

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ АНИЗОТРОПИИ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

### Введение

Как известно, термодинамические процессы в атмосфере Земли играют существенную роль в рассеянии примесей в атмосфере, влияют на условия распространения радиоволн, определяют погодные условия и другое. Однако эти процессы в настоящее время изучены недостаточно полно. Так, например, весьма ограничены сведения, касающиеся влияния температурной стратификации на термодинамические процессы в атмосфере, в частности влияние температурной стратификации на флуктуации параметров атмосферы. В ряде случаев имеющиеся сведения по этому вопросу противоречивы. Так, например, согласно гипотезе [1] в температурно-стратифицированной среде для инерционного интервала спектры пульсации всех величин должны подчиняться закону степени  $2/3$  и, следовательно, пульсации этого диапазона спектра должны быть изотропны. Согласно другой гипотезе [2] в температурно-стратифицированной среде все флуктуации плотности – как крупномасштабные, так и мелкомасштабные, должны испытывать воздействие архимедовых сил и поэтому вертикальное направление будет выделенным для компонент турбулентности любых масштабов. Немногочисленные экспериментальные данные по этому вопросу также противоречивы [3, 4].

В результате многолетних измерений неоднородной структуры атмосферы в пограничном атмосферном слое (ПАС), проводившихся с 1984 г. в ПНИЛ зондирования атмосферы ХТУРЭ с помощью акустического зондирования [5-7], а также ранее выполненных измерений с помощью радиолокации ионизованных метеорных следов для высот около 95 км в ПНИЛ радиотехники [8, 9, 10], накоплен обширный материал экспериментальных данных по неоднородной структуре атмосферы.

Анализ полученных данных позволил выявить ряд новых закономерностей и тенденций, касающихся структуры атмосферных неоднородностей. В частности, было установлено [5], что для архимедовой области, где явно проявляется анизотропия для турбулентных движений, показатель степени структурной функции поля скоростей изменяется в зависимости от угла, под которым измеряется структурная функция, принимая значения  $\sim 2,0$  для вертикального направления и около  $2/3$  для горизонтального направления. На основании одновременно измеренных структурных функций для ряда параметров атмосферы (флуктуаций скорости ветра, коэффициента диффузии и др.) подтверждена гипотеза Ламли [11] о том, что флуктуации всех параметров атмосферы, имеющие турбулентную природу, подчиняются тем же закономерностям, которые характерны для пульсаций скорости ветра [12]. Получен ряд других новых сведений, касающихся анизотропии атмосферных процессов. В частности, с помощью акустического зондирования ПАС получены экспериментальные данные, свидетельствующие о существовании сильной анизотропии температурных неоднородностей, размеры которых относятся к инерционной подобласти спектра и согласно гипотезе Обухова должны быть изотропны. В результате радиолокации ионизованных метеорных следов получены экспериментальные данные, свидетельствующие о загадочной анизотропии параметров ионизованного метеорного следа, связанных с хаотической скоростью молекул и длиной свободного пробега [13].

Разработана методика определения анизотропии неоднородностей различных масштабов: от максимальных до минимальных [5].

Разработан способ определения типа температурной стратификации по измеряемой анизотропии температурных неоднородностей [14].

В результате акустического зондирования ПАС нами получены экспериментальные данные, свидетельствующие о существовании в ПАС сильной анизотропии температурных неоднородностей, имеющих размеры  $\sim 8$  и 17 см, которые согласно гипотезе Обухова должны быть изотропны.

Поскольку вопрос анизотропии неоднородностей таких размеров является принципиальным, то для того чтобы как можно полнее исключить влияние методических эффектов, мы в своих оценках анизотропии температурных неоднородностей старались применять многосторонний подход.

В настоящей статье мы представляем дополнительные экспериментальные данные по оценке анизотропии температурных неоднородностей, полученные в результате применения двух новых методик, причем, экспериментальные данные получены в существенно отличающихся местных условиях. В частности, в статье представлены результаты оценки анизотропии по новой методике [15], позволяющей исключить влияние высотной зависимости интенсивности температурных неоднородностей на оценку величины коэффициента анизотропии ( $K_a$ ), а также представлены данные оценки ве-

личины  $K_a$  по результатам измерения высоты слоя перемешивания ( $H$ ), причем, эти, последние данные, получены для новых местных условий (в г. Одессе, на берегу Черного моря).

Производится сравнение полученных нами новых данных с данными, полученными нами ранее, а также с данными других авторов.

### 1. Методика

Поскольку нас интересует анизотропия параметров атмосферы, связанная с температурной стратификацией атмосферы, которая, как известно, проявляется при вертикальных перемещениях, то суть методики определения анизотропии параметров атмосферы в общем сводится к определению величины того или иного измеряемого параметра атмосферы при зондировании атмосферы в вертикальном направлении и под некоторым углом  $\alpha$  от вертикали, в одном или нескольких направлениях [5]. А затем на основании полученных таким образом данных определяется коэффициент анизотропии  $K_a$

как  $K_a = \frac{A_1}{A_2}$ , где  $A_1$  – в случае количественных оценок величины  $K_a$  [5] есть величина параметра не-

однородности, измеренная в горизонтальном направлении, а величина  $A_2$  – величина этого же параметра, измеренная в вертикальном направлении, либо, при качественных оценках величины  $K_a$ ,  $A_1$  – есть величина параметра, измеренная под углом  $\alpha$  от вертикали, а  $A_2$  – величина параметра неоднородности, измеренная в вертикальном направлении.

Представленные здесь результаты оценки коэффициента анизотропии температурных неоднородностей получены по второй методике, т.е. получены при зондировании атмосферы в двух направлениях: в вертикальном и под некоторым углом  $\alpha$  от вертикали. Однако в отличие от ранее выполненных нами оценок коэффициента анизотропии интенсивности температурных неоднородностей при получении представленных здесь результатов использовалась новая, более точная методика оценки коэффициента анизотропии [15]. Суть этой методики состоит в том, что при вычислении коэффициента анизотропии  $K_a$  сравнение измеренных величин производится не при одинаковой дальности до рассеивающего объема, как это делалось ранее [5], а при одинаковой высоте. Этим исключалось влияние высотной зависимости исследуемого параметра на точность оценки коэффициента анизотропии  $K_a$ . Производилось акустическое зондирование атмосферы в моностатическом режиме (когда приемная и передающая антенны совмещены на местности) в вертикальном направлении и под некоторым углом  $\alpha$  от вертикали. Для каждого направления регистрировался высотный профиль амплитуды акустического эхо-сигнала  $A_r$  (точнее, зависимость величины  $A_r$  от дальности  $R$ ) на бумажную ленту с помощью быстродействующего самописца для каждого излученного пакета акустических волн. Затем полученные таким образом зависимости  $A_r=f(R)$  приводились к общей высоте, т.е. для каждого значения  $h$  полученного высотного профиля при вертикальном зондировании соответствующее ему значение  $R$  на зависимости  $A_r=f(R)$ , полученном при наклонном зондировании, находилось как  $R = \frac{h}{\cos \alpha}$ .

В этом случае сравнение величин  $A_r$ , полученных для различных углов зондирования, будет производиться при одинаковой высоте. Для того чтобы скомпенсировать затухание амплитуд эхо-сигналов, связанное в этом случае с различием дальностей до рассеивающего объема ( $h \neq R$ ), амплитуда эхо-сигнала  $A_r$ , принятого при наклонном зондировании, увеличивалось в  $\frac{1}{\cos \alpha}$  раз. При этом исходилось из того, что амплитуда акустического эхо-сигнала при моностатическом зондировании определяется [16] выражением

$$A_r \sim \frac{C_T}{RT} L^{-1}, \quad (1)$$

где  $C_T$  – структурная характеристика температурных неоднородностей, размеры которых  $l$  определяются соотношением  $l \sim \lambda/2$  (здесь  $\lambda$  – длина излучаемой звуковой волны);  $R$  – дальность до рассеивающего звук объема атмосферы;  $T$  – температура воздуха в рассеивающем объеме;  $L$  – ослабление акустического сигнала, связанное с различными видами затухания звуковой волны (молекулярным, классическим и другими видами).

Как следует из теоретических оценок [16] и некоторых экспериментальных данных, ослабление акустической волны в атмосфере за счет различного вида затуханий  $L$  для небольших высот (<300 м)

незначительно по сравнению с уменьшением сигнала за счет дальности и им можно пренебречь. В наших экспериментах использовались небольшие высоты в основном <200 м. Следовательно, амплитуда акустического эхо-сигнала  $A_r$  в этом случае будет определяться в основном двумя параметрами:  $C_T$  и  $R$ , а при одинаковой дальности ( $R$ ) значение  $A_r$  определяется только величиной  $C_T$ . Поскольку величина  $C_T$  характеризует интенсивность температурных неоднородностей, имеющих размеры  $l \sim \lambda/2$  и рассеивающих звуковые волны длиной  $\lambda$ , то значит, зондируя один и тот же объем атмосферы под различными углами  $\alpha$ , мы сможем по величине амплитуды акустического эхо-сигнала определить анизотропию интенсивности температурной неоднородности, рассеивающей акустическую волну.

## 2. Результаты

2.1. Результаты оценки анизотропии температурных неоднородностей по измеренным высотным профилям амплитуды акустического эхо-сигнала в двух направлениях: в вертикальном и под некоторым углом  $\alpha$  от вертикали.

Используя описанную выше методику, позволяющую исключить влияние высотной зависимости интенсивности температурных пульсаций на измеряемую величину коэффициента анизотропии, нами была произведена оценка коэффициента анизотропии интенсивности температурных неоднородностей по профилям амплитуды акустического эхо-сигнала  $A_r = f(h)$ ,  $A_r = f(R)$ , полученным одновременно для вертикального направления ( $\alpha = 0^\circ$ ) и под некоторым углом  $\alpha$  от вертикали ( $\alpha = 30^\circ$ ). Измерения зависимостей  $A_r = f(h)$ ,  $A_r = f(R)$  проводились путем регистрации для каждого излученного пакета акустических волн амплитуды акустического эхо-сигнала в зависимости от времени на бумажную ленту с помощью быстродействующего самописца. Направление антенны менялось поочередно каждые 3 минуты. В эксперименте использовался акустический локатор со следующими техническими характеристиками: частота зондирования  $\sim 2$  кГц, излучаемая мощность (электрическая) в импульсе  $\sim 100$  Вт, ширина полосы пропускания частот приемника  $\sim 100$  Гц, длительность излучаемого импульса  $\sim 70$  мс, антенна приемно-передающе-параболическая с диаметром зеркала  $\sim 2$  м, период повторения звуковых посылок 2 сек. Измерения проводились в окрестностях г. Харькова.

Поскольку измерения велись только в двух направлениях, производилась качественная оценка коэффициента анизотропии как  $K_a = \frac{A_{r1}}{A_{r2}}$ , где  $A_{r1}$  – амплитуда акустического эхо-сигнала для угла зондирования  $\alpha = 30^\circ$ , а  $A_{r2}$  – амплитуда акустического эхо-сигнала для вертикального направления.

Как показали результаты обработки полученных таким образом данных, величина  $K_a$  существенно изменяется во времени и с высотой, имея среднее значение порядка  $2 \div 3$ . В качестве иллюстрации на рис. 1 и 2 представлены высотные профили величины  $A_r$  для двух углов зондирования ( $\alpha = 0^\circ$ ,  $\alpha = 30^\circ$ ), полученные 28.10.1988 для различного времени суток: на рис. 1 для  $10^{30}-10^{35}$ , на рис. 2 для  $12^{05}-12^{10}$ . Время местное. Представленные на рисунках высотные профили получены путем усреднения за трехминутный интервал зондирования для каждого направления мгновенных профилей, т.е. полученных для каждого излученного пакета акустических волн.

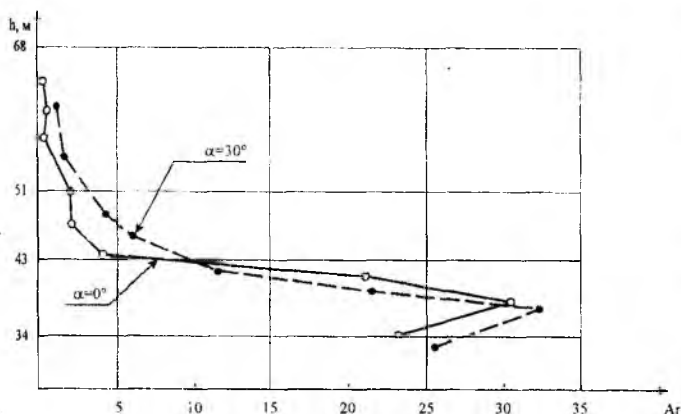


Рис. 1

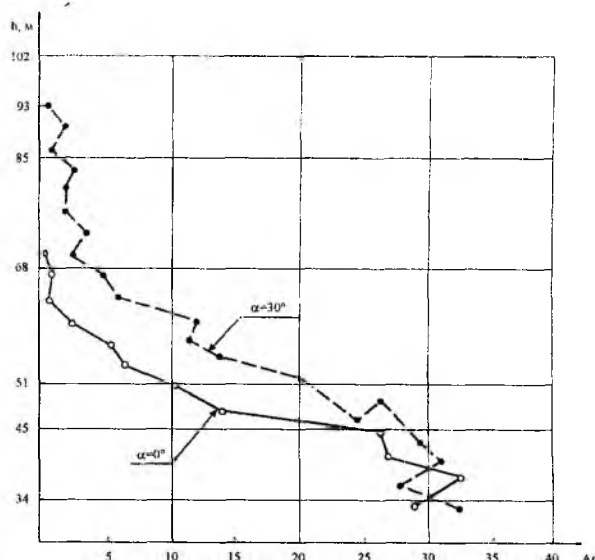


Рис. 2

Эти же высотные профили представлены на рис. 3 и 4, но приведенные к одной высоте по представленной выше методике, т.е. для каждого значения величины  $h$  вертикального зондирования соответствующее этой величине  $h$  значение дальности  $R$  для наклонного зондирования находилось как

$$R = \frac{h}{\cos \alpha},$$

а амплитуда для наклонного зондирования  $A_r$ , соответствующее этому значению  $R$ , увеличивалось в

$\frac{1}{\cos \alpha}$  раз для компенсации затухания амплитуды  $A_r$ , связанного с различием расстояний  $h$  и  $R$  (на всех рисунках  $A_r$  представлена в условных единицах).

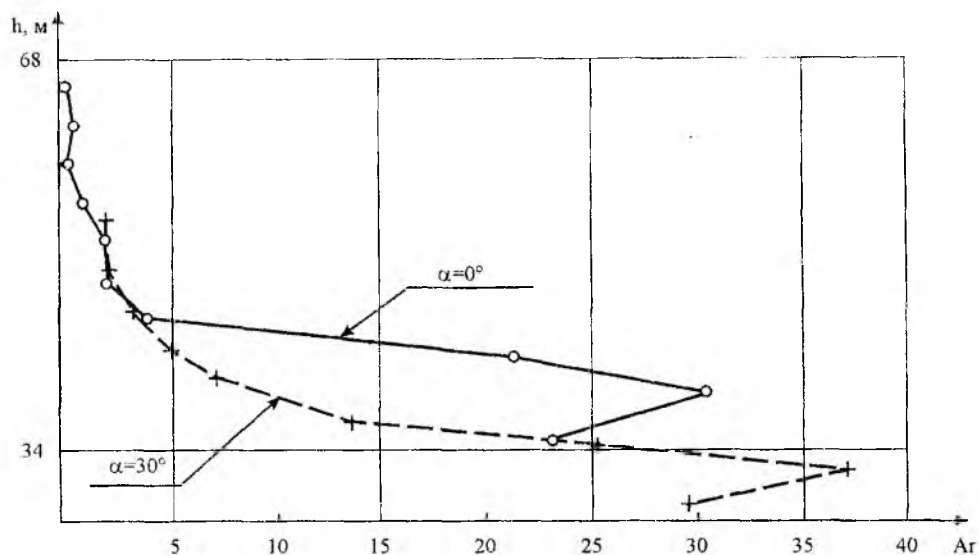


Рис. 3

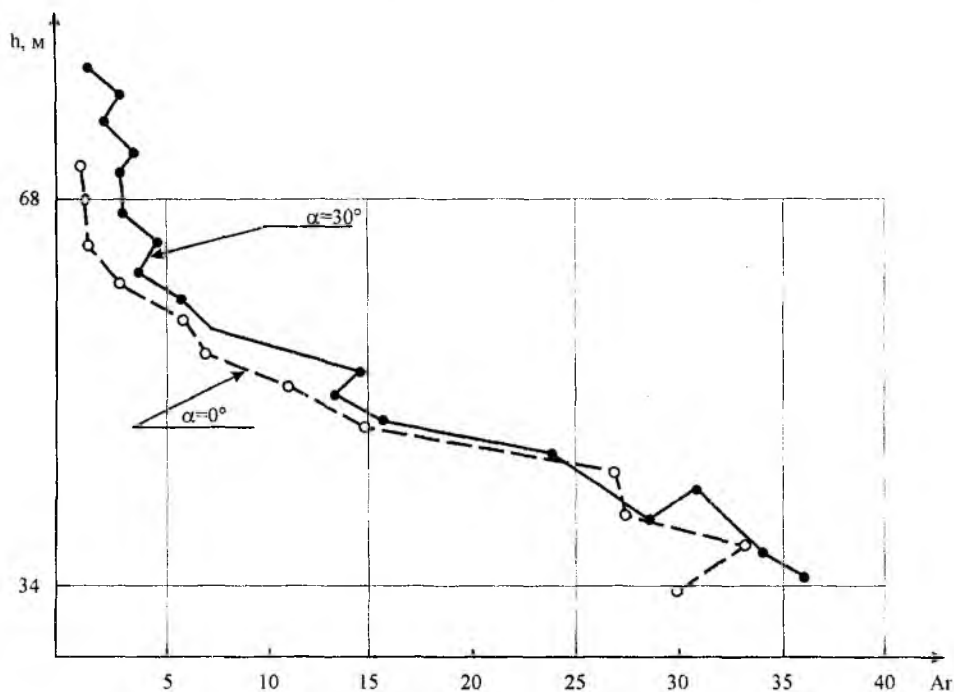


Рис. 4

Как следует из представленных рисунков, приведенные высотные профили  $A_r$ , полученные для двух различных углов зондирования, существенно отличаются друг от друга. Так, для зондирования в утренние часы ( $10^{30}$ - $10^{35}$ ) величина  $A_r$  для вертикального направления на высоте 45-34 м больше, чем для зондирования под углом  $\alpha$ , а выше этого уровня величина  $A_r$  для обоих углов зондирования примерно одинаковая. Величина  $K_a$ , найденная из этих графиков, для высот 43-34 м в среднем составляет  $\sim 3,0$ .

На рис. 4 мы наблюдали несколько иную картину. Здесь для высот ниже 43 м высотные профили  $A_r$ , полученные для вертикального зондирования и для зондирования под углом  $\alpha = 30^\circ$ , примерно совпадают, а выше этого уровня величина  $A_r$  для наклонного зондирования оказалась больше, чем для вертикального. Причем, наблюдается тенденция увеличения этого различия с высотой. Найденная из графиков рис. 4 высотная зависимость величины  $K_a$ , представлена на рис. 5. Из этого рисунка следует, что величина  $K_a$  заметно растет с высотой.

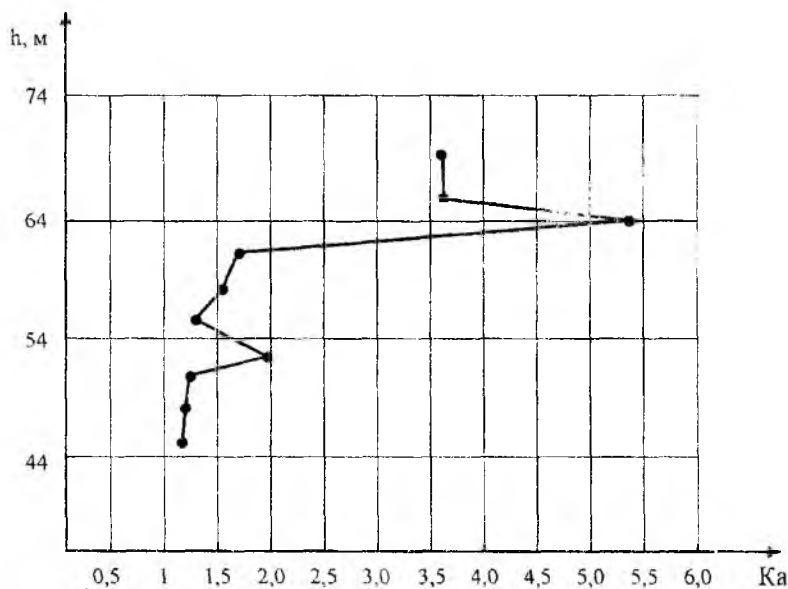


Рис. 5

Как показали наши исследования, соотношения амплитуд эхо-сигналов, наблюдаемых одновременно для двух углов зондирования  $\alpha$ , существенно изменяются в течение суток и в зависимости от погодных условий. В качестве иллюстрации на рис. 6 представлены мгновенные, т.е. полученные для каждого излученного пакета звуковых волн, высотные профили амплитуды эхо-сигнала  $A_r$ , полученные 7.06.1986 для двух направлений зондирования: а – для вертикального, б – для угла зондирования  $\alpha = 30^\circ$  в различное время суток. Регистрации для двух направлений получены после каждого излучения, разнесенного по времени на 1÷2 минуты.

Как следует из рис. 6, соотношение амплитуд эхо-сигналов, наблюдаемых одновременно для двух углов зондирования на одних и тех же высотах, существенно меняется во времени. Так, например, для утренних часов,  $\sim 7^{30}$  местного времени, величина  $A_r$  при вертикальном зондировании на максимальной высоте больше, чем при зондировании под углом  $\alpha = 8^\circ$ . В полдень ( $\sim 12^{00}$  м.в.) соотношение амплитуд для обоих направлений примерно одинаковое, а в вечерние часы ( $\sim 22^{00}$ ) величина  $A_r$  для зондирования под углом  $\alpha = 30^\circ$  значительно больше, чем для вертикального зондирования, причем, здесь значительно расширился диапазон высот, для которых наблюдаются эхо-сигналы. Наблюдаемую картину на представленном рисунке, видимо, можно объяснить, допустив, что эти изменения соотношений величин  $A_r$  для двух углов зондирования со временем связаны с изменением температурной стратификации атмосферы в течение времени суток. Так, в утренние часы ( $\sim 7^{30}$ ) стратификация могла быть устойчивой, а наблюдаемые температурные неоднородности были вытянуты в горизонтальной плоскости, в полдень ( $\sim 12^{00}$ ) – безразличной, а в вечерние часы ( $\sim 22^{00}$ ) – неустойчивой, и температурные неоднородности в это время могли быть вытянуты в вертикальной плоскости.

Итак, представленные здесь результаты оценки величины  $K_a$ , полученные на основании регистрации мгновенных профилей величины  $A_r$ , при зондировании в двух различных по углу места направлениях, свидетельствуют о том, что величина  $A_r$ , приведенная к одной высоте, существенно меняется со временем и с высотой, а средняя величина коэффициента анизотропии  $K_a$ , найденная по этим данным, составляет порядка 2÷3. Обращает на себя внимание тот факт, что сравнение высотных профилей величины  $A_r$ , полученных одновременно для двух углов зондирования и приведенных к одной высоте, т.е. когда было устранено влияние высотной зависимости интенсивности температурных неоднородностей, с теми же графиками, но не приведенными к одной высоте, свидетельствует о существовании различия между ними. А это значит, что неучет высотной зависимости  $A_r$  будет при-

водить к существенным ошибкам в оценке величины  $K_a$ , хотя, однако, и не искажает общую картину анизотропии настолько, чтобы изменился знак коэффициента анизотропии  $K_a$ . Это позволяет заключить, что полученные нами ранее данные по оценке величины  $K_a$  [5, 6, 7] без учета высотной зависимости  $A_r$ , хотя являются менее точными, однако несут объективную информацию в смысле качественной оценки анизотропии этих неоднородностей.

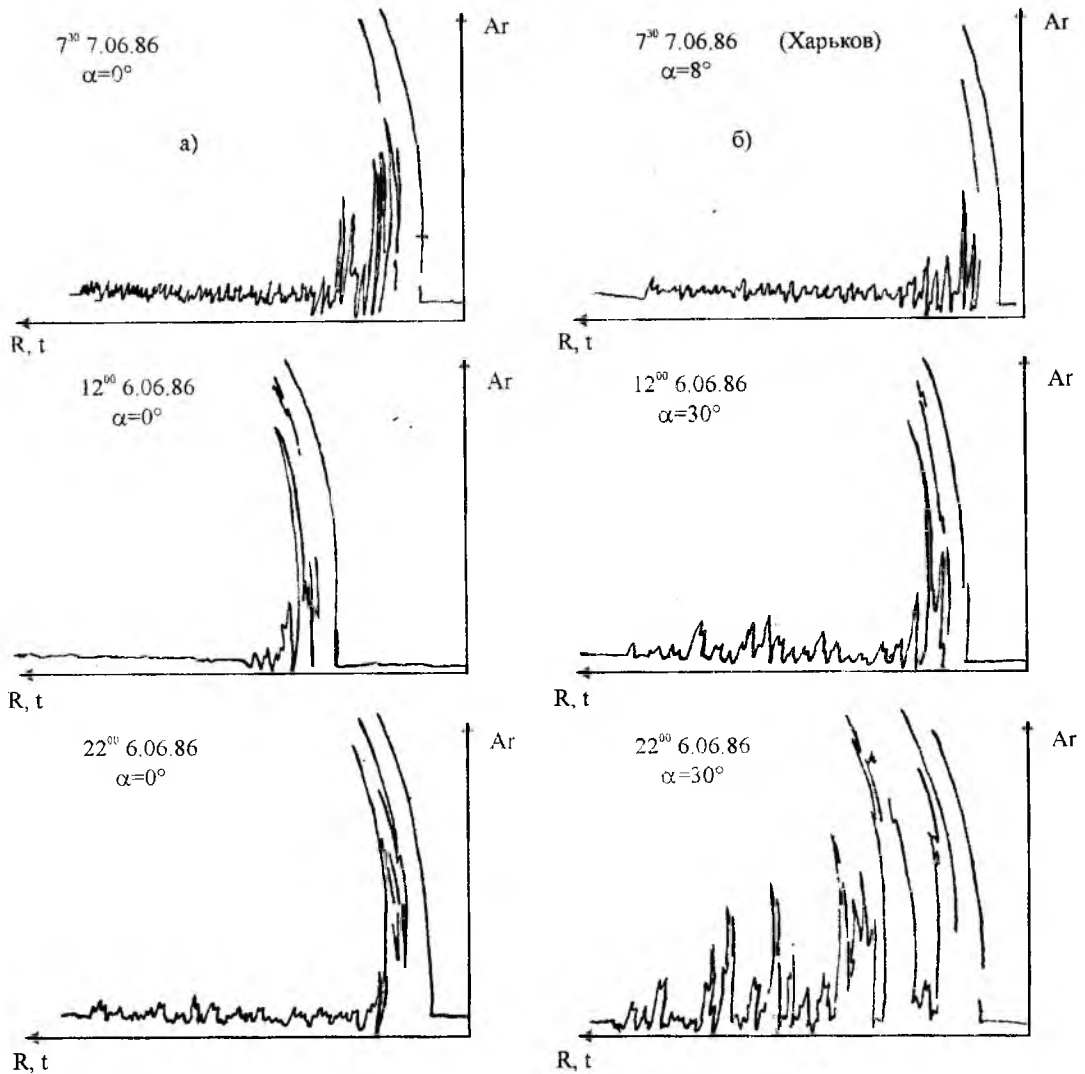


Рис. 6

## 2.2. Оценка анизотропии температурных неоднородностей на основании измерений высоты слоя перемешивания $H$ .

Как известно [17], с помощью факсимильной регистрации амплитуды акустического эхо-сигнала можно определять высоту слоя перемешивания  $H$ . Под высотой слоя перемешивания в этом случае понимается область высот, где присутствуют температурные неоднородности, рассеивающие акустические волны. Верхняя граница высоты этой области, с которой еще будут наблюдаться акустические эхо-сигналы, и будет являться высотой слоя перемешивания  $H$  от поверхности Земли. Выше этой границы интенсивность температурных неоднородностей мала, и при заданном пороге чувствительности приемника акустического локатора мы не будем наблюдать рассеянных от этих неоднородностей акустических эхо-сигналов, либо выше этого уровня  $H$  температурные неоднородности полностью отсутствуют.

Высота слоя перемешивания  $H$  в основном определяется температурной стратификацией атмосферы. В этом случае, если, например, для безразличной стратификации температурные неоднородности, рассеивающие акустические волны, будут изотропны, то при зондировании при различных углах  $\alpha$  высота слоя перемешивания  $H$  не будет меняться, т.к. интенсивность рассеяния акустического эхо-сигнала в этом случае не будет зависеть от угла зондирования  $\alpha$ . Высота слоя перемешивания

в этом случае может несколько возрасти за счет того, что наклонная дальность увеличится в  $\frac{1}{\cos \alpha}$  раз по сравнению с вертикальной дальностью (или высотой).

Для неустойчивой стратификации температурные неоднородности будут вытянуты в вертикальном направлении и при наклонном зондировании интенсивность рассеяния ими акустических волн возрастет, и это приведет к увеличению высоты, на которой будут наблюдаться эхо-сигналы, т.е. это приведет к увеличению высоты слоя перемешивания по сравнению с вертикальным зондированием.

В случае устойчивой стратификации температурные неоднородности будут вытянуты в горизонтальном направлении и интенсивность рассеяния ими акустических волн в вертикальном направлении будет больше, чем в горизонтальном. Следовательно, при вертикальном зондировании высота слоя перемешивания  $H$  возрастет по сравнению с горизонтальным.

На рис. 7 представлены факсимильные регистрации амплитуды акустического эхо-сигнала, полученные нами при моностатическом зондировании для двух углов зондирования: а – для вертикального, б – под углом  $\alpha=30^\circ$  от вертикали. Данные получены на берегу Черного моря в окрестности г. Одессы 23.11.1989 для различного времени суток: 1 – для 12<sup>55</sup>-13<sup>55</sup> и 2 – для 16<sup>50</sup>-17<sup>20</sup>. Результаты получены на акустическом локаторе, который имел следующие технические данные: частота зондирования  $\sim 2$  кГц, длительность излучаемого импульса  $\tau=70$  мс, ширина полосы пропускания частот приемника  $\sim 100$  Гц, период повторения звуковых посылок 2 сек, антенна параболическая, диаметр параболоида 1,2 м, излучаемая мощность (электрическая)  $\sim 200$  Вт.

Высота слоя перемешивания, как известно [17], на факсимильных регистрациях определяется как область высот, до которых простирается сплошное затенение, а это значит, что это есть область высот, на которых наблюдается акустический сигнал. Таким образом, определяя ширину затененной части на факсимильной регистрации, мы определим высоту слоя перемешивания  $H$ .

Как следует из рис. 7, высота слоя перемешивания  $H$  (на рисунке это область высот, где наблюдается акустический эхо-сигнал, и она является более темной) существенно изменяется в зависимости от угла зондирования  $\alpha$ , причем, не одинаково в различное время суток. Так, если в период 12<sup>55</sup>-13<sup>55</sup> для вертикального зондирования высота слоя перемешивания  $H$  меньше, чем для зондирования под углом  $\alpha = 30^\circ$ , то в период наблюдения 16<sup>50</sup>-17<sup>20</sup> для вертикального зондирования высота слоя перемешивания  $H$  больше, чем для зондирования под углом  $\alpha = 30^\circ$ . В обоих случаях эти отношения изменения высоты слоя перемешивания  $H$ , точнее дальности, до которой простирается затенение, в зависимости от угла  $\alpha$  в среднем составляют порядка – 1,5÷2,0 раза. Наблюдаемые неодинаковые изменения высоты слоя перемешивания  $H$  в зависимости от угла зондирования для разного времени суток можно объяснить, если допустить, что в наблюдаемое различное время суток была различная температурная стратификация. Так, если допустить, что в период наблюдения 12<sup>55</sup>-13<sup>55</sup> была неустойчивая стратификация, то в этом случае температурные неоднородности были вытянуты в вертикальном направлении, и интенсивность рассеяния ими акустических волн в вертикальном направлении была меньше, чем при наклонном зондировании. Если в период наблюдения 16<sup>50</sup>-17<sup>20</sup> существовала устойчивая температурная стратификация, то температурные неоднородности были вытянуты в горизонтальном направлении и, следовательно, интенсивность рассеяния ими акустических волн в горизонтальном направлении была меньше, чем в вертикальном, что и наблюдается на рис. 7.

Здесь следует обратить внимание на тот факт, что при наклонном зондировании дальность до рассеивающего объема неоднородностей при одинаковой его высоте возрастет в  $\frac{1}{\cos \alpha}$  раз. Однако эти изменения не будут зависеть от типа температурной стратификации и увеличение наклонной дальности при зондировании под углом  $\alpha$  возрастет не более, чем в  $\frac{1}{\cos \alpha}$  раза (в нашем случае это будет 1,15 раза); тогда как наблюдаемые изменения величины  $H$  составляют  $\sim 1,5$ -2 раза.

Итак, на основании анализа представленных на рис. 7 факсимильных записей акустического эхо-сигнала, полученных для двух различных углов зондирования  $\alpha$  ( $\alpha = 0^\circ$  и  $\alpha = 30^\circ$ ), можно сделать вывод о том, что наблюдаемые на них изменения высоты слоя перемешивания  $H$  в зависимости от угла зондирования  $\alpha$  можно объяснить существованием анизотропии температурных неоднородностей, рассеивающих акустические волны, которая изменяется в зависимости от температурной стратификации. Эти данные получены в других условиях (на берегу моря) и на другой аппаратуре, чем данные, полученные нами по

высотным профилям, рассмотренным выше. Однако и эти, и те данные убедительно свидетельствуют о существовании в ПАС сильной анизотропии температурных неоднородностей, имеющих размеры ~8 см.

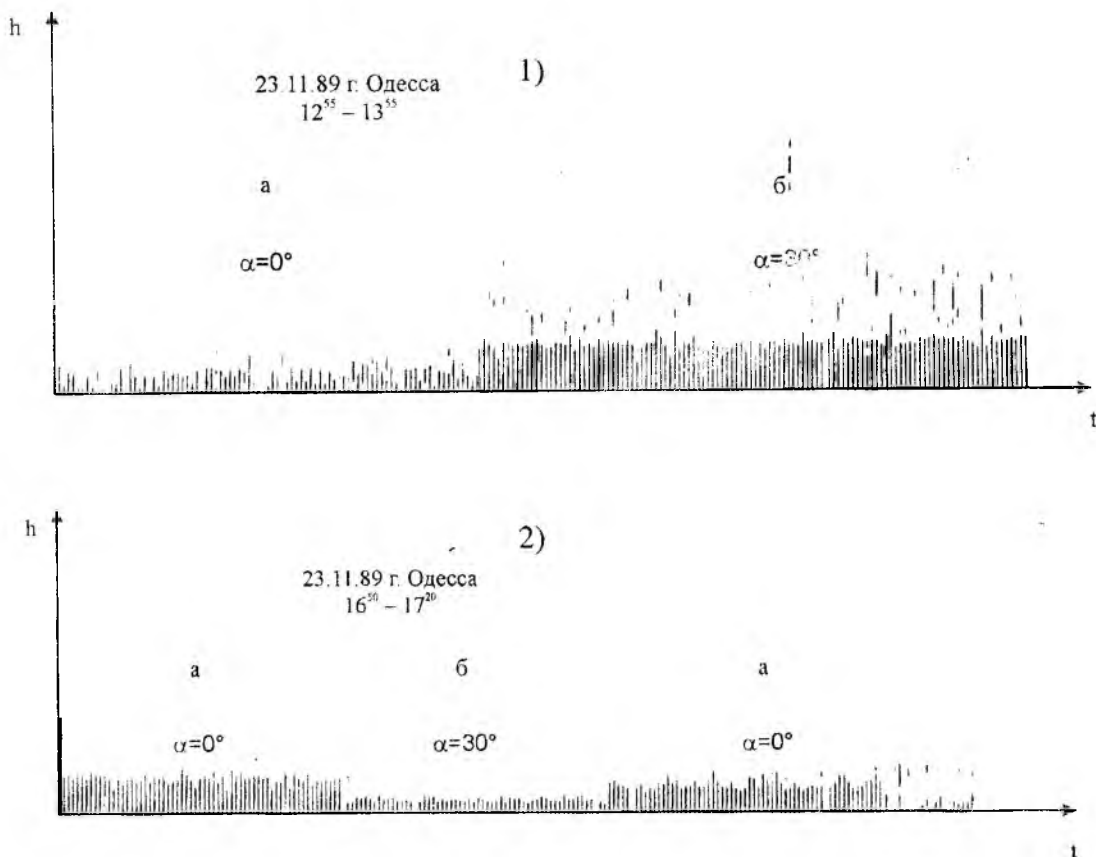


Рис. 7

#### 4. Обсуждение результатов

Сравним представленные здесь данные с некоторыми данными других исследований, представленными в литературе.

Сначала сравним с нашими данными, полученными ранее без учета высотных изменений исследуемых параметров, однако полученными для нескольких параметров атмосферы одновременно.

В таблице 1 представлены результаты оценки анизотропии, полученные нами ранее [5, 7] одновременно для величин  $A_r$ ,  $\sigma$  и  $C_T$ . Здесь  $A_r$  — среднеарифметическое значение измеренных амплитуд эхо-сигналов за временной измерительный интервал для углов  $\alpha = 0^\circ$  и  $\alpha = 55^\circ$ ;  $\sigma$  — среднеквадратичное значение флуктуаций величины  $A_r$  за временной измерительный интервал для углов  $\alpha = 0^\circ$  и  $\alpha = 55^\circ$ ;  $C_T$  — структурная характеристика флуктуаций величины  $A_r$  для углов  $\alpha = 0^\circ$  и  $\alpha = 55^\circ$ . Причем, величина  $C_T$  для каждого направления определялась из выражения  $C_T^2 \Delta r^2 B = \overline{(A_{r1} - A_{r2})^2}$  при  $\Delta r = 10$  м (здесь  $A_{r1}$ ,  $A_{r2}$  — пульсационные значения этих величин в точках  $r_1$  и  $r_2$ ).  $K_a$  — коэффициент анизотропии, определяемый как отношение измеряемого параметра при угле  $\alpha = 0^\circ$  к его значению, найденному для угла  $\alpha = 55^\circ$ .

Таблица 1

Дата и время эксперимента	Измеряемый параметр	Величина параметра		$K_a$	Высота зондирования
		$\alpha_1=0^\circ$	$\alpha_2=55^\circ$		
24.04.86 11 <sup>20</sup>	$A_r$	6,7	1,93	3,4	60-120 м
	$\sigma$	7,1	3,3	1,8	
	$C_T$	7,5	5,3	1,4	
14.05.86 10 <sup>30</sup>	$A_r$	3,66	1,1	3,3	60-120 м
	$\sigma$	2,65	1,33	2,0	
	$C_T$	7,2	2,8	2,5	

В табл. 1 представлены данные, полученные в двух экспериментах, проводившихся 24.04.86 и 14.05.86.

Как следует из табл. 1, в обоих экспериментах для всех параметров найденная величина  $K_a$  существенно отличается от единицы, что свидетельствует о сильной анизотропии этих параметров. Причем, хотя величина  $K$  для структурной функции характеризует неоднородности порядка 10 м, величина  $K$ , найденная для флуктуаций  $A_r$ , характеризует неоднородности несколько меньших размеров, а величина  $K$ , найденная для средних значений  $A_r$ , характеризует неоднородности, размеры которых равны  $\sim 8$  см, однако все значения  $K$  имеют близкую величину, а для неоднородностей, размеры которых составляют  $\sim 8$  см, величина  $K$  оказалась даже значительно больше остальных значений  $K$ .

В таблице 2 представлены результаты оценки коэффициента анизотропии для величин  $A_r$  и  $W$ , где  $A_r$  – среднеарифметическое значение величин  $A_r$  за измерительный интервал  $\tau = 3$  мин;  $W$  – среднеквадратичное значение флуктуаций радиальной стороны ветра. Коэффициенты  $K_{A_r}$  и  $K_W$  получены для двух высотных интервалов  $\sim 34$  м и 51 м по результатам акустического зондирования 2.06.1999 в  $10^{20}$  по местному времени в двух направлениях: при  $\alpha = 0^\circ$  и  $\alpha = 20^\circ$ . Измерения проводились на акустическом локаторе на частоте 1 кГц (наблюдались температурные неоднородности  $\sim 17$  см).

Таблица 2

Дата и время эксперимента	Измеряемый параметр	Величина параметра		$K_a$	Высота зондирования
		$\alpha_1=0^\circ$	$\alpha_2=20^\circ$		
2.06.99 $10^{20}$	$A_r$	417	550,5	0,76	34 м
	$W$	699,0	448,0	1,56	
$10^{20}$	$A_r$	193,3	457,2	0,47	51 м
	$W$	1026,0	869,4	1,18	

Как следует из табл. 2, наблюдаются одновременные изменения коэффициента анизотропии для двух различных параметров атмосферы: для пульсаций скорости ветра  $W$  и для температурных пульсаций. Поскольку величина  $K_W$  оказалась больше единицы, то, согласно [18], измерения можно отнести к неустойчивой стратификации, а в этом случае температурные неоднородности будут вытянуты в вертикальном направлении, что мы и наблюдали (т.к.  $K_{A_r}$  меньше единицы).

Таким образом, все полученные нами данные по оценке анизотропии свидетельствуют о существовании сильной анизотропии температурных неоднородностей, имеющих размеры 17 и 8 см.

Поскольку измерения коэффициентов анизотропии проводились на аппаратуре с различными техническими параметрами, на различных частотах зондирования (1 и 2 кГц), на различной местности и при различных погодных условиях, наблюдаемый эффект сильной анизотропии температурных неоднородностей, имеющих размеры  $\sim 8$  и 17 см, нельзя отнести к аппаратному эффекту или эффекту местности и поэтому можно считать реально существующим эффектом.

Сравним полученные нами данные с данными других авторов.

В работе [4] представлены данные одновременных измерений  $C_n^2$  (здесь  $C_n$  – структурная характеристика флуктуаций показателя преломления звуковой волны) с помощью содара, установленного у основания метеовышки, и базисных измерений  $C_T^2$  с помощью двух разнесенных в горизонтальном направлении быстродействующих термометров с горизонтальной базой  $\sim 1$  м, установленных на метеовышке на высоте 80 м. Сравнивались одновременно измеренные на одной высоте величины  $C_n^2$  и  $C_T^2$ , и определялась величина  $M = C_n^2 / C_T^2$ . Величина  $M$  согласно данным [4] изменяется в зависимости от температурной стратификации атмосферы, причем, для устойчивой стратификации величина  $M > 1$ , для неустойчивой –  $M < 1$ , а для безразличной –  $M = 1$ . Величина  $M$  изменяется в пределах  $0,3 \div 4$ . Полученные данные, видимо, можно отнести к температурным неоднородностям, размеры которых составляют  $\sim 1$  м.

На рис. 8 представлена зависимость средней мощности радиолокационного сигнала, принятого при обратном рассеянии от анизотропных неоднородностей, от угла зондирования  $\gamma$  (угол  $\gamma$  есть угол между вертикалью и направлением зондирования). Рисунок взят из работы [19]. Зондирование производилось на длине волны 6,5 м, высота зондирования  $\sim 17$  км.

Как следует из рис. 8, величина мощности  $P$  существенно изменяется в зависимости от угла  $\gamma$ . Так, при отклонении от вертикали всего на  $4^\circ$  мощность рассеянного сигнала падает в несколько раз, что может указывать на существование сильной анизотропии неоднородностей, рассеивающих радиоволны, т.е. неоднородностей  $\sim 3$  м.

Таким образом, полученные нами данные, свидетельствующие о существовании анизотропии температурных неоднородностей, размеры которых относятся к инерционной подобласти спектра, удовлетворительно согласуются с имеющимися в литературе экспериментальными данными и с гипотезой [2].

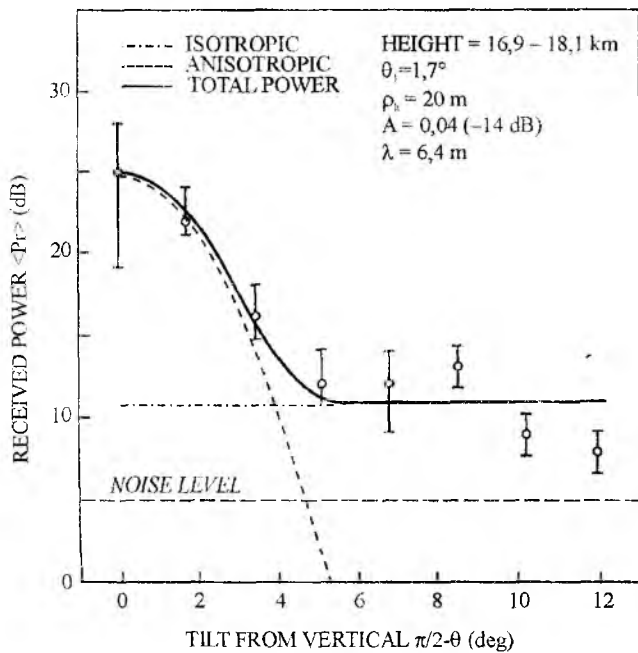


Рис. 8

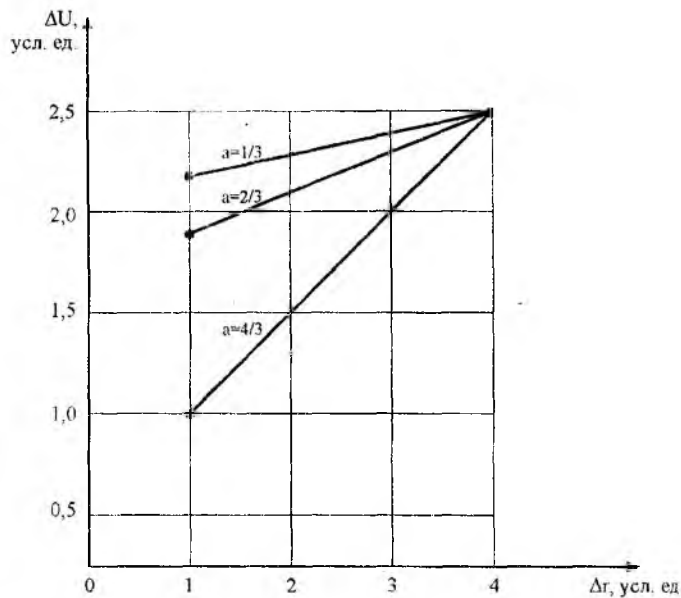


Рис. 9

Неожиданным здесь и новым является наличие столь сильной анизотропии неоднородностей таких размеров. Ведь установилось мнение о том, что анизотропия с уменьшением размеров неоднородностей должна уменьшаться и в инерционной подобласти должна исчезнуть [1].

Наблюдаемую в наших экспериментах столь сильную анизотропию температурных неоднородностей, имеющих размеры  $8 \div 17$  см, и заведомо относящихся к инерционной подобласти спектра, можно объяснить, если допустить, для наглядности идеализированное, предположение о том, что вертикальные пульсации существуют изолированно от горизонтальных и между ними нет энергообмена или есть, но незначительный. В этом случае для горизонтальных пульсаций, поскольку на них не действуют архимедовы силы (архимедовы силы проявляются только при вертикальных перемещениях), для рассматриваемых размеров неоднородностей при каскадной передаче энергии от более крупных размеров к неоднородностям меньших размеров согласно [1] должен выполняться закон степени  $2/3$ . В то же время для вертикальных пульсаций, на которые действуют архимедовы силы, закон степени  $2/3$  не будет выполняться. Причем, для них, для случая устойчивой стратификации, когда происходит потеря энергии на работу против архимедовых сил, показатель степени структурной функции " $a$ " будет отличаться от закона степени  $2/3$  в большую сторону, для неустойчивой стратификации, когда наблюдается приток энергии, показатель степени структурной функции " $a$ " будет отличаться от  $2/3$  в меньшую сторону. Сказанное здесь наглядно представлено на рис. 9, где изображены три структурные функции, имеющие показатели степени  $a = 2/3$ ,  $a > 2/3$  и  $a < 2/3$ , вернее, здесь представлены не сами структурные функции, а корень квадратный из структурной функции, что прямо характеризует величину пульсационной скорости для различных значений  $a$ . Функции приведены к одной исходной величине для одного и того же значения  $\Delta r$ . Из рис. 9 следует, что для случая устойчивой стратификации, когда  $a > 2/3$ , с уменьшением размера неоднородности различие между величиной вертикальных пульсаций (здесь структурная функция с показателем степени  $a = 2/3$  представляет горизонтальную составляющую, а две других – вертикальные пульсации) и величиной горизонтальных пульсаций с уменьшением размера неоднородностей растет, и, следовательно, с умень-

шением размера неоднородностей будет расти анизотропия неоднородностей (отношение величины горизонтальной пульсации к величине вертикальной пульсации).

Для неустойчивой стратификации (когда  $a < 2/3$ ) с уменьшением размера неоднородности различие между величиной вертикальных пульсаций и величиной горизонтальных пульсаций будет также расти, и, следовательно, будет расти анизотропия неоднородностей с уменьшением размера неоднородностей. Конечно, допустив для наглядности идеализированное предположение о том, что вертикальные пульсации существуют изолированно от горизонтальных и что между ними нет энергообмена, мы допустили не реальный случай. На самом деле между ними существует достаточно интенсивный энергообмен. Однако поскольку действие архимедовых сил проявляется на неоднородностях всех размеров, то это обстоятельство может привести к тому, что закон степени  $2/3$  структурной функции для вертикальных пульсаций будет существенно искажаться и отличаться от степени  $2/3$  в ту или иную сторону.

Таким образом, на основании приведенных выше рассуждений можно высказать гипотезу о том, что в температурно-стратифицированной атмосфере анизотропия температурных неоднородностей с уменьшением размера неоднородностей должна расти.

С высказанной гипотезой в удовлетворительном согласии находятся экспериментальные данные [5], где на основании полученных для различных углов зондирования  $\alpha$  структурных функций поля скоростей найдена зависимость показателя степени структурной функции “ $a$ ” от угла  $\alpha$ . Экстраполяция полученной зависимости “ $a$ ” =  $f(\alpha)$  к горизонтальному направлению приводит к величине “ $a$ ”  $\approx 2/3$ , а к вертикальному направлению – дает величину “ $a$ ”  $\approx 2,0$ . Данные [5] получены для устойчивой стратификации. Эти данные являются первым подтверждением высказанной гипотезы.

В дальнейшем предполагается высказанную гипотезу проверить по данным акустического зондирования атмосферы.

**Список литературы:** 1. *Обухов А.М.* Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 413 с. 2. *Монин А.С.* О влиянии температурной стратификации среды на турбулентность // В кн. Труды междунар. коллоквиума “Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн”. М.: Наука. С. 113-119. 3. *Mongolsley T.J., Agimakopulos D.H., Labas G.G., Gaynor J.* A quantive comparison on horizontal and vertical acoustic sounding with ingitu measurements // *Boundary layer meteorology*. 1985, V. 33. P. 85-100. 0006-8314/85/15, 1985 by D. Reidel Publishing Company. 4. *Chen Jen Juon, Li Shinning, Ju Naiping*, 1984, V.8, №2, P. 153. 5. Результаты оценки анизотропии параметров атмосферы дистанционным зондированием / *Делов И.А.*; ХИРЭ, Харьков, 1987. 18 с. Рус. Деп. в Укр НИИНТИ 04.05.87 № 1354-УК-87. 6. *Delov I.A., Babkin S.I., Proshkin E.G.* To the question concerning the unisotropy of the atmospheric boundary layer // *Proc. 4th International symposium on Tropospheric Profiling: Needs and Technologies*. 1998. V.1, P.P. 76-78, September 21-25, 1998, Snoumass, Colorado, USA. 7. *Delov I.A., Babkin S.I., Proshkin E.G.* The regults of atmospheric unisotropy parameters estimation in boundary layer by remote acoustic sounding // *Proc. 10th International symposium on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans*. Auckland, 2000. P. 278-280. 8. *Делов И.А.* Исследование нерегулярных движений в метеорной зоне верхней атмосферы радиолокационным методом базисных наблюдений метеорных следов: Дис... канд. техн. наук. Харьков, 1967. 190 с. 9. *Делов И.А.* Аппаратура и методика исследований нерегулярных движений в метеорной зоне // Результаты исследований по международным геофизическим проектам “Исследование метеоров”. М.: Наука, 1965. С.133-140. 10. Структура атмосферы на высоте 95-110 км по данным радионаблюдений метеорных следов. / *Делов И.А.*; ХИРЭ, Харьков, 1984. 20 с. Библиогр. 18 назв. Рук. Деп. в Укр НИИНТИ 15.07.84, № 1237-УК-84. 11. *Ламли Дж., Пановский Г.* Структура атмосферной турбулентности: Пер. с англ. М.: Мир, 1966. 98 с. 12. *Делов И.А.* Причины флуктуаций эффективной линейной плотности метеорных следов // Изв. АН СССР. Геомагнетизм и аэрономия. 1977. Т.17. С.762-764. 13. *Делов И.А.* Анизотропия параметров ионизованного метеорного следа, связанных с молекулярными процессами в атмосфере // Изв. АН СССР. Геомагнетизм и аэрономия. 1966. Т.26, №2. С.265-268. 14. *Делов И.А., Слитченко М.И.* Спосіб дистанційного визначення типу температурної стратифікації атмосфери за допомогою акустичного зондування атмосфери // Заявка №2001085539 від 03.08.2001. 15. *Делов И.А., Слитченко М.И.* Спосіб дистанційного виміру анізотропії інтенсивності і температурних пульсацій атмосфери за допомогою акустичного зондування // Заявка №2001085535 від 03.08.2001. 16. *Калистратова М.А., Кон А.И.* Радиоакустичное зондирование атмосферы. М: Наука, 1985. 197 с. 17. *Красненко Н.П.* Акустическое зондирование атмосферы. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1986. 166 с. 18. *Hand H.* Acoustic sounder data as meteorological input in dispersion estimates. “Air-pollut Modeling and Appl”. Pra 13th Int Techn. Meet., He des Embilz., 14-17 Sept., 1982. NewYork, London, 1984. P. 425-437. Dvecuss, 438 (anri). 19. *Röttger J., Czechowsky P. and Schmidt G.* First low-power VHF radar observations of tropospheric, stratospheric and mesospheric winds and turbulence at the Arecibo Observatory, *J.Atmos. Terr. Phys.*, V.43, 1981. P.789-800.