

В. Б. ШТОКМАН

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ЗНАЧЕНИЯ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ВЕТРА КАК ОДНОЙ ИЗ ПРИЧИН ЦИРКУЛЯЦИИ В МОРЕ

(Представлено академиком П. П. Ширшовым 28 IV 1947)

В предыдущих сообщениях ⁽¹⁻³⁾ я старался показать, что неравномерность ветрового поля определяет весьма существенные особенности наблюдаемой циркуляции в морях и океанах (если учитывать их ограниченность). В этом можно было прежде всего убедиться на наиболее типичном примере динамического эффекта неравномерности ветра, каким является пример экваториальных противотечений, возбуждаемых в океанах резко выраженной и устойчивой неравномерностью пассатов. Однако до сих пор оставался необъясненным наблюдаемый в некоторых случаях прерывный характер распространения экваториальных противотечений на поверхности океанов, когда противотечение существует в виде отдельных, сравнительно коротких кусков, а не распространяется непрерывной полосой большой зональной протяженности. Объяснение этого любопытного факта оказывается возможным при некотором обобщении изложенной ранее теории на тот случай, когда тангенциальное давление ветра T_x , ориентированное, допустим, в зональном направлении (X), меняется не только в поперечном ветру направлении y , но и по направлению ветра x , т. е. $T_x = T_x(x, y)$. Мы будем попрежнему ⁽²⁾ иметь в виду в известном смысле ограниченную прямоугольную область в океане со сторонами L (по ветру) и l (поперечный ветру размер области), внутри которой происходит перемещение воды, обусловленное зональной составляющей пассатов $T_x(x, y)$. Допустим, не без основания, что изменения T_x в зональном сечении области невелики по сравнению с изменениями в пределах значительно меньшей протяженности меридионального сечения области. Это предположение позволяет, в свою очередь, допустить, что поверхность океана внутри рассматриваемой области попрежнему мало уклоняется от поверхности цилиндрической формы. Иными словами, мы приближенно заменяем меняющуюся в зависимости от x и y величину меридионального (поперечного ветру) наклона поверхности океана γ_y осредненным по x ее значением. Как следствие такого осреднения мы должны принять, что наклон поверхности океана в направлении ветра γ_x является в приближении постоянной величиной. Пользуясь уравнениями, условиями и обозначениями работы ⁽²⁾ и опуская промежуточные выкладки, мы приведем здесь лишь окончательные выражения для величины наклона поверхности океана в направлении ветра:

$$\gamma_x = \frac{c}{b} \left[\frac{B^2}{B^2 + b^2} \overline{T_x(x, y)} - \frac{2}{l} \overline{F(x, y)} \right] \quad (1)$$

и для величины наклона поверхности океана в поперечном ветру направлении:

$$\gamma_y = \frac{c B \overline{T_x(x, y)}}{B^2 + b^2} - \frac{c}{B} \left[\frac{2}{l} \overline{F(x, y)} - \frac{1}{L} f(y) \right], \quad (2)$$

причем

$$\overline{T_x(x, y)} = \frac{1}{LL} \int_0^l \int_0^l T_x(x, y) dy dx, \quad \overline{F(x, y)} = \frac{1}{LL} \int_0^l \int_0^l F(x, y) dx dy,$$

$$F(x, y) = \int_0^l T_x(x, y) dy, \quad f(y) = \int_0^l T_x(x, y) dx.$$

Выражения (1), (2) определяют компоненты геострофической циркуляции. Компоненты же фактической, результирующей циркуляции в слое от поверхности ($z=0$) до глубины трения D получаются путем

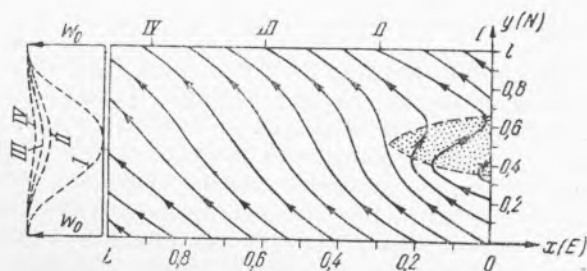


Рис. 1

сложения геострофических компонент с компонентами чисто дрейфовой циркуляции, определяемыми известными формулами экмановской теории морских течений (при этом глубина океана $H \geq 2D$). Для примера примем следующий закон неравномерности зонального ветра (например пассатов):

$$T_x(x, y) = -\frac{|T_0|}{2} \left[2 - e^{-\frac{m|x|}{L}} \left(1 - \cos \frac{2\pi y}{l} \right) \right]. \quad (3)$$

Согласно (3) на восточном крае области ($x=0$) поперечная неравномерность ветра характеризуется принятой ранее (2, 4) зависимостью (наличие штилевой точки). С другой стороны, с возрастанием x поперечная неравномерность ветра, согласно (3), уменьшается, и при достаточно больших m и x может иметь место равномерное поле ветра ($T_0 = \text{const}$).

На рис. 1 изображена система линий тока результирующей циркуляции на поверхности океана, соответствующая неравномерности ветра, определяемой формулой (3) в случае $m=2$. Слева указаны кривые скорости ветра W в четырех, указанных на рис. 1, поперечных сечениях области, причем скорость ветра вычислялась путем извлечения квадратного корня из значений T согласно (3). На рис. 1 заметна небольшая клинообразная область противотечения, расширяющаяся в сторону увеличения поперечной неравномерности ветра и исчезающая там, где поперечная неравномерность ветра становится достаточно малой. Начиная с этого критического рубежа, противотечение существует уже в виде глубинного потока, а на поверхности течение всюду имеет составляющую, направленную по ветру. Линии тока в этой части области отличаются весьма характерной особенностью, а именно:

по мере приближения к осевой линии области линии тока искривляются вправо, причем это искривление постепенно сглаживается по ветру (всюду неизменного направления!). При малой поперечной неравномерности ветра в начальном сечении области, когда там отсутствует штгилевая точка, противотечение может вовсе не существовать на поверхности океана. Однако, как следствие динамического эффекта неравномерности ветрового поля, линии тока на поверхности океана и в этом случае попрежнему будут обладать указанным на рис. 1 искривлением, постепенно сглаживающимся в направлении затухания неравномерности ветра. Столь любопытное искривление линий тока на поверхности океана напоминает аналогичное явление, обусловленное, как известно, влиянием рельефа дна (линии тока искривляются вправо, если в северном полушарии течение проходит над повышающимся дном), хотя, разумеется, этот эффект здесь не имеет места. Не сле-

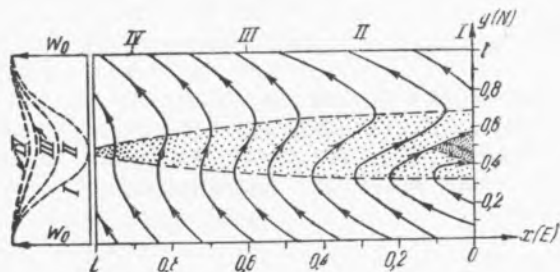


Рис. 2

дует поэтому делать поспешных выводов о причинах наблюдаемого искривления линий тока поверхностных течений, если мы не осведомлены о режиме потока и ветра в целом; как показывает наша теория, такое искривление может быть обусловлено совершенно различными причинами.

Сравнивая построенную ранее (4) схему линий тока для случая постоянной поперечной неравномерности ветра, характеризовавшейся наличием линии штгилея, с приведенным здесь спектром течения, нельзя не заметить существенного различия между ними. Ядро противотечения, ограниченное в случае линии штгилея параллельными линиями дивергенции и конвергенции линий тока, простиравшимися в зональном направлении, в указанном здесь случае совершенно выродилось и практически существует лишь в начальном сечении области, где имеется штгилевая точка. Дополнительное исследование показывает, что возможность существования линий дивергенции и конвергенции внутри противотечения значительно более ограничена сравнительно с возможностью существования противотечения на поверхности океана, и эти линии представляют собой, в противоположность собственно противотечению, очень неустойчивые, лабильные образования, практически существующие в штгилевой зоне.

В этом можно наглядно убедиться, обращаясь к рис. 2, на котором изображена система линий тока фактической циркуляции на поверхности океана при изменении T_x по закону (3), но в случае более медленного затухания неравномерности ветра ($m=1$).

Сравнивая рис. 1 и 2, мы видим, что сравнительно небольшое уменьшение затухания неравномерности ветра резко сказалось на увеличении области противотечения, которое в случае $m=1$ распространяется на всем зональном протяжении области нагона. Линии же дивергенции и конвергенции, ограничивающие ядро противотечения, попрежнему еле заметны, будучи приурочены к области с очень большой неравномерностью ветра, т. е. практически существуют в штгилевой зоне.

Рис. 3 служит более отчетливой иллюстрацией образования линий конвергенции — дивергенции, ограничивающих ядро противотечения в области, где поперечная неравномерность ветра еще очень велика. Из изложенного явствует, что, в зависимости от характера неравномерности скоростного поля пассатов, экваториальное противотечение может распространяться то в виде широкого, то в виде узкого потока

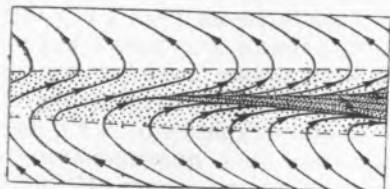


Рис. 3

и порой исчезать совсем с поверхности океана, продолжая существовать в виде глубинного потока. При этом важно подчеркнуть, что положение границ области нагона может оставаться неизменным. В свете наших результатов получается разъяснение и причина того, что линия дивергенции, могущая существовать внутри противотечения, не находит отражения на картах средних изотерм поверхности Тихого океана; в самом деле, с этой мало устойчивой особенностью, практически существующей при наличии штиля, не могут быть связаны устойчивые аномалии температуры, в противоположность линии экватора, являющейся устойчивой областью дивергенции течений.

Институт океанологии
Академии Наук СССР

Поступило
28 IV 1947

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. Б. Штокман, ДАН, 49, № 2 (1945). ² В. Б. Штокман, Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 6 (1945). ³ В. Б. Штокман, ДАН, 54, № 8 (1946). ⁴ В. Б. Штокман, ДАН, 57, № 7 (1947).