

С.Л. Одинцов

Особенности движений нижнего слоя атмосферы при прохождении внутренних гравитационных волн

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 16.09.2002 г.

Приводятся примеры сложной структуры турбулентного поля атмосферного пограничного слоя при прохождении внутренних гравитационных волн, полученные с помощью содара. Сопоставляются скорости вертикальных и горизонтальных движений воздуха с колебаниями высоты тонких слоев с повышенным коэффициентом турбулентности.

Среди большого разнообразия турбулентных полей, регистрируемых акустическим метеорологическим локатором (содаром), встречаются структуры, связанные с наличием в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС) короткопериодических внутренних гравитационных волн (ВГВ). К таким структурам относятся регулярные вертикальные перемещения достаточно тонких турбулентных слоев с периодами менее 10–15 мин. Проявления ВГВ в форме колебаний слоев термической турбулентности связаны с генерацией случайных пульсаций температуры в зонах повышенных сдвиговых напряжений при резких изменениях в профилях скорости и направления движений. Например, в монографии [1] говорится о том, что значительная турбулентность среды может возникнуть на гребнях внутренних волн, которые генерируются вследствие гидродинамической неустойчивости Кельвина–Гельмгольца в потоке стратифицированной жидкости со сдвигом скорости. Наличие таких слоев достаточно надежно обнаруживается и регистрируется средствами дистанционного акустического зондирования. Однако, несмотря на значительные объемы экспериментальных данных, публикуемых по акустическому зондированию АПС, лишь немногие из них содержат соответствующие эпизоды.

Работы [2–4] были одними из первых работ, в которых опубликованы и проанализированы такие эпизоды. В последующем еще ряд публикаций по акустическому зондированию содержали примеры ВГВ с короткими периодами. В некоторых из них приведены сопоставления измерений различных метеорологических параметров стандартными приборами и факсимильных записей содаров. Так, в работах [5, 6] опубликованы результаты, полученные в Boulder Atmospheric Observatory (BAO) и демонстрирующие волнообразную структуру нескольких тонких слоев с повышенным коэффициентом рассеяния звука. Колебания этих слоев происходят практически синфазно. Размах колебаний составляет от нескольких десятков до сотен метров. Сравнение зафиксированных сода-

ром колебаний турбулентных слоев АПС с результатами измерений на метеобаашне ВАО показало хорошее согласие в оценках длины внутренних волн, их периода и фазы. По результатам этих работ можно утверждать, что использование содаров для диагностики коротких ВГВ существенно обогащает базу данных о структуре их турбулентных зон. Это связано, в частности, с возможностью детальной регистрации процесса с шагом по высоте в несколько метров. На метеобаашнях такая дискретность трудно реализуема, поскольку на них обычно используются лишь 10–15 измерительных уровней при максимальной высоте башен до 300 м. Ограниченность высоты башен также сужает возможность изучения структуры внутренних волн в АПС. Это следует, например, из работ [2, 4]. В них показано, что колебательные процессы в пограничном слое развивались на высотах более 400 м.

Возможности содара по измерению различных составляющих вектора скорости движения среды, а также по оценке интенсивности температурных пульсаций позволяют рассматривать его как важный инструмент при изучении микроструктуры внутренних волн в пограничном слое атмосферы. Информация об одновременном получении таких данных в литературе встречается крайне редко. Поэтому даже отдельные случаи их регистрации могут быть весьма полезны при детальном изучении процессов генерирования, распространения и разрушения гравитационных волн. О важности этой проблемы говорится, например, в монографии [7]. Акцентируя внимание на задаче разделения волновых и турбулентных движений среды, авторы отмечают повышенную сложность ее решения при короткопериодических внутренних волнах.

Ориентируясь на решение указанной задачи, в данной статье приводятся несколько эпизодов, содержащих короткопериодические ВГВ, зафиксированные трехканальным доплеровским содаром «Волна-3» Института оптики атмосферы СО РАН. Наблюдения

велись в двух пунктах: в пригороде г. Томска и на юго-западном побережье оз. Байкал. Описание содара и методы измерения составляющих скорости ветра изложены в [8]. Методика абсолютной калибровки содара и процедура восстановления структурной характеристики пульсаций температуры C_T^2 приведены в [9, 10].

Рассмотрим прежде всего эпизод с короткопериодической внутренней гравитационной волной, полученный 23 мая 2001 г. в пригороде Томска. На рис. 1,а приведена факсимильная запись амплитуды сигнала, принятого по вертикальному каналу зондирования при длительности зондирующего импульса $\tau = 150$ мс. Содар размещался на высоте 12 м над землей. На этом уровне сохранялся слабый ветер до 2 м/с. Температура воздуха увеличивалась на протяжении эпизода от 12 до 18 °С, а относительная влажность уменьшалась от 55 до 45%. Имелась облачность типа Ас 7–9 баллов.

В начале эпизода содар зафиксировал вертикальные перемещения тонкого рассеивающего слоя с амплитудой до 350–400 м. Период колебаний составлял 6–6,5 мин. С течением времени волна постепенно затухала и пограничный слой переходил в режим слабой конвекции с высотой термиков до 400–450 м. Необходимо отметить, что в интервале времени 8:25–9:00 наблюдалось нарушение строгой периодичности ВГВ. В последующем периодичность восстановилась, но период ВГВ стал несколько меньше – примерно 5,5–6 мин.

Подобная структура турбулентного поля в данном пункте наблюдений была зафиксирована только один раз. В базе данных, содержащей несколько тысяч часов наблюдений, не нашлось других эпизодов с проявлениями внутренних волн такого рода. В основном они имели гораздо больший период и существенно меньшую амплитуду колебаний.

Динамические процессы в АПС при наличии внутренней волны рассмотрены на примере фрагмента, представленного на рис. 1,б, который является начальным этапом эпизода, приведенного на рис. 1,а. Высотно-временное распределение структурной характеристики C_T^2 , $K^2 \cdot м^{-2/3}$, для этого фрагмента достаточно подробно приведено в [11]. Здесь же только отметим, что в колеблющемся турбулентном слое значения C_T^2 составляли $10^{-3} - 5 \cdot 10^{-3} K^2 \cdot м^{-2/3}$. Под ним значения C_T^2 в основном менялись от 10^{-4} до $5 \cdot 10^{-4} K^2 \cdot м^{-2/3}$, а к концу эпизода – от 10^{-5} до $5 \cdot 10^{-4} K^2 \cdot м^{-2/3}$. Следует обратить внимание на то, что в данной ситуации турбулентный режим не удовлетворяет в строгом смысле предположению об однородности и изотропии поля температуры. Поэтому структурная характеристика C_T^2 , полученная на основе содарных измерений, может служить только как самое грубое приближение в оценках интенсивности температурных неоднородностей.

Представление о структуре движений воздуха над пунктом наблюдений можно составить на основе

рис. 1,в. На нем приведены горизонтальная и вертикальная составляющие скорости, а также направление ветра. Разрешающая способность содара при измерении этих параметров составляла 15 м, но на рис. 1,в приведены только временные развертки с шагом по высоте 50 м. Шкала скоростей имеет разрыв, для того чтобы более детально проследить за размахом вертикальной составляющей движения.

Анализ результатов показывает достаточно высокий уровень когерентности вертикальной составляющей скорости w и направления ветра ϕ , особенно на высотах $H \geq 200$ м. В рассматриваемом эпизоде знак вертикальной скорости внутри турбулентного слоя в целом совпадает с общей картиной его колебаний – при подъеме слоя $w > 0$, а при его опускании $w < 0$. При этом с увеличением высоты увеличивается и амплитуда колебаний w . Следует обратить также внимание на значительные, до 60–70°, периодические изменения направления ветра при прохождении ВГВ. Горизонтальная составляющая скорости V обладает существенно меньшей когерентностью по отношению к колебаниям, связанным с внутренней волной. Однако в нижнем слое атмосферы синфазность изменения скорости и направления ветра высока, хотя корреляция с колебаниями турбулентного слоя заметно меньше.

Отметим вертикальный сдвиг среднего горизонтального ветра до 10 м/с при перепаде высоты порядка 400 м, а также значительные, с размахом 8–10 м/с, его колебания под воздействием ВГВ. Сохраняется и правый поворот среднего направления потока под воздействием силы Кориолиса.

В соответствии с приведенными результатами еще раз следует обратить внимание на проблему критических условий взлета и посадки летательных средств в условиях ВГВ подобного рода. Тем более, что стандартные наземные измерительные комплексы не способны обеспечить оценку масштабов колебаний скоростей и направлений на высотах принятия пилотами тех или иных решений.

Еще несколько эпизодов с быстрыми колебаниями слоев термической турбулентности были получены во время работы содара на побережье оз. Байкал (51°54' с.ш., 105°03' в.д.) летом 2001 г. Более подробное описание места и условий измерений приведено в [12].

Первый эпизод получен 7 июля 2001 г. Температура приземного воздуха с 10 до 16 ч медленно убывала с 11 до 9 °С, а затем к 20 ч возросла примерно до 16 °С. Относительная влажность воздуха составляла 98–100%. Температура поверхностного слоя воды составляла примерно 7 °С. В период с 12 до 20 ч произошло достаточно быстрое увеличение атмосферного давления от 704 до 708 мм рт. ст. На протяжении всего эпизода наблюдалась сплошная облачность.

Содар, работая при длительности зондирующего импульса $\tau = 150$ мс, зафиксировал температурную турбулентность в слое, высотнo-временные характеристики

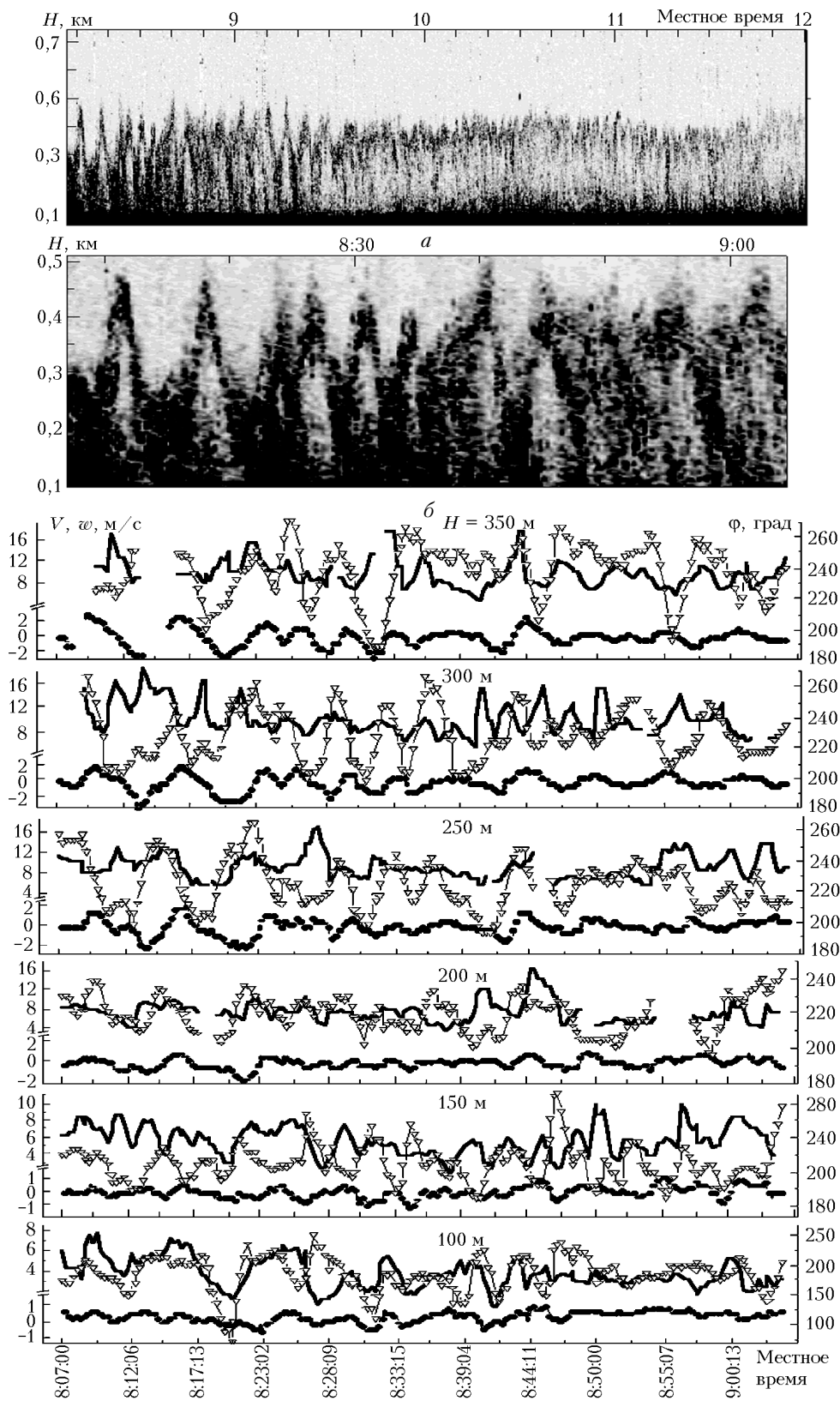


Рис. 1. Результаты измерений 25 мая 2001 г. (пригород Томска): *a* – факсимильная запись амплитуды сигнала во время прохождения внутренней гравитационной волны до момента ее затухания; *б* – фрагмент факсимильной записи, содержащий несколько периодов волны; *в* – развертки вертикальной (точки) и горизонтальной (сплошные линии) скоростей, а также направления ветра (треугольники) для набора указанных высот. Шкалы скоростей содержат разрывы, после которых изменяется масштаб

которого напоминают уединенную волну большого периода. В заключительной стадии этот слой начал совершать вертикальные колебания, связанные, по-видимому, с ВГВ. На рис. 2,а показана факсимильная запись всего эпизода возникновения и разрушения приподнятого слоя температурной турбулентности.

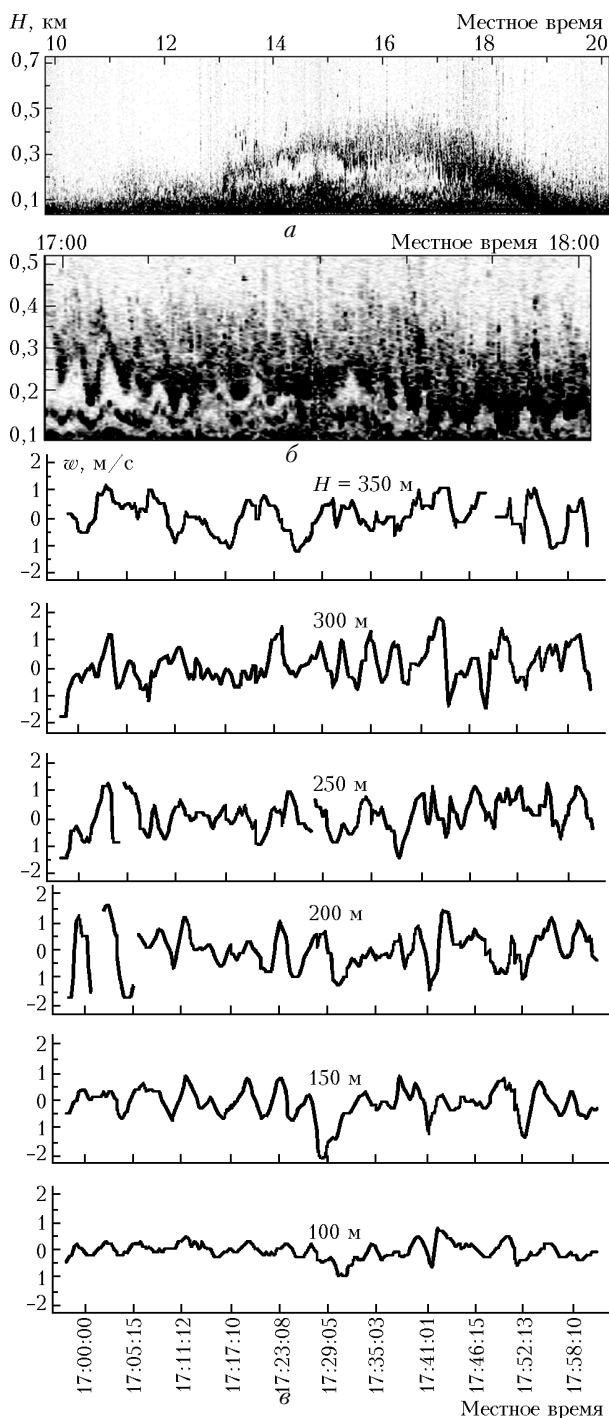


Рис. 2. Результаты измерений 7 июля 2001 г. (побережье оз. Байкал): а – факсимильная запись амплитуды сигнала во время всего эпизода зарождения и затухания внутренней гравитационной волны; б – фрагмент факсимильной записи, содержащий несколько периодов волны; в – развертки вертикальной составляющей скорости ветра для набора указанных высот

Фрагмент факсимиле, содержащий внутреннюю волну, приведен на рис. 2,б. Период колебаний приподнятого слоя в начале фрагмента равен примерно 3,5–4 мин, а размах достигает 250–300 м. К концу эпизода размах составляет 170–200 м при периоде колебаний порядка 3 мин.

В связи с тем что поверка содара по амплитудным характеристикам сигналов в данном пункте наблюдений не проводилась, количественные сведения о структурной характеристике C_T^2 носят лишь оценочный характер. Можно предположить, что ее значение не превосходило в приведенном на рис. 2,б фрагменте ВГВ величины $10^{-4} \text{ К}^2 \cdot \text{м}^{-2/3}$.

Средний горизонтальный ветер на рассматриваемых высотах в период времени от 17 до 18 ч имел относительно небольшие значения – до 4–5 м/с и не обладал четко выраженной периодичностью, связанной с ВГВ. Общее направление движения было с суши на акваторию озера. Периодические колебания направления горизонтального ветра также слабо выражены. В наибольшей степени внутренняя волна проявилась в вертикальной составляющей потока. Распределение w показано на рис. 2,в. В отличие от случая прохождения внутренней волны, представленного на рис. 1, в рассматриваемом эпизоде имеется существенный сдвиг фаз между знаком вертикальной скорости и направлением видимого движения слоя. Эта же закономерность имеет место и для нижележащего тонкого слоя, колеблющегося в диапазоне высот 100–170 м. Такой сдвиг фаз сохранялся до конца эпизода. Подобные сдвиги фаз между колебаниями различных параметров атмосферы при наличии ВГВ подробно анализировались, например, в [5, 7]. Существенная расфазировка колебаний регистрировавшегося содаром слоя с данными микробарографов отмечена в [13].

Следует также отметить, что спектр колебаний вертикальной составляющей потока, приведенных на рис. 2,в, более насыщен гармониками по сравнению с видимым колебанием турбулентного слоя. Возможно, здесь проявилось влияние на поток орографии, поскольку высота гор, окружавших пункт наблюдений, достигала 200–250 м.

Турбулентные поля, генерируемые ВГВ, являются хорошим индикатором возможных нелинейных процессов при их распространении. В частности, содарные записи часто фиксируют перестройку частоты по мере развития событий. Это видно, например, на рис. 2,б в конце эпизода. Вероятно, нелинейность внутренних волн проявляется и в виде генерации турбулентных слоев, колеблющихся практически в противофазе. Содарные записи таких явлений встречаются в литературе довольно редко. В качестве примера можно сослаться на работу [4]. В ней приведена факсимильная запись с четко выраженным противофазным колебанием двух очень тонких слоев. Общий размах колебаний достигал 250–300 м при периоде в несколько минут.

Подобные турбулентные структуры были зафиксированы нами при измерениях на оз. Байкал в 2001 г.

Так, на рис. 3,а приведена факсимильная запись, полученная 12 июля 2001 г. по вертикальному каналу зондирования и демонстрирующая в конце эпизода близкое к противофазному колебание двух тонких слоев. Содар работал при $\tau = 150$ мс. Температура воздуха была около 12 °С, относительная влажность воздуха 98%, температура поверхностного слоя воды составляла примерно 8 °С. В рассматриваемом интервале времени имелась небольшая облачность.

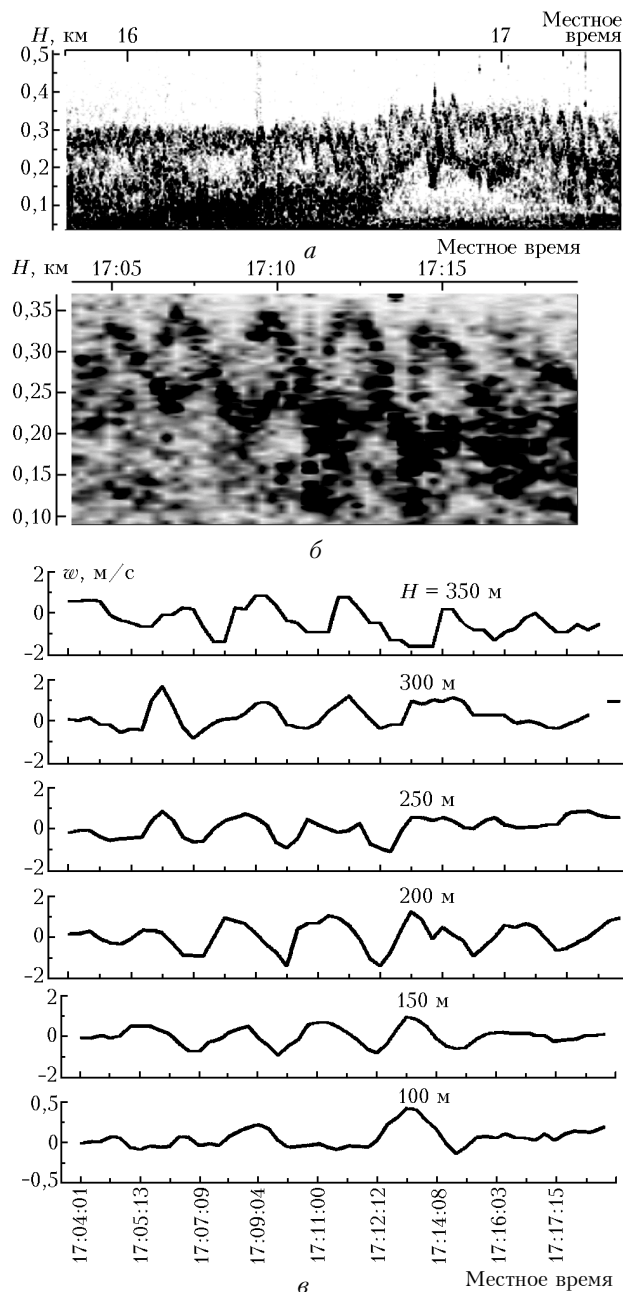


Рис. 3. Результаты измерений 12 июля 2001 г. (побережье оз. Байкал): а – факсимильная запись амплитуды сигнала при зарождении противофазных колебаний слоев температурной турбулентности при прохождении внутренней гравитационной волны; б – фрагмент факсимильной записи, содержащий несколько периодов колебаний; в – развертки вертикальной составляющей скорости ветра для набора указанных высот

На рис. 3,б более детально представлено несколько периодов противофазных колебаний турбулентных слоев. Оценочные значения C_T^2 составляют в них примерно $5 \cdot 10^{-5} - 10^{-4} \text{ К}^2 \cdot \text{м}^{-2/3}$. Следует обратить внимание на генезис подобной структуры. Сначала имелись как бы две независимо существующие области турбулентности – приземная и приподнятая (см. рис. 3,а). Причем средние направления ветра в них заметно отличались: в нижнем слое примерно 220° при скорости 2–4 м/с, а в верхнем – 90° и 4–7 м/с соответственно. В верхнем слое в начале эпизода просматриваются высокочастотные колебания малой амплитуды. Затем размах колебаний увеличивается и происходит вовлечение в колебательный процесс нижележащего слоя. Примерно в 16:40 нижний слой «отрывается» от поверхности и колеблется практически в противофазе с верхним слоем. К сожалению, в 16:47 произошел отказ одного из наклонных каналов зондирования и после этого горизонтальную скорость и направление ветра восстановить не удалось.

Вертикальная составляющая скорости движения среды, измеренная содаром, для нескольких высот показана на рис. 3,в. Временной интервал этого рисунка соответствует фрагменту, представленному на рис. 3,б. Так же как и в рассмотренном ранее эпизоде (см. рис. 2), между знаком вертикальной скорости и видимым смещением турбулентных слоев существует сдвиг фаз. Однако здесь следует сделать замечание о возможной неоднозначности в оценках радиальных – вдоль осей диаграмм направленности антенн – составляющих потока, комбинация которых позволяет получать различные его составляющие. (Вертикальная составляющая непосредственно измеряется одной из трех антенн содара).

Согласно методике, реализованной в содаре «Волна-3», оценка мгновенной скорости производится по максимуму в спектре принятого сигнала [8]. Характерный объем атмосферы на дальности H , который формирует принятый в фиксированный момент времени сигнал, определяется продольным $L = c\tau/2 \approx 25$ м ($c = 330$ м/с, $\tau = 150$ мс) и поперечным $l = 2H \text{ tg}\Omega \approx 0,14H$ (полуширина диаграммы направленности $\Omega \approx 4^\circ$ [9]) размерами. Если вдобавок учесть необходимость использования конечной выборки из N отсчетов для расчета спектра, то продольный размер увеличится еще на величину ΔL . В нашем случае $\Delta L \approx 13$ м. Следовательно, продольный размер области, формирующей спектр сигнала, составит 35–40 м. Поскольку в рассмотренном эпизоде имеют место сложные комбинации движений в ограниченных объемах, то вполне допустим многомодовый характер спектров и доминирование той или иной моды может носить случайный характер. Поэтому и оценки скорости становятся неоднозначны.

Важным фактором, влияющим на спектр сигналов в условиях усложненной структуры турбулентного поля, может оказаться и реальная форма диаграмм направленности антенн. Это обусловлено тем, что в поле зрения боковых лепестков диаграмм (или

периферии основного) могут попасть области атмосферы, обладающие более существенным коэффициентом рассеяния и другими направлениями движения по сравнению с областями, лежащими вдоль осей диаграмм. Следовательно, и спектр сигнала может иметь главный максимум, соответствующий боковому лепестку, а не основному. Эта проблема требует тщательного исследования и построения на его основе корректных аналитических и технических решений.

1. *Шакина Н.П.* Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1990. 310 с.
2. *Beran D.W., Hooke W.H., Clifford S. F.* Acoustic echosounding techniques and their application to gravity-wave, turbulence, and stability studies // *Boundary-Layer Meteorol.* 1973. V. 4. P. 133–153.
3. *Ottersten H., Hardy K.R., and Little C.G.* Radar and sodar probing of waves and turbulence in statistically stable clear-air layers // *Boundary-Layer Meteorol.* 1973. V. 4. P. 48–89.
4. *Hall F.F.* Acoustic remote sensing of temperature and velocity Structure in the atmosphere / Ed. A.G. Kjellas // *Stat. Meth. and Instru. in Geophys.* Oslo: Teknologisk Forlag, 1971. P. 167–180.
5. *Finnigan F.F.* Kinetic energy transfer between internal gravity waves and turbulence // *J. Atmos. Sci.* 1988. V. 45. N 3. P. 486–505.
6. *Einaudi F. and Finnigan J.J.* Wave-turbulence dynamics in the stably stratified boundary layer // *J. Atmos. Sci.* 1993. V. 50. N 13. P. 1841–1864.
7. *Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К.* Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1989. 264 с.
8. *Гладких В.А., Макиенко А.Э., Федоров В.А.* Акустический доплеровский локатор «Волна-3» // *Оптика атмосф. и океана.* 1999. Т. 12. № 5. С.437–444.
9. *Гладких В.А., Одинцов С.Л.* Калибровка содара «Волна-3» // *Оптика атмосф. и океана.* 2001. Т. 14. № 12. С. 1145–1148.
10. *Nezvorova I.V., Odintsov S.L., Fedorov V.A.* Some methodological aspects of sodar measurements of structural characteristic of temperature pulsation // *Proc 10th Int Symp. Acoust. Rem. Sens. Auckland, 2000.* P. 312–315.
11. *Odintsov S. L.* Anaysis of microstructure of short-period internal gravity waves // *Proc 11th Int. Symp. Acoust. Rem. Sens. Rome, 2002.* P. 271–274.
12. *Odintsov S. L., Gladkikh V. A., Nezvorova I. V.* Results of acoustic sounding of planetary boundary layer on coast of Baikal Lake // *Proc 11th Int. Symp. Acoust. Rem. Sens. Rome, 2002.* P. 393–396.
13. *Anderson P. S.* Comparison of internal gravity wave events recorded by sodar and microbarograph over an Antarctic ice shelf // *Proc 8th Int. Symp. Acoust. Rem. Sens. M., 1996.* P. 7.7–7.11.

S.L. Odintsov. **Peculiarities of motion of the bottom atmospheric layer at passage of internal gravitational waves.**

Based on sodar data, the paper exemplifies the complex structure of the turbulent field in the atmospheric boundary layer during passage of internal gravitational waves. The speeds of vertical and horizontal air motions are compared with height oscillations of thin layers with the increased turbulence coefficient.