

щие свою индивидуальность. Особенно эффектно это проявляется в образовании за плохообтекаемым телом регулярной вихревой дорожки Кармана (рис. 4). Вихреобразование в следе за плохообтекаемым телом определяет осн. часть лобового сопротивления тела, а образование вихрей у концов крыльев летат. аппаратов вызывает дополнительное, т. н. *индуктивное сопротивление*.

При анализе динамики вихрей и их взаимодействия с внешним безвихревым потоком часто используется модель сосредоточенных вихрей — вихревых нитей, представляющих собой вихревые трубки конечной интенсивности, но бесконечно малого диаметра. Вблизи вихревой нити жидкость движется относительно неё по

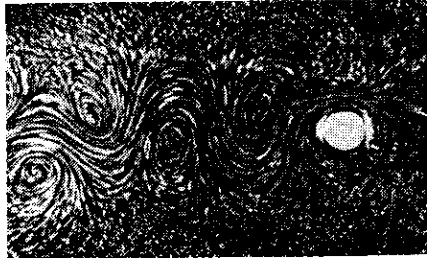


Рис. 4. Фотография вихревой дорожки Кармана за движущимся цилиндром.

окружностям, причём индуцированная скорость обратно пропорциональна расстоянию от нити, $v = \Gamma/2\pi r$. Если ось нити прямолинейна, это выражение верно для любых расстояний от нити («потенциальный вихрь»). В сечении нормальной плоскостью это течение соответствует точечному вихрю. Система точечных вихрей образует консервативную динамич. систему с конечным числом степеней свободы, во многом аналогичную системе взаимодействующих частиц. Сколь угодно малое возмущение первоначально прямолинейных вихревых нитей приводит к их искривлению с бесконечными скоростями. Поэтому в расчётах их замещают вихревыми трубками конечной завихрённости. Узкая область завихрённости, разделяющая две протяжённые области безвихревого движения, моделируется вихревой пеленой — поверхностью, выстланной вихревыми нитями бесконечно малой интенсивности, так что суммарная их интенсивность на единицу длины по нормали к ним вдоль поверхности постоянна. Вихревая поверхность представляет собой поверхность разрыва касат. компонент скорости; она неустойчива по отношению к малым возмущениям.

В вязкой жидкости происходит выравнивание — «диффузия» локализов. завихрённости, причём роль коэф. диффузии играет кинематич. вязкость жидкости ν . При этом эволюция завихрённости определяется ур-нием

$$\frac{d\omega}{dt} = (\omega \nabla) v + \nu \nabla^2 \omega.$$

При больших Re движение турбулизуется, и «диффузия завихрённости» определяется много большим коэф. эффективной турбулентной вязкости, не являющимся константой жидкости и сложным образом зависящим от характера движения. Ввиду того, что крупные вихри в значит. мере определяют перенос на большие расстояния примеси в атмосфере и океане, динамика турбулентных вихрей — одна из наиб. интенсивно изучаемых нерешённых задач гидродинамики.

Лит.: Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розен Н. В., Теоретическая гидромеханика, 6 изд., ч. 1, М., 1963; Седов Л. И., Механика сплошной среды, т. 1—2, 4 изд., М., 1983—84; Лаврентьев М. А., Шабат Б. В., Проблемы гидродинамики и их математические модели, 2 изд., М., 1977; Бэтчелор Дж., Введение в динамику жидкости, пер. с англ., М., 1973. В. М. Ентов.

ВИХРЕВЫЕ ТОКИ — то же, что *Фуко токи*.

ВИХРЬ — то же, что *ропор*.

ВИЦИНАЛЬ (лат. vicinialis, от vicinus — соседний, близкий, сходный) — пологий пирамидальный холмик или ямка на грани кристалла. В. возникает на грани в точке выхода виштовой *дислокации*. Разл. граням кристалла свойственны В. разл. формы, что позволяет определять *симметрию кристалла*.

ВКБ-МЕТОД — способ приближённого решения обыкновенного дифференц. ур-ния $u''(x) + g(x)u(x) = 0$. К такому виду приводятся мн. ур-ния, описывающие стационарный волновой процесс в среде, свойства к-рой определяются гладкой ф-цией $g(x)$. Важнейшим примером является одномерное *Шрёдингера уравнение*, для к-рого ВКБ-м. и предложен в 1926 г. Венцелем (G. Wentzel), Х. Крамерсом (H. Kramers) и Л. Бриллюэном (L. Brillouin) (подробнее см. *Квазиклассическое приближение*). Ранее этот метод встречался в работах Ж. Лиувилля (J. Liouville) и Дж. Грина (G. Green) в 1837 и Рэлея (Дж. У. Стретта) (Rayleigh, J. W. Strutt) в 1912. ВКБ-м. наз. также методом Лиувилля — Грина и методом фазового интеграла. ВКБ-м. применён к разл. задачам распространения волн. Существуют обобщения ВКБ-м. для многомерных задач (напр., *геометрической оптики метод*).

Лит.: Фрёман Н., Фрёман П. У., ВКБ-приближение, пер. с англ., М., 1967; Федорюк М. В., Асимптотические методы для линейных обыкновенных дифференциальных уравнений, М., 1983.

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА — содержание в воздухе водяного пара. Его гл. источники — испарение с поверхности океанов, морей, водоёмов, влажной почвы и растений. Образовавшийся водяной пар переносится вверх турбулентностью и конвекцией, а по горизонтали — ветром. Под влиянием разл. процессов водяной пар конденсируется, образуя туманы, облака, осадки и газемные гидрометеоры: росу, иней и т. д. В. в. измеряется гигрометрами и психрометрами. Интенсивно развиваются дистанц. методы определения В. в. (в т. ч. с борта самолётов и метеорологич. ИСЗ) лазерными и радиометрич. приборами.

Для количеств. оценки В. в. используются: упругость (парциальное давление) водяного пара p ; измеряется в тех же единицах, что и давление воздуха P ; относительная В. в. $f = (e/E) 100\%$ (E — упругость пара, насыщающего воздух при данной температуре); дефицит влажности $d = E - e$; массовая доля влаги (ранее уд. влажность) q — отношение массы водяного пара к массе влажного воздуха в том же объёме $q = 0,622 e / (P - 0,378e)$ [г/г]; абсолютная влажность a — кол-во водяного пара в г в 1 м³ воздуха. При e , выраженной в гПа, $a = 247 e / T$ (T — абс. темп-ра); массовое отношение влаги (ранее отношение смеси) $m = 0,622e / (P - e)$ — кол-во водяного пара в сухом воздухе в г/г. В метеорологии В. в. часто характеризуют также темп-рой точки росы (τ) — темп-рой, при к-рой воздух, если его изобарически охладить, становится насыщенным водяным паром.

В атмосфере в ср. содержится $1,24 \cdot 10^{16}$ кг водяного пара, т. е., скопелировавшись, он мог бы образовать «слой осаждённой воды» толщиной 2,4 см. Значения E , а значит, и фактич. кол-во водяного пара быстро убывает с понижением темп-ры. Поэтому для атмосферы типично уменьшение кол-ва водяного пара от экватора к полюсам и очень быстрое его уменьшение по мере увеличения высоты над Землёй. У её поверхности ср. содержание водяного пара по объёму составляет у экватора 2,6%, а в полярных районах 0,2%. От подстилающей поверхности до высоты 1,5—2 км ср. содержание водяного пара уменьшается вдвое. Выше тропопазы воздух очень сух, и вплоть до высоты 30 км в ср. $q \approx 2,6 \cdot 10^{-6}$ г/г, а f обычно не превышает неск. процентов. Лишь изредка В. в. в стратосфере может быть гораздо большей. Так, на высотах 17—32 км иногда образуются перламутровые (стратосферные) облака, что свидетельствует о наличии насыщающей В. в.