

Вестник МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 3 — 1967

УДК 532.517

А. А. СПЕРАНСКАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ГРАДИЕНТА ПЛОТНОСТИ НА ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ВОДОЕМА

На материале натурных наблюдений показано влияние устойчивости водных масс пресного водоема на интенсивности вертикальной и продольной составляющих пульсаций скорости течения, на анизотропию пульсаций скорости и масштаб турбулентности. Получено удовлетворительное совпадение расчетных значений величины $\sqrt{w'^2}$ с непосредственно измеренными.

Одной из специфических черт турбулентных потоков в природных водоемах является наличие поля неоднородной плотности.

С целью инструментального исследования влияния градиента плотности на турбулентность были организованы наблюдения за микропульсациями скорости и температуры и градиентные наблюдения за средней скоростью и средней температурой потока в деятельном слое пресного водоема, где поле плотности полностью определяется полем температуры.

Исследования проводились на Учинском водохранилище Московской области. Это пресный малопроточный отстойный водоем удлиненной формы со средней скоростью течения, не превышающей 1 см/сек. Преобладающие ветры направлены вдоль водохранилища. Скорость течения в поверхностных слоях водохранилища достигает 6—10 см/сек. Работы проводились в августе — сентябре 1960 г. Период осеннего выхолаживания позволил наблюдать турбулентный поток в условиях безразличной стратификации температуры, положительной и отрицательной устойчивости.

Измерения проводились с понтона, установленного на четырех якорях в точке водохранилища, достаточно удаленной от берегов, где глубина достигала 20 м. Исследовался материал, полученный в штилевую погоду, что позволило исключить влияние волнения на интенсивность турбулентности. В процессе исследований на различных горизонтах деятельного слоя водоема синхронно определялись средняя скорость и вертикальный градиент средней скорости течения, средняя температура и вертикальный градиент средней температуры, вертикальная и продольная составляющие пульсаций скорости и пульсации температуры.

Измерительная аппаратура для определения средней скорости течения и средней температуры воды состояла из гидрометрических бес-

контактных вертушек и термометров сопротивления [1, 2, 3]. Для измерения продольной и вертикальной составляющих пульсаций скорости потока и пульсаций температуры воды применялись турбулиметры [2, 3, 4]. Чувствительность термогидрометра турбулиметра достигала 0,1—0,05 мм/сек на миллиметр шкалы выходного прибора. Постоянная времени датчиков пульсаций скорости и температуры — 0,02 сек.

Чувствительные насадки турбулиметра, скомпонованные в одном приборе с общим хвостовым оперением, опускались в водоем на стальном тросе с помощью лебедки Кузнецова. Трос перекидывался через блок, укрепленный на конце четырехметровой горизонтальной металлической стрелы. Опорная часть стрелы была выполнена в виде кронштейна и могла крепиться у любого борта понтона. Стрела свободно вращалась вокруг вертикальной оси и в зависимости от направления ветра устанавливалась так, чтобы датчики турбулиметра находились в набегающем потоке перед понтоном. Кабель от датчиков шел параллельно тросу и у конца стрелы поддерживался специальным крюком. Гидрометрическая вертушка, смонтированная вместе с термометром сопротивления, опускалась в водоем с другой выносной стрелы со стороны набегающего на понтон потока на небольшом расстоянии (~1 м) от датчиков турбулиметра. Регистрирующая и измерительная аппаратура размещалась в будке, находившейся в центре понтона.

Исследования микроструктуры скорости и температуры в водоеме проводились в различных гидрологических условиях. Последние характеризовались величиной критерия устойчивости водных масс, который, как известно, имеет вид

$$E^* = \frac{g}{\rho} \frac{\frac{d\bar{\rho}}{dz}}{\left(\frac{d\bar{u}}{dz}\right)^2}, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, ρ — плотность воды, z — вертикальная координата, $\bar{u}$ — средняя скорость течения. В период наблюдений величина E^* изменялась от -2,34 до +69,6.

Измерения проводились на суточных станциях (по 4—6 серий в сутки) на горизонтах 0, 10, 25, 50, 100, 200, 500 и 700 см. Продолжительность отдельных записей микропульсаций скорости и температуры составляла 10 минут. В качестве регистрирующего прибора использовался шлейфовый осциллограф ПОБ-12.

Интенсивность турбулентности, корреляционные функции и другие статистические характеристики пульсаций скорости и температуры определялись методом обработки полученных осциллограмм на механическом корреляторе системы НИИ-5.

Ниже приведены материалы суточных станций от 22—28 сентября 1960 г., позволившие исследовать поведение отдельных характеристик

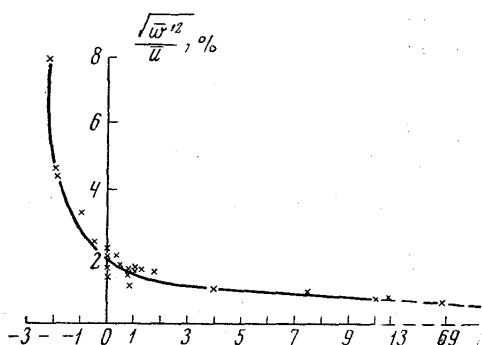


Рис. 1. Зависимость относительной интенсивности вертикальной составляющей пульсаций скорости $\left(\frac{\sqrt{w'^2}}{\bar{u}}\right)$ от критерия устойчивости (E^*) в верхнем слое водохранилища

турбулентности в деятельном слое водоема при положительной, отрицательной и безразличной стратификации температуры.

Уменьшение интенсивности пульсаций скорости и температуры вблизи поверхности воды наблюдалось нами лишь несколько раз. Это объясняется, по-видимому, тем, что горизонт, отмеченный в наблюдениях как $z=0$, не совпадает с поверхностью водохранилища, так как установить с четырехметрового выстрела датчики турбулиметра точно на нулевую глубину не представлялось возможным. Горизонт $z=0$ — некоторая условная глубина, расположенная примерно на 5—7 см ниже поверхности воды. Все остальные горизонты на каждой серии отсчитывались от этого условного нуля глубины.

Проведенные наблюдения свидетельствуют о том, что интенсивность вертикальной составляющей пульсаций скорости ($\sqrt{\overline{w'^2}}$) при неустойчивой стратификации значительно больше, нежели при устойчивой.

Величина $\sqrt{\overline{w'^2}}$ изменялась с глубиной, как правило, в противофазе по отношению к критерию устойчивости.

На рисунке 1 дана зависимость относительной интенсивности вертикальной составляющей пульсаций скорости $\left(\frac{\sqrt{\overline{w'^2}}}{\bar{u}}\right)$ от критерия устойчивости (E^*), построенная по материалам измерений, проведенных на глубине 50 см. При изменении E^* от $-2,3$ до $+13,0$ величина $\frac{\sqrt{\overline{w'^2}}}{\bar{u}}$ менялась от 8 до 0,7%. Сплошная кривая на рис. 1 соответствует

формуле

$$\frac{\sqrt{\overline{w'^2}}}{\bar{u}} = \frac{2 \cdot 10^{-2}}{\sqrt{1 + 0,4E^*}}, \quad (2)$$

подробный вывод которой дан в работе [5]. Формула (2) получена в предположении, что изменение кинетической энергии пульсаций пропорционально работе против сил тяжести при вертикальном перемещении вихрей в стратифицированной жидкости. Данные, представленные на рис. 1, подтверждают хорошее совпадение теоретической кривой с материалами непосредственных наблюдений.

Зависимость интенсивности продольной составляющей пульсаций скорости ($\sqrt{\overline{u'^2}}$) от критерия устойчивости не является столь очевидной.

Величина $\sqrt{\overline{u'^2}}$ при различных значениях E^* хорошо коррелируется со средней скоростью течения (рис. 2). Используя метод наименьших квадратов, эту зависимость можно записать

$$\sqrt{\overline{u'^2}} = 0,12\bar{u}. \quad (3)$$

В настоящее время достаточно разработанными являются лишь теории однородных и изотропных или локально изотропных турбулентных потоков. В природных же водоемах поле скорости обычно не удовлетворяет условию изотропии. Поэтому оценка анизотропии поля турбулентных пульсаций скорости в природных потоках и исследование факторов, влияющих на анизотропию, представляет значительный интерес.

Наблюдения за анизотропией пульсаций скорости в естественных водоемах описаны лишь в единичных работах [6, 7, 8]. Причем эти работы были проведены в условиях безразличной стратификации температуры.

Полученные нами материалы позволили проследить изменение анизотропии пульсации скорости в зависимости от величины критерия устойчивости. На рис. 3 представлена зависимость анизотропии турбулентных пульсаций скорости, т. е. отношения интенсивностей вертикальной и продольной составляющих пульсаций скорости от критерия устойчивости. Из приведенных материалов следует, что при отрицательном критерии устойчивости анизотропия резко падает (при $E^* = -2, 3$

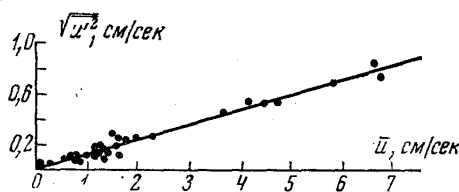


Рис. 2. Зависимость интенсивности продольной составляющей пульсаций скорости ($\sqrt{w'^2}/\sqrt{u'^2}$) от средней скорости течения ($\bar{u}$) в верхнем слое водохранилища

резко падает (при $E^* = -2, 3$ $\sqrt{w'^2}/\sqrt{u'^2} = 0,7$). А в условиях устойчивой стратификации с увеличением

E^* анизотропия также увеличивается (при $E^* = 13,0$ $\sqrt{w'^2}/\sqrt{u'^2} = 0,06$).

Сплошная кривая на рис. 3 показывает зависимость

$$\frac{\sqrt{w'^2}}{\sqrt{u'^2}} = \frac{0,166}{\sqrt{1+0,4 E^*}}, \text{ которая следует из формул (2) и (3).}$$

По записям пульсаций температуры и продольной составляющей пульсации скорости были построены временные структурные функции [9]. Причем все полученные нами структурные функции сравнительно быстро приближались к «насыщению», что делает возможным рассмотрение соответствующих автокорреляционных функций

$$R(\tau) = \frac{\overline{t'(\tau_0) \cdot t'(\tau_0 + \tau)}}{\sqrt{\overline{[t'(\tau_0)]^2}} \sqrt{\overline{[t'(\tau_0 + \tau)]^2}}} \quad (4)$$

Всего было получено 42 корреляционные функции на разных расстояниях от свободной поверхности водоема. Время осреднения для каждой записи составляло 10 мин. Для всех серий наблюдений характерно изменение формы корреляционных кривых с увеличением глубины, на которой производилась запись пульсаций.

На рисунке 4 приведены примеры нормированных автокорреляционных функций продольной составляющей пульсаций скорости для горизонтов 0 и 10 см.

Кривые рис. 4 иллюстрируют закономерное изменение с глубиной во-

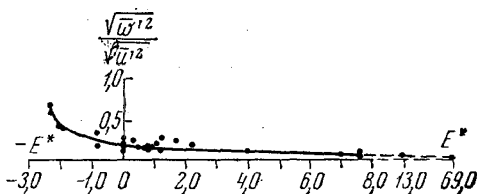


Рис. 3. Зависимость анизотропии пульсаций скорости ($\sqrt{w'^2}/\sqrt{u'^2}$) от критерия устойчивости (E^*) в верхнем слое водохранилища

доема временного радиуса корреляции или временного интегрального масштаба турбулентности τ_{cp} , который определяется формулой

$$\tau_{cp} = \int_0^{\infty} R(\tau) d\tau. \quad (5)$$

При незначительной интенсивности турбулентности и малых временных радиусах корреляции τ_{cp} , что наблюдалось в период наших измерений, можно использовать гипотезу «замороженной турбулентно-

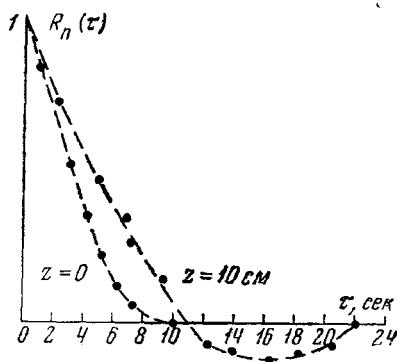


Рис. 4. Пример автокорреляционных функций продольной составляющей пульсаций скорости на глубине 0 и 10 см под поверхностью водоема

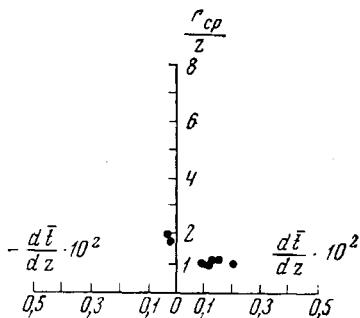


Рис. 5. Зависимость отношения $\frac{r_{cp}}{z}$ от градиента средней температуры в верхнем слое водохранилища

сти», согласно которой турбулентные вихри без искажений переносятся средней скоростью потока u . В этом случае временной интегральный масштаб турбулентности τ_{cp} связан с линейным масштабом r_{cp} простым соотношением

$$r_{cp} = \bar{u} \cdot \tau_{cp}. \quad (6)$$

Изменение формы автокорреляционных кривых, а следовательно, и изменение масштабов турбулентности с глубиной водохранилища нельзя объяснить одним лишь влиянием границы вода—воздух. В значительной степени масштаб турбулентности зависит от градиента плотности. На рис. 5 представлены линейные масштабы турбулентности, рассчитанные по автокорреляционным функциям пульсаций температуры (t') для двух серий наблюдений. Одна из этих серий снималась при устойчивой, а вторая при неустойчивой стратификации. Поскольку изменение средней скорости течения с глубиной водохранилища отличалось в обоих случаях незначительно, различие в величине масштабов турбулентности и в изменении их с глубиной для этих серий следует объяснить преимущественным влиянием поля плотности.

На первой серии градиент плотности $\left(\frac{d\bar{\rho}}{dz} \text{ в нашем случае}\right)$ непрерывно убывал с глубиной, оставаясь все время положительным. Масштаб турбулентности на этой серии монотонно возрастал с удалением от поверхности водохранилища. В этом случае градиент плотности и близость границы вода—воздух влияли на масштаб турбулентности в одном направлении. Иная картина наблюдалась на второй серии. Здесь в верхних 50 см существовала неустойчивая стратификация тем-

пературы, градиент плотности убывал с глубиной, оставаясь, однако, отрицательным. Глубже 50 см стратификация температуры была безразличной. Величина масштаба турбулентности и изменение его с глубиной водоема на этой серии отличны от первой серии. Масштабы турбулентности значительно больше, а влияние поверхности заметно лишь у самой границы вода—воздух. Глубже 10 см масштаб турбулентности не только не возрастал, но заметно убывал. Уменьшалась и величина отрицательного градиента плотности, и лишь на глубине 35 см, где градиент плотности был близок к нулю, масштаб турбулентности вновь начинал расти.

Чтобы в какой-то степени исключить влияние глубины на масштаб турбулентности, на рис. 5 приведена зависимость отношения $\frac{r_{\text{ср}}}{z}$ от градиента температуры $\frac{df}{dz}$. На графике отчетливо видно резкое возрастание величины $\frac{r_{\text{ср}}}{z}$ с ростом градиента температуры в условиях неустойчивой стратификации.

Таким образом, в результате проведенных измерений на материале наблюдений удалось показать влияние устойчивости на характеристики турбулентного обмена в деятельном слое водоема.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сперанская А. А., Маньковский В. И. Сб. Вопросы гидрологии, вып. 2, 1965.
2. Сперанская А. А. Диссертация. МГУ, 1964.
3. Колесников А. Г., Савин В. Г., Сперанская А. А. Сб. Новые методы и аппаратура для исследований русловых процессов, 1959.
4. Анисимова Е. П., Сперанская А. А. «Вестн. Моск. ун-та», сер. физ., astron., № 6, 1964.
5. Сперанская А. А. «Метеорология и гидрология», № 8, 1966.
6. Bowden K. F., Fairbairn L. A. Philos. Trans., A224, 883, 1952.
7. Bowden K. F. I. Giophys. Res. July., No. 8, 1962.
8. Bowden K. F., Fairbairn L. A. Proc. Roy. Soc., A1210, 1956.
9. Колмогоров А. Н. ДАН СССР, 30, 1941.

Поступила в редакцию
21. 3 1966 г.

Кафедра
физики, моря и вод суши