

А.И. Бородулин

ИЗМЕРЕНИЕ ТЕНЗОРА КОЭФФИЦИЕНТОВ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ В АТМОСФЕРЕ И ЕГО НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА

Представлены результаты измерений коэффициентов турбулентной диффузии в приземном слое атмосферы. Экспериментальные данные подтверждают гипотезу об их пропорциональности соответствующим компонентам тензора вязких напряжений. Обнаружены значительные, вопреки общепринятому мнению, отклонения главных осей тензора от традиционно задаваемой системы координат. Обсуждается эффект скачкообразного изменения положения главной оси тензора коэффициентов диффузии в вертикальной плоскости при некотором критическом значении градиентного числа Ричардсона.

При решении ряда задач оптики атмосферы следует учитывать взаимодействие излучения с аэрозольной компонентой атмосферы. Ввиду того что распространение аэрозолей происходит в турбулентной атмосфере, их концентрация в заданной точке пространства подвержена значительным изменениям. Поэтому необходимо количественное описание подобных процессов.

Для моделирования распространения аэрозолей в пограничном слое атмосферы используют полуэмпирическое уравнение турбулентной диффузии [1]. В последнее, помимо полей среднего значения компонент скорости ветра \bar{U}_i , входит тензор коэффициентов турбулентной диффузии K_{ij} , где индексы i и j обозначают x , y и z оси системы координат. Гипотеза о пропорциональности K_{ij} соответствующим компонентам тензора вязких напряжений Рейнольдса [2] имеет вид

$$K_{ij} = C_\varphi \frac{b^2}{\varepsilon} \overline{\hat{U}_i \hat{U}_j} = C_\varphi \frac{b^2}{\varepsilon} \tau_{ij}, \quad (1)$$

где C_φ – константа; b^2 – кинетическая энергия турбулентности; ε – скорость ее диссипации; \hat{U}_i – компоненты пульсаций скорости ветра; τ_{ij} – компоненты тензора напряжений. Черта сверху означает усреднение по статистическому ансамблю. Если от усреднения по ансамблю перейти к скользящему усреднению по времени с периодом T , много большим характерного эйлерова временного масштаба пульсаций скорости ветра τ^E , то можно приближенно считать справедливой эргодическую теорему и оба способа усреднения эквивалентными [1, 3].

Константу C_φ обычно задают равной 0,13 [4]. Ряд экспериментов с использованием аэродинамических труб косвенно подтверждает гипотезу (1) [2]. Данные об экспериментальном обосновании гипотезы (1) для атмосферного пограничного слоя нам неизвестны.

Для обоснования (1) в качестве независимого метода измерения K_{ij} мы выбрали «рекурсивный» метод, предложенный и использованный Галкиным для измерения K_{ij} в водах озера Байкал [5, 6]. Выпишем выражение для определения K_{ij} [5]:

$$K_{ij} = \frac{1}{2(T - \tau^E)} \int_t^{T - \tau^E} \left[\hat{U}_i(t + \tau) \int_t^{T - \tau^E} \hat{U}_j(\xi) d\xi + \hat{U}_j(t + \tau) \int_t^{T - \tau^E} \hat{U}_i(\xi) d\xi \right] dt. \quad (2)$$

Таким образом, для проверки гипотезы (1) с использованием (2) необходимо иметь реализации пульсаций компонент скорости ветра \hat{U}_i длительностью T и знать характерный временной масштаб τ^E .

Измерения проводились на площадках, расположенных в Новосибирской и Томской областях. По своим орографическим характеристикам они приближенно удовлетворяли ограничениям, присущим теории подобия приземного слоя атмосферы. Для измерений рядов мгновенных значений скорости ветра и значений температуры использовались трехкоординатный акустический анемометр и измеритель температуры на основе проволочного термометра сопротивления [3].

Основные характеристики применявшейся аппаратуры были согласованы с ограничениями, накладываемыми на полуэмпирический подход к описанию турбулентной диффузии: длительность выборок мгновенных значений 10^3 с; число отсчетов в каждой 10^3 , погрешность измерения средних значений скорости ветра и температуры 0,02 м/с и 0,03°C, мгновенных значений скорости ветра и температуры 0,2 м/с и 0,2 °C соответственно (эти погрешности обеспечивали измерение вторых моментов с ошибкой менее 5%) [3].

Полученные выборки мгновенных значений записывались на магнитные носители и обрабатывались на персональной ЭВМ в лабораторных условиях. При этом данные о скорости ветра приводились в систему координат, где ось x расположена в направлении среднего значения скорости ветра, что принято в теории подобия приземного слоя атмосферы. Остальные вычисления проводились в соответствии с соотношениями (1) и (2).

Оценка τ^E по моменту первого зануления автокорреляционной функции пульсаций скорости ветра обоснована в [5]. Эта процедура достаточно громоздка, и поэтому в рутинных экспериментах на основании обобщения результатов первой серии измерений использовалось соотношение типа [7] $\tau^E = (45 \pm 8) z (\bar{U}_i)^{-1}$, где τ^E берется в секундах, высота z в метрах, а среднее значение скорости ветра \bar{U}_i в метрах в секунду.

Рассмотрим некоторые результаты измерений. В первом эксперименте (Новосибирская область) датчики двух комплектов аппаратуры находились на высоте 2 м и на расстоянии не более 2 м друг от друга. В течение эксперимента модуль скорости ветра уменьшался от 2,7 до 1,7 м/с. При этом его вектор в пределах 30° монотонно «доворачивал» в направлении на север. Стратификация атмосферы определялась турбулентным потоком тепла, колебавшимся от -16 до -26 Вт/м². При этом скорость трения U_* плавно уменьшалась от 0,3 до 0,16 м/с. Полученные значения компонент K_{ii} приведены в таблице, из которой видно, что первый и второй приборы дают практически одинаковые значения K_{ii} . Данные также позволяют оценить достигнутую точность измерений. В течение эксперимента величина K_{ii} значительно уменьшалась. Это, очевидно, объясняется ослаблением турбулентного перемешивания при наступлении ночного времени суток.

Теперь рассмотрим данные эксперимента, проводившегося на базе Томского полигона ИОА СО РАН, в котором датчики были расположены на высоте 12 м над недавно вспаханном полем. Эксперимент проводился весной во время резкого потепления, которому предшествовал длительный холодный период. Измерения проводились с 14 до 23 ч местного времени. Среднее значение температуры в начале эксперимента росло от 15 до 18 °C, а затем после 18 ч понижалось до 13 °C. С 14 до 18 ч турбулентный поток тепла колебался от -20 до -140 Вт/м². При этом с 16 до 17 ч он принимал положительное значение порядка 50 Вт/м². Это соответствовало появлению облачности, закрывшей солнце и приведшей к кратковременному наступлению слабой инверсии. После 19 ч поток тепла довольно резко приблизился к значению -5 Вт/м² и затем практически не изменялся до конца эксперимента. Скорость ветра была в начале эксперимента порядка 6 м/с и понизилась к его окончанию до 1 м/с.

Местное время, ч: мин	Коэффициент K_{xx} , м ² /с		Коэффициент K_{yy} , м ² /с		Коэффициент K_{zz} , м ² /с	
	1	2	1	2	1	2
21:00	2,60	2,81	0,52	0,48	0,13	0,17
21:20	2,15	1,92	0,22	0,12	0,16	0,09
21:40	0,39	0,40	0,13	0,12	0,10	0,08
22:00	0,29	0,24	0,05	0,06	0,08	0,06
22:20	1,19	1,41	0,63	0,74	0,04	0,03
22:40	0,76	0,79	0,25	0,25	0,03	0,04
23:00	0,32	0,37	0,09	0,07	0,05	0,05
23:20	0,21	0,19	0,06	0,05	0,04	0,04
23:40	0,17	0,14	0,06	0,04	0,03	0,04
24:00	0,22	0,20	0,07	0,05	0,04	0,06
00:20	1,66	1,45	0,15	0,08	0,04	0,03
00:40	0,47	0,31	0,14	0,12	0,04	0,02
01:00	0,98	0,86	0,06	0,05	0,02	0,04

Полученные значения K_{ij} представлены на рис. 1. Видно, что коэффициенты K_{ij} в течение периода измерений претерпевали значительные колебания, что хорошо согласуется и коррелируется с наблюдавшимся изменением турбулентных потоков тепла и импульса. Видно также, что с уменьшением интенсивности атмосферной турбулентности произошло уменьшение их значений.

Обращают на себя внимание довольно большие абсолютные величины недиагональных компонент K_{ij} , что должно приводить к отклонению главных осей тензора коэффициентов турбулентной диффузии от традиционной для теории подобия приземного слоя атмосферы системы координат.

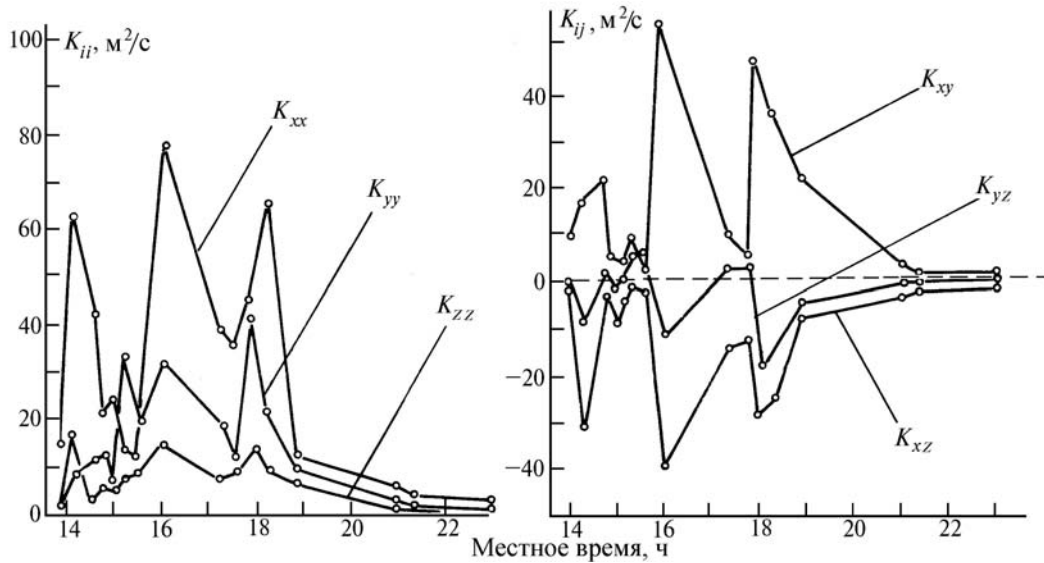


Рис. 1. Пример зависимости измеренных коэффициентов турбулентной диффузии от времени

Выражая ϵ через соотношение Колмогорова [1] и привлекая результаты теории подобия для оценки коэффициентов турбулентного обмена [1], вместо (1) получаем

$$K_{ij} = C_\varphi U_* z \tau_{ij} / [C_k b \varphi(z/L)], \quad (3)$$

где $C_k = 0,046$ – константа Колмогорова; φ – универсальная функция теории подобия; L – масштаб Молина–Обухова [1].

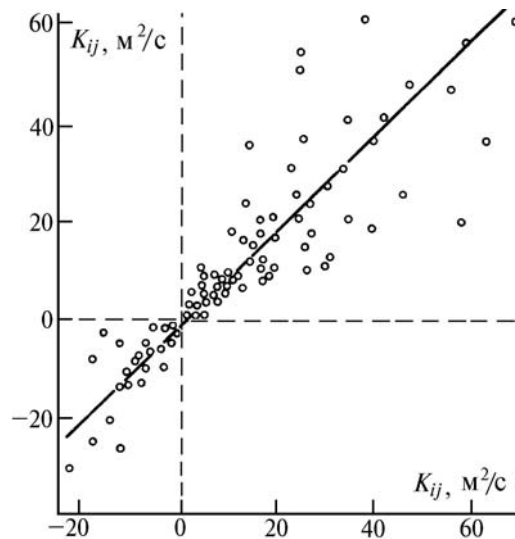


Рис. 2. Результат проверки гипотезы (1): K_{ij} , m^2/c , измеренные согласно (2), K_{ij} , m^2/c , рассчитанные по (1) и (3). Сплошная линия – результат линейной регрессии данных

Пример проверки предположения (1) с учетом формулы (3) приведен на рис. 2. По оси ординат отложены вычисленные по соотношению (2) величины K_{ij} , а по оси абсцисс K_{ij} – рассчитанные по выражению (3) на основании найденных рядов мгновенных значений и выводов теории подобия приземного слоя атмосферы. Разброс точек типичен для данных, получаемых в

рамках теории подобия приземного слоя атмосферы. Линейная регрессия полученных результатов приводит к значению $C_\varphi = 0,12$. Таким образом, на основании проведенных экспериментов гипотеза (1) подтверждается и в натуральных условиях.

Рассмотрим вопрос о соответствии главных осей измеренного тензора коэффициентов турбулентной диффузии системе координат, расположенной так, как это принято в теории подобия приземного слоя атмосферы. После приведения тензора к диагональному виду были определены углы между выбранной и традиционно задаваемой в теории приземного слоя атмосферы системами координат. Угол отклонения главной оси тензора K_{ij} в вертикальной плоскости получился в среднем около 15° , а в горизонтальной изменялся в пределах $\pm 40^\circ$.

Причина поворота главной оси тензора K_{ij} в вертикальной плоскости в соответствии с гипотезой (1), очевидно, связана с наличием турбулентного потока импульса по вертикали. Теоретические оценки угла отклонения в вертикальной плоскости с учетом (1) и типичных для приземного слоя атмосферы данных о характеристиках турбулентных пульсаций приводят к значению угла поворота порядка 18° [3]. Отклонения главной оси в горизонтальной плоскости указывают на наличие корреляций между x и y компонентами пульсаций скорости ветра. Обычно недиагональными компонентами тензора K_{ij} пренебрегают [1]. Мы же убеждаемся, что в реальной атмосфере они велики и, очевидно, способны заметно повлиять на результат решения полуэмпирического уравнения.

Полученные результаты позволяют сделать некоторые весьма интересные выводы. Рассмотрим реальный пограничный слой атмосферы и в качестве оценок величин, находящихся в правой части (1), примем упрощенные, но весьма близкие к реальным, оценки турбулентных потоков, напряжений и других необходимых параметров на основании алгебраической модели [8, 2]. С помощью этой модели все необходимые для моделирования турбулентности пограничного слоя атмосферы величины выражаются через универсальные функции, зависящие только от градиентного числа Ричардсона Ri , характеризующего степень термической устойчивости атмосферы. Число Ричардсона является доступным при моделировании процесса турбулентной диффузии, поскольку для нахождения компонент среднего значения скорости ветра приходится решать полную систему уравнений динамики турбулентного пограничного слоя атмосферы, включающую уравнения для \bar{U}_i , потенциальной температуры, влажности воздуха и других параметров. Вследствие этого на основании (1) нетрудно получить выражения для K_{ij} как функции числа Ричардсона Ri и вычислить угол поворота главной оси тензора K_{ij} в вертикальной плоскости φ_0 . Выкладки приводят к выражению

$$\varphi_0 = 1/2 \arctg [2K_{xz}/(K_{xx} - K_{zz})] .$$

Оказывается, что согласно алгебраической модели в пограничном слое атмосферы при $Ri = -0,37$ угол φ_0 меняется скачкообразно на 90° . В этот момент K_{xx} сравнивается с K_{zz} . Для приземного слоя скачок угла поворота главной оси тензора происходит при значении безразмерного параметра устойчивости $z/L = -3,04$. Мы видим также, что скачкообразное изменение угла наклона главной оси тензора K_{ij} происходит только при неустойчивой стратификации атмосферы и меняет знак с минуса на плюс при усилении неустойчивости.

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Ч. 1. М.: Наука, 1965. 720 с.
2. Роди В. // Методы расчета турбулентных течений. М.: Мир, 1984. С. 227–322.
3. Бородулин А.И., Майстренко Г.М., Чалдин Б.М. // Статистическое описание распространения аэрозолей в атмосфере. Метод и приложения. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1992. 124 с.
4. Gibson M.M., Launder V.E. // J. Fluid Mech. 1978. V. 86. P. 491.
5. Галкин Л.М., Корнейчук А.И. // Динамика эколого-экономических систем. Новосибирск: Наука, 1982. С. 18–31.
6. Галкин Л.М. // Самоочищение и диффузия внутренних водоемов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 27–31.
7. Le Dimet F.X., Rosset R. // J. Rech Atmos. 1978. V. 1. N 5. P. 35–44.
8. Теверовский Е.Н., Дмитриев Е.С. Перенос аэрозольных частиц турбулентными потоками. М.: Энергоатомиздат, 1988. 160 с.

ГНЦ ВБ «Вектор», НИИ аэриобиологии,
Новосибирская область

Поступила в редакцию
26 января 1996 г.

A . I . B o r o d u l i n . Measuring of Turbulent Diffusion Coefficients Tensor in Atmosphere and Some Its Characteristics.

The paper presents the results of turbulent diffusion coefficients measuring in the atmospheric boundary layer. Experimental data prove the hypothesis on their proportionality to the corresponding components of the Reynolds stress tensor. Considerable deviations, in spite of general opinion, of the tensor's main axes from the traditionally set coordinate system have been revealed. The effect of a jump-like change of the main axis position of the diffusion coefficients tensor in the vertical plane at some critical value of the Richardson gradient number is discussed.