практическом плане это важно, поскольку гидродинамическая неустойчивость Кельвина–Гельмгольца считается основной причиной возникновения турбулентности в ясном небе.

Список литературы

1. Разенков И.А. Зондирование волн Кельвина–Гельмгольца турбулентным лидаром. I. Лидар УОР-4 // Оптика атмосфер. и океана. 2023. Т. 36, № 11. С. 910–920. DOI: 10.15372/AOO20231106.
2. Разенков И.А. Анализ технических решений при проектировании турбулентного лидара // Оптика атмосфер. и океана. 2022. Т. 35, № 9. С. 766–776; Razenkov I.A. Engineering and technical solutions when designing a turbulent lidar // Atmos. Ocean. Opt. 2022. V. 35, N S1. P. S148–S158.
3. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: ТРИАДА ЛТД, 2016. 312 с.
4. Способ и лидарная система для оперативного обнаружения турбулентности в ясном небе с борта воздушного судна: Пат. 2798694. Россия, МКИ, G01S 17/95. Разенков И.А., Белан Б.Д., Рынков К.А., Ивлев Г.А.; Федер. гос. бюд. учр. науки Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН. № 2023106962; Заявл. 23.03.2023; Опубл. 23.06.2023. Бюл. № 18.
5. Nappo C.J. An Introduction to Atmospheric Gravity Waves. England: Academic press, 2002. 300 p.
6. Miles J.W. On the stability of heterogeneous shear flow // J. Fluid Mech. 1961. V. 10, N 4. P. 496–509.
7. Кравцов Ю.А., Саичев А.И. Эффекты двукратного прохождения волн в случайно неоднородных средах // Успехи физ. наук. 1982. Т. 137, вып. 3. С. 501–527.
8. Воробьев В.В. О применимости асимптотических формул восстановления параметров «оптической» турбулентности из данных импульсного лидарного зондирования. I. Уравнения // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 10. С. 870–875; Vorob'ev V.V. On the applicability of asymptotic formulas of retrieving “optical” turbulence parameters from pulse lidar sounding data: I – Equations // Atmos. Ocean. Opt. 2017. V. 30, N 2. P. 156–161.
9. Лазерный контроль атмосферы / под ред. Э.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
10. Squire H.B. On the stability for three-dimensional disturbances of viscous fluid flow between parallel walls // Proc. Roy. Soc. London. Ser. A. 1933. V. 142, N 847. P. 621–628.
11. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 548 с.

I.A. Razenkov. Sounding of Kelvin–Helmholtz waves by a turbulent lidar. II. Lidar BSE-5.

In continuation of the first part of the work, experimental results of Kelvin–Helmholtz wave sounding with an UV BSE-5 lidar (355 nm), with the sensitivity higher than that of BSE-4 lidar (532 nm), are presented. Experiments on atmospheric sounding with the BSE-5 lidar were carried out in the winter-spring period over a built-up area, which is a “heat island”. Improved lidar parameters in combination with thermal conditions in the atmospheric boundary layer, which is mainly stable stratified in the cold season, enables us to acquire new data on the shape of Kelvin–Helmholtz waves. It is ascertained that echo signals in both receiving channels of the lidar decrease by 30% after a sounding laser beam passes a turbulence intensity peak at the top of the wave arc. This effect of the atmosphere on echo signals of the turbulent lidar can be explained by beam broadening due to multiple scattering on random inhomogeneities of the medium.