

Академик В. В. ШУЛЕЙКИН

ДВИЖЕНИЕ ТРОПИЧЕСКОГО УРАГАНА В ПОЛЕ СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ПАССАТА

В работах (¹, ²), пользуясь приближенной моделью, мы вычислили мощность тропического урагана и нашли закон его развития во времени при различных температурах поверхностной воды в океане. Теперь применим ту же модель для приближенного расчета движения тропического урагана в поле Северо-Атлантического пассата в восточной части океана.

Движение урагана на этом этапе представляет особенно большой интерес ввиду того, что путь его пересекает направление пассата под углом

около 45° и модуль скорости движения центра урагана с востока на запад примерно равен модулю относительной скорости пассатного потока (скорость этого потока относительно движущейся системы урагана направлена по меридиану с севера на юг). Совершенно очевидно, что при этом потенциальный поток пассата должен воздействовать на вихревую систему урагана. Это подтверждается многочисленными наблюдениями и фотографиями несравненно меньших по масштабам вихрей — смерчей над океаном, которые показывают, что оси смерчей часто принимают форму цепной линии и даже форму кривой с перегибом вследствие воздействия внешнего ветра на



Рис. 1

вихрь как на «инородное тело», погруженное в воздушную среду.

На рис. 1 представлена одна из фотографий, заимствованная из (³). Если бы внешний ветер не воздействовал на смерч, как на «инородное тело», вихревая трубка была бы прямолинейной, направленной под тем или иным наклоном к вертикали в зависимости от скорости движения тучи относительно поверхности океана. Форма смерча на рис. 1 свидетельствует, что в пространстве между тучей и поверхностью океана ветер менял направление там, где виден перегиб кривой.

На единицу длины трубки вихря должны действовать две внешние силы:

1) сила Жуковского (⁴) J_1 , зависящая от циркуляции скорости Γ в вихре и относительной скорости c потенциального потока,

$$J_1 = \delta \Gamma c = 2\pi a \delta V c, \quad (1)$$

где δ — плотность воздуха, a — радиус границы вихря, V — скорость ветра в системе вихря на этой границе;

2) сила лобового давления

$$f_1 = \psi \delta a c^2, \quad (2)$$

где ψ — безразмерный коэффициент, зависящий от числа Рейнольдса.

Отношение f_1 к J_1 определяет тангенс угла α между результирующей силой и силой Жуковского:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\psi}{2\pi} \frac{c}{V}. \quad (3)$$

Тропический ураган отличается от смерча не только по своему происхождению, но и по строению поля: в смерче все частицы воздуха движутся с единой угловой скоростью независимо от расстояния их от оси вихря (воздух ведет себя как твердое тело, вращающееся около оси), радиальные составляющие скоростей отсутствуют; в поле урагана существуют ясно выраженные радиальные составляющие скоростей и составляющие, перпендикулярные к ним (тангенциальные); и те и другие убывают по мере удаления от центра вихря по логарифмическому закону, принятому в ^(1, 2). Подобный вихрь называется спиральным ⁽⁵⁾, поскольку частицы воздуха движутся по логарифмическим спиральям.

Кроме работы ⁽⁵⁾, нам не удалось найти исследований, посвященных спиральным вихрям. Поэтому в Кацевели были проведены ориентировочные опыты над спиральными вихрями, движущимися в воде. В достаточной мере подтвердились соотношения (1) — (3), применяемые к обыкновенным круговым вихрям.

В случае смерча «поверхностью инородного тела» является внешняя граница смерча, на которой должны существовать разрывы функций и их производных *. В случае тропического урагана такие разрывы должны существовать на поверхности «глаза урагана», а следовательно, при расчетах необходимо полагать $a = r_0$, причем $2r_0$ в ^(1, 2) обозначало диаметр «глаза».

При значениях числа Рейнольдса порядка 10^{11} , соответствующих условиям тропического урагана, надо полагать $\psi < 0,4$ и $c/V \approx 0,1 - 0,2$. Следовательно, на основании (1) — (3), можно пренебречь силой f_1 и считать, что результирующая сила, действующая на систему урагана со стороны пассата, по величине и направлению практически совпадает с силой Жуковского, направленной перпендикулярно относительной скорости c , т.е. на запад.

Современные аэрологические измерения в открытом океане еще очень малочисленны, не систематичны и проводятся главным образом на островах. Поэтому режим летнего пассата в примерно двухкилометровой толще над океаном приходится считать таким, как он отражен на рис. 5 в работе ⁽⁶⁾. В высоких слоях направление пассатного потока постепенно приближается к геострофическому. С другой стороны, тангенциальные скорости частиц воздуха в системе урагана сохраняются одинаковыми практически до 400-миллибарового уровня, как это показано в ⁽⁷⁾, и вертикальное строение урагана не разрушается при его продолжительном движении от Зеленого мыса до Антильских островов и даже значительно дальше.

В конце настоящей статьи будет показано, что такое поведение системы может быть объяснено ведущей ролью нижнего слоя пассатного потока и тем, что в высоких слоях скорость движения «глаза» урагана на запад совпадает или почти совпадает по модулю и по направлению со скоростью окружающих воздушных масс.

Обозначим через \bar{h} эквивалентную толщину ведущего нижнего слоя (т.е. толщину, приведенную к единой плотности, которой обладает приводный воздух). Этот движущийся слой воздействует на систему урагана с полной силой J , причем $J = J_1 \bar{h}$.

Скорость установившегося движения системы урагана на запад, с модулем, приблизительно равным c , связана с J соотношением

$$Jc = J_1 \bar{h} c = F', \quad (4)$$

* Сообщено А. С. Предводителевым, доказавшим это.

здесь F' обозначает дополнительную мощность, поглощаемую силами трения воздуха о поверхность океана благодаря тому, что к скоростям ветра в системе урагана геометрически прибавляется скорость c движения всей системы под действием силы J .

Эту дополнительную мощность легко определить с достаточным приближением посредством графо-аналитического метода, проведя расчет в наиболее общей возможной форме. Разобьем осесимметричное поле урагана на элементарные кольца радиусов r и шириной dr , начиная с кольца, непосредственно охватывающего «глаз» урагана, диаметром $2r_0$ и кончая внешней границей поля урагана — окружностью радиуса R .

Работа ⁽¹⁾ дала возможность построить векторы скоростей ветра у поверхности океана на 10 кольцах, находящихся на различных расстояниях r от оси урагана. На каждом из этих колец было отмечено по 12 точек с различными азимутами по отношению к направлению вектора ζ (через каждые 30°). Было произведено векторное сложение соответствующих скоростей ветра в системе урагана с вектором ζ . Для каждого кольца была найдена сумма кубов модулей всех 12 результирующих векторов V_n и из $1/12$ части этой суммы вычитался куб модуля V основной скорости ветра в поле урагана, на соответствующем расстоянии r от центра всей системы.

Элементарная дополнительная мощность dF' , поглощаемая силами трения на всем кольце, выразилась так:

$$dF' = 2\pi\kappa\delta \left[\frac{1}{12} \sum_{n=1}^{n=12} V_n^3 - V^3 \right] r dr. \quad (5)$$

Интеграл от этого выражения, взятый в пределах от $r = r_0$ до $r = R$, надо разделить на величину Jc , которая, согласно (4), должна поглощаться дополнительными силами трения. Частное от деления этих величин обязано равняться единице.

Но левую часть (4) можно записать в развернутом виде:

$$Jc = 2\pi\delta r_0 V_0 c^2 \bar{h}, \quad (6)$$

где V_0 — модуль основной скорости ветра над океаном у границы «глаза» урагана. Следовательно, на основании (4) — (6)

$$\frac{2\pi\kappa\delta \int_{r_0}^R \left[\frac{1}{12} \sum_{n=1}^{n=12} V_n^3 - V^3 \right] r dr}{2\pi\delta r_0 V_0 c^2 \bar{h}} = 1. \quad (7)$$

Кроме сокращения общих множителей, разделим еще числитель и знаменатель левой части (7) на $r_0^2 V_0^3$ и введем безразмерные величины:

$$\left[\frac{1}{12} \sum_{n=1}^{n=12} \left(\frac{V_n}{V_0} \right)^3 - \left(\frac{V}{V_0} \right)^3 \right] = \Delta, \quad \frac{c}{V_0} = \sigma, \quad \frac{r}{r_0} = \rho, \quad \frac{dr}{r_0} = d\rho_0, \quad \frac{\bar{h}}{r_0} = \chi. \quad (8)$$

Примем во внимание, что на основании ⁽¹⁾ следует считать для типичного тропического урагана $R = 40 r_0$. Тогда вместо (7) можно будет записать выражение, позволяющее, насколько это возможно, обобщить выводы. Именно:

$$\chi = \frac{\kappa}{\sigma^2} \int_1^{40} \Delta \rho d\rho. \quad (9)$$

Из формул, собранных в ⁽²⁾, вытекает, что чем больше σ , тем больше должны быть все результирующие векторы, модули которых входят в выражение Δ . На рис. 2, применительно к трем значениям σ , построены

кривые, выражающие изменения $\Delta\rho$ в функции от ρ ; площади под кривыми представляют собой значения интеграла в формуле (9) в некотором условном масштабе.

Для получения значений χ , которые соответствуют каждому из трех выбранных значений σ , остается умножить вычисленное значение интеграла на коэффициент поверхностного трения $\kappa = 1,1 \cdot 10^{-3}$ и разделить на σ^2 .

Как уже отмечалось, при северо-восточном пассате $\sigma V_0 = c$ представляет собой и модуль скорости поступательного движения урагана на запад, и модуль относительной скорости потока, набегающего на движущийся ураган. Именно благодаря этому наибольшее значение χ получилось при $\sigma = 0,10$, что видно из табл. 1 (значение J_1 тут — наименьшее).

Для наглядности, в ту же таблицу включим, кроме безразмерных величин, величины, отвечающие конкретному урагану, параметры которого

Таблица 1

σ	λ	c , м/сек	\bar{h} , км	$8-\bar{h}$, км	p , мбар	h , км
0,10	0,43	4	1,93	6,07	760	2,3
0,15	0,314	6	1,41	6,59	823	1,7
0,20	0,314	8	1,41	6,59	823	1,7

(^{1, 2}) и учтя соотношение (29) из (¹) и (10) из (²), необходимо ожидать, что в исследуемом случае $r_0 = 5$ км. В результате окажется возможным составить табл. 1.

Как известно, эквивалентная высота всей атмосферы Земли, приведенная к плотности, постоянной по высоте, принимается равной 8 км, это и отражено в пятой слева графе табл. 1. Следующая графа содержит вычисленные значения давления атмосферы на верхней границе ведущего слоя воздуха \bar{h} . И, наконец, последняя графа дает действительную высоту h этого слоя, которая соответствует приведенному значению \bar{h} .

Как видим, вторая и третья строки табл. 1 содержат весьма вероятные значения модуля скоростей: движения системы урагана на запад и обтекания этой движущейся системы пассатным потоком (относительная скорость направлена на юг). Столь же вероятно и полученное значение высоты того слоя, который можно считать ведущим. Так как вертикальное строение урагана не разрушается во время движения, то надо полагать, что скорости пассатного потока на больших высотах близки по модулю и направлению к скорости c .

Отделение Морского гидрофизического института
Академии наук СССР
Кацивели Крымской обл.

Поступило
15 XII 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. В. Шулейкин, Физика атмосферы и океана, 6, № 12, 1219 (1970). ² В. В. Шулейкин, там же. 8, № 1, 3 (1972). ³ I. Tannehill, Hurricanes, 1956.
⁴ Н. Е. Жуковский, Полн. собр. соч. Теоретические основы воздухоплавания, ч. 1, М., 1938, стр. 234. ⁵ Л. М. Милл-Томсон, Теоретическая гидродинамика, М., 1964, стр. 343. ⁶ G. E. Dunn, B. E. Miller, Atlantic hurricanes, 1960.
⁷ E. Palmén, H. Riehl, J. Meteorol., 1—4, № 2 (1957).

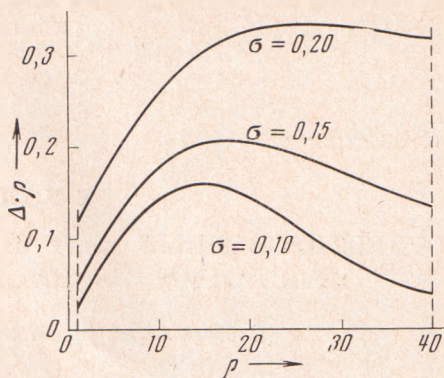


Рис. 2