

В.Н. Пелевин, В.В. Ростовцева

Новый температурно-влажностный критерий для оценки возможности возникновения тропического циклона

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 29.03.2004 г.

Проведен анализ типичных условий возникновения тропического циклона. Предложен некоторый комплексный критерий Ω , характеризующий вероятность развития циклона и его мощность. Критерий рассчитывается по значениям температуры поверхности океана, относительной влажности воздуха над поверхностью воды и географической широты места. Проведено сопоставление оценок вероятности зарождения тропического циклона по предложенному критерию и по реализовавшейся частоте его возникновения за 16 лет, а также оценок полной и высвобождающейся энергии циклона с нашими оценками. Полученное совпадение этих оценок говорит о возможности использования предложенного температурно-влажностного критерия Ω и целесообразности дальнейшего изучения физических явлений, позволивших сформулировать этот критерий.

Тропический циклон (ТЦ) представляет собой процесс быстрого высвобождения огромной энергии. Энергия тропических циклонов порядка 10^{20} Дж, скорость ветра иногда достигает 80 м/с, что приводит к разрушениям зданий и других сооружений, человеческим жертвам, а тропические ливни вызывают не менее разрушительные наводнения [1]. В России от циклонов страдают о. Сахалин и прилегающие территории. Время жизни тропического циклона от нескольких дней до 1–2 нед. Высвобождение такого огромного количества энергии в столь сжатые сроки заставляет предполагать, что до начала тропического циклона происходит постепенное накопление энергии до определенного уровня. Далее в результате какого-либо «спускового процесса» происходит высвобождение этой энергии в форме тропического циклона. Мониторинг Мирового океана с целью выявления «циклоноопасных» районов является важной задачей спутниковой океанологии.

Для оценки вероятности возникновения тропического циклона в данной акватории, а также прогноза уровня осадков в зоне его распространения нами был проведен анализ типичных условий возникновения тропического циклона. В результате этого анализа был предложен некоторый комплексный критерий Ω , характеризующий вероятность развития циклона и его мощность.

Краткая характеристика процесса возникновения тропического циклона

Тропический циклон представляет собой процесс быстрого подъема теплого и влажного воздуха, накопившегося в пограничной зоне у водной поверхности, к тропопаузе (12–14 км), в результате которого огромное количество влаги оказывается на больших высотах, перемещается и затем выпадает в виде мощных осадков. При этом восходящий по-

ток воздуха закручен вокруг оси (циклон). Наблюдается огромная тангенциальная скорость ветра при относительно малых радиальной и вертикальной составляющих вектора скорости. Для реализации явления тропического циклона необходим запас потенциальной энергии, которая только и может перейти в кинетическую энергию экстремальных скоростей ветра. Эта потенциальная энергия накапливается в атмосфере над океаном постепенно, до начала формирования циклона, и ее источником является, конечно, солнечная энергия.

Поток солнечной энергии нагревает верхний слой океанской воды. От водной поверхности нагревается воздух, происходит интенсивное испарение (так называемый «поток скрытого тепла»), и в результате пограничный слой толщиной в несколько километров заполняется теплым и влажным воздухом (по измерениям, относительная влажность на высоте 10 м над поверхностью достигает 85% и более). Если такой приповерхностный слой воздуха начнет подниматься, то влага сыграет роль топлива, поскольку значительное тепло выделяется во время ее конденсации при подъеме. Расширяющийся от нагревания воздух, как поршень тепловой машины, будет поднимать «тяжелую» атмосферу, возникнет неустойчивое равновесие. Таким образом, первым условием возникновения ТЦ является наличие предпосылок, позволяющих теплоте и влажному воздуху подняться к тропопаузе, т.е. наличие предпосылок возникновения сквозьтросферной конвекции.

Вторым условием является наличие «подсоса» к месту возникновения сквозьтросферной конвекции теплого и влажного приповерхностного воздуха из окружающих районов. Такой «подсос» возникает в районе, где в результате действия сил Кориолиса происходит закручивание устремляющихся в центр потоков воздуха, а следовательно, и понижение давления в данной области. Это, в свою очередь, вызывает приток воздуха из пограничных районов.

Критерий для оценки вероятности возникновения ТЦ был сформирован нами исходя из этих двух условий. Рассмотрим последовательно факторы, приводящие к реализации этих условий.

Влияние температуры и влажности воздуха в приповерхностном слое океана на возможность сквозьтросферной конвекции

Проанализируем условия, при которых нагретый у поверхности воздух сможет подняться к тропопаузе.

Рассмотрим физические процессы, происходящие при перемещении некоего объема воздуха с какого-либо нижнего горизонта на верхний горизонт. Пусть «пробный» объем воздуха достаточно быстро, т.е. так, что теплообменом с окружающей средой можно пренебречь, поднимается от поверхности океана. Температура этого объема меняется по адиабатическому закону:

$$T/T_S = (P/P_S)^{\gamma-1}, \quad (1)$$

где T_S — температура поверхности океана; P_S — атмосферное давление над поверхностью; $\gamma = C_p/C_v$, C_p — молярная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, C_v — молярная теплоемкость при постоянном объеме, $\gamma \approx 1,284$. Это так называемая «сухая адиабата».

Процесс подъема «пробного» объема воздуха подчиняется этому закону вплоть до высоты h_0 (давления p_0 , температуры T), на которой парциальное давление водяных паров в этом объеме становится равным давлению насыщенных паров $p_{в.н} = p_n(T_0)$. Рассчитаем эту высоту. Пусть k_S — относительная влажность воздуха у поверхности океана. Тогда парциальное давление паров воды у поверхности океана

$$p_{св.н} = k_S p_n(T_S). \quad (2)$$

Здесь $p_n(T)$ — давление насыщенных паров при температуре T :

$$p_n(T) = 1,9 \cdot 10^{-9} \cdot 10^{-2320/T}. \quad (3)$$

Отношение парциального давления паров воды к полному давлению не меняется с высотой до тех пор, пока не происходит конденсации или испарения, следовательно, на высоте h_0

$$k_S p_n(T_S)/P_S = p_n(T_0)/P_0. \quad (4)$$

Так как величины P_S , P_0 и T_S , T_0 удовлетворяют (1), то

$$k_S p_n(T_S)/p_n(T_0) = (T_S/T_0)^{1/(\gamma-1)}. \quad (5)$$

Подставив (3) в (5) и взяв логарифм от обеих частей, получим уравнение для определения температуры T_0 :

$$2320 \ln 10(1/T_0 - 1/T_S) + 1/(\gamma - 1) \ln(T_0/T_S) = -\ln k_S. \quad (6)$$

Приближенное решение этого уравнения легко получить, учитывая тот факт, что $(T_S - T_0) \ll T_S$:

$$T_S - T_0 \approx -\ln k_S T_S^2 / [2320 \ln 10 - T_S/(\gamma - 1)]. \quad (7)$$

Выражение для давления на высоте h_0 получается с учетом (4):

$$P_0 \approx P_S \exp[-2320 \ln 10 (T_S - T_0)/T_S^2] / k_S. \quad (8)$$

Рассмотрим процесс дальнейшего подъема «пробного» объема воздуха от высоты h_0 . Температура воздуха с подъемом будет уменьшаться, следовательно, уменьшится и давление насыщенных паров. Определим, какое количество влаги сконденсируется при подъеме «пробного» объема воздуха от высоты h_0 до некоторой высоты h_1 . Пусть давление и температура «пробного» объема воздуха на этой высоте будут равны P_1 и T_1 . Доля паров воды в одном моле воздуха M пропорциональна отношению парциального давления водяных паров к общему давлению, поэтому количество сконденсированного пара можно определить по разности этих отношений на двух высотах:

$$\Delta m = M(p_n(T_0)/P_0 - p_n(T_1)/P_1). \quad (9)$$

При конденсации в одном моле воздуха выделится некоторое количество тепла

$$\Delta W = \Delta m \xi, \quad (10)$$

где ξ — молярная теплота испарения воды ($\xi \approx 10746$ кал/моль). Это тепло идет на нагрев «пробного» объема воздуха.

На рис. 1 представлена РТ-диаграмма этого процесса. От поверхности океана до высоты h_0 с давлением P_0 изменение температуры идет по так называемой «сухой» адиабате, подчиняющейся закону,

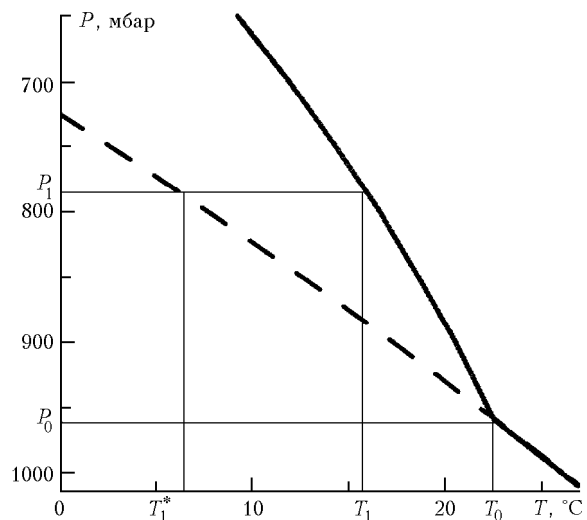


Рис. 1. Температурный режим пробного объема воздуха при подъеме от поверхности океана. Температура воздуха у поверхности воды 27°C , относительная влажность 85%. Штриховая линия — «сухая адиабата», сплошная — процесс адиабатического расширения влажного воздуха. P_0 — высота (в единицах давления), на которой начинается конденсация водяного пара

выраженному формулой (1). Если бы конденсации водяных паров на больших высотах не было, то к высоте h_1 «пробный» объем воздуха имел бы температуру T_1^* :

$$T_1^* = T_0(P_1/P_0)^{\gamma-1}. \quad (11)$$

Однако за счет нагрева вследствие конденсации его температура оказывается выше, причем

$$C_p(T_1 - T_1^*) = \Delta W. \quad (12)$$

Подставляя (9), (10) и (11) в (12), получаем уравнение для определения температуры «пробного» объема воздуха на высоте h_1 (давлении p_1):

$$\begin{aligned} C_p(T_1 - T_0(P_1/P_0)^{\gamma-1}) = \\ = \xi(p_n(T_0)/P_0 - p_n(T_1)/P_1). \end{aligned} \quad (13)$$

Результаты расчетов для температуры поверхности океана 27°C и относительной влажности 85% показаны на рис. 1.

Определим, возможна ли сквозьтросферная конвекция при типичных значениях температуры и влажности воздуха у поверхности океана. Для этого сравним полученную кривую с типичным вертикальным профилем температуры воздуха в тропической стабильной тропосфере. Используем экспериментальные данные о тропической атмосфере, полученные на судах Института океанологии РАН «Академик Курчатов» и «Профессор Штокман» в многомесячной экспедиции ПИГАП в экваториальной зоне Атлантики $3^\circ \text{с.ш.} - 3^\circ \text{ю.ш.}$ [2]. Изучение вертикальных профилей температуры воздуха, полученных по данным более 200 радиозондов, показало, что для температур поверхности океана, характерных в тропических широтах ($23-29^\circ \text{C}$), PT -кривая атмосферы, начиная с высоты $2-3 \text{ км}$ и выше, практически не зависит от температуры у поверхности океана. На рис. 2 приведена такая типичная PT -кривая (1).

Оценим условия, при которых тропическая атмосфера становится неустойчивой в этих типичных условиях. Это означает, что «пробный» объем воздуха, начав подниматься, достигнет тропопаузы. Пусть «пробный» объем воздуха, взятый у поверхности океана с температурой 27°C , условно перемещается на разные высоты. Если бы при этом начальная относительная влажность этого объема была равной нулю, процесс проходил бы в соответствии с нижней кривой 2 рис. 2 (так называемая «сухая адиабата»). Видно, что в этом случае до высоты h_0 (давление P_0) температура «пробного» объема воздуха равна температуре окружающего воздуха, т.е. идет свободное перемешивание воздуха. Выше на любой высоте, куда может быть поднят «пробный» объем, его температура оказалась бы ниже температуры окружающего воздуха, следовательно, плотность была бы больше, и «пробный» объем вернулся бы на исходный горизонт, т.е. в слой свободного перемешивания ($0 - h_0$). Этот эффект можно назвать «адиабатическим замком», он препятствует вертикальной конвекции.

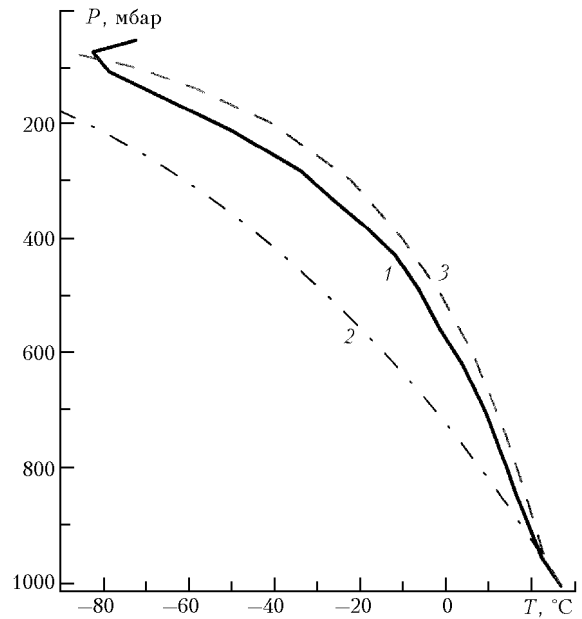


Рис. 2. PT -кривые для атмосферы над океанской поверхностью: измеренная в экваториальной зоне (1), рассчитанная для поднимающегося «пробного» объема сухого воздуха (2), рассчитанная для поднимающегося «пробного» объема воздуха, относительная влажность которого равняется 85% на уровне 10 м от поверхности и температуре воздуха у поверхности океана 27°C (3).

Иная картина наблюдается, если учитывать влажность воздуха. Учитывая тепло, выделяющееся при конденсации паров воды при подъеме согласно (9)–(13), для относительной влажности воздуха 85% на уровне 10 м от поверхности и температуре воздуха у поверхности океана 27°C , как это наблюдалось в экспедиции в апреле, были рассчитаны параметры «пробного» объема (P, T), т.е. получена так называемая «влажная адиабата» (кривая 3, рис. 2). Видно, что выше высоты h_0 ($0,5 \text{ км}$ или 960 мбар) температура «пробного» объема воздуха выше температуры окружающего воздуха и он будет беспрепятственно подниматься до тропопаузы. Следовательно, при температуре поверхности океана 27°C и относительной влажности воздуха у поверхности 85% в типичной тропической атмосфере наблюдается сквозьтросферная конвекция, что является предпосылкой развития ТЦ.

Как известно, ТЦ практически всегда возникают при температуре воды поверхности океана более 26°C . Рассмотрим теперь, что же происходит при температуре ниже этой границы. Пусть температура поверхности $T_S = 24,8^\circ \text{C}$ и относительная влажность воздуха у поверхности $k_S = 85\%$. Расчеты для этих условий показали, что температура «пробного» объема воздуха превосходит температуру окружающего слоя только до высоты $2,5 \text{ км}$, следовательно, выше теплый и влажный воздух нижних слоев подняться не сможет. Доступная потенциальная энергия в этом случае, очевидно, недостаточна для формирования сквозьтросферной конвекции, а значит и ТЦ.

Таким образом, существование некоторой температурной границы образования ТЦ находит свое объяснение. Мы знаем, однако, что пары воды играют важнейшую роль в возникновении неустойчивости атмосферы. Проведены расчеты для различной относительной влажности воздуха над океанской поверхностью при разных температурах воды. Рассчитаны значения температуры и влажности, начиная с которых может осуществляться режим сквозьтропосферной конвекции. Получена область значений температуры поверхности океана и относительной влажности воздуха у поверхности, при которых возможна сквозьтропосферная конвекция (рис. 3): справа от кривой, изображенной на рисунке, находится область значений температуры и относительной влажности приповерхностного слоя атмосферы, где возможно возникновение сквозьтропосферной конвекции и, следовательно, создаются условия для формирования ТЦ, а слева — зона параметров T_S и k_S , где ТЦ маловероятны.

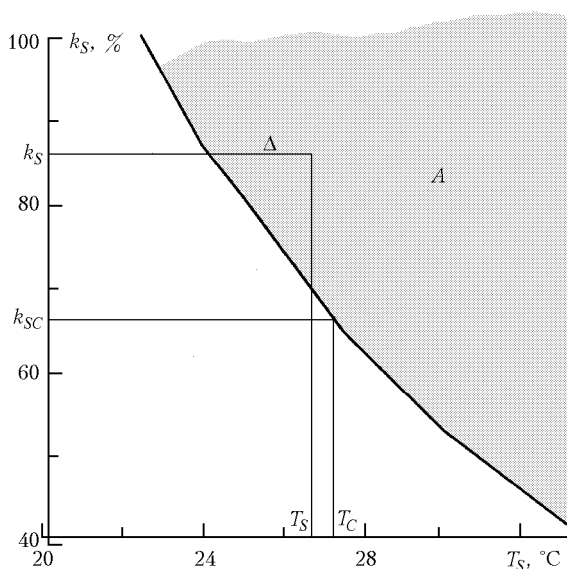


Рис. 3. Относительная влажность воздуха на уровне 10 м от поверхности и температура поверхности океана, определяющие возможность развития тропического циклона: ТЦ возможен в заштрихованной области А

Формирование температурно-влажностного критерия оценки возможности возникновения тропического циклона

Используя полученные зависимости, сформируем критерий Ω так, чтобы учесть не только температуру, но и влажность приповерхностного слоя атмосферы.

Предположим, что чем больше расстояние от точки (T_S, k_S) , характеризующей параметры некоторого состояния атмосферы над океаном, до пограничной кривой (см. рис. 3), тем больше вероятность генерации сквозьтропосферной конвекции и, соответственно, тем больше вероятность возникновения ТЦ. Линеаризуем пограничную кривую в некоторой

центральной ее точке ($T_C = 27,5^\circ\text{C}$, $k_{SC} = 67\%$) внутри интервала температур, при которых чаще всего наблюдаются ураганы. Этот интервал, что примечательно, весьма мал: от 25,5 до 29,5 °C [4]. Обозначим его $\Delta T_{\max} = 4^\circ\text{C}$, соответствующее приращение k_S вдоль кривой (см. рис. 3) составляет $\Delta k_{S\max} = 24\%$. Выберем параметр Δ , характеризующий расстояние от точки (T_S, k_S) до пограничной кривой в градусах Цельсия. Разделив параметр Δ на ΔT_{\max} , получаем более удобный безразмерный параметр

$$\delta = (T_S - T_C) / \Delta T_{\max} + (k_S - k_{SC}) / \Delta k_{S\max}. \quad (14)$$

Условия для возникновения сквозьтропосферной конвекции наиболее часто наблюдаются в приэкваториальной зоне. Однако многолетние наблюдения показывают, что по крайней мере на широтах от 5° с.ш. до 5° ю.ш. ТЦ не возникают. В этой широтной полосе процесс сквозьтропосферной конвекции протекает следующим образом. На расстоянии нескольких десятков километров друг от друга вырастают гигантские столбы кучевых облаков. В тихую погоду мореплаватель может увидеть с борта судна одновременно 10–12 таких облачных столбов, похожих по форме друг на друга и достигающих огромных высот. Очевидно, это и есть результат сквозьтропосферной конвекции, однако ТЦ при этом не развиваются.

Вертикальная конвекция в столбе воздуха сопровождается «подтаскиванием» к нему влажного воздуха нижних слоев тропосферы из окрестностей. Тот же процесс идет и в окрестностях других столбов. В результате возникает небольшой разнонаправленный ветер, вызывающий рябь на воде. Эта рябь наблюдается радиотелескопом со спутников в виде «атмосферных ячеек».

В приэкваториальной зоне поступающий к области сквозьтропосферной конвекции объем воздуха имеет небольшой момент количества движения, однако он недостаточен для того, чтобы «раскрутить» циклон. При удалении от экватора этот момент количества движения существенно возрастает благодаря действию сил Кориолиса, увеличивается и область, с которой влажный воздух поступает в центр каждого столба. Соседние столбы меньшей мощности поглощаются наиболее мощным и происходит зарождение ТЦ. Таким образом, второе главное условие генерации ТЦ — отличное от нуля ускорение Кориолиса. Поэтому в качестве второго необходимого условия использовано значение параметра, пропорциональное $\sin\phi$, где ϕ — широта места.

Теперь мы можем сформулировать общий критерий вероятности возникновения ТЦ в данной акватории:

$$\Omega = \delta \sin\phi. \quad (15)$$

Таким образом, нами сформирован некоторый критерий, зависящий от температуры поверхности океана, относительной влажности воздуха у поверхности, а также широты места. Покажем, что он пропорционален вероятности возникновения ТЦ.

Использование статистики возникновения тропических циклонов для оценки температурно- влажностного критерия

Используем имеющиеся данные по возникновению ТЦ за 16 лет [3]. Сравним распределение Ω по широтным зонам в океанах с вероятностью возникновения ТЦ в соответствующих акваториях. Критерий Ω рассчитывался по усредненным климатическим параметрам (температуре и влажности приповерхностного слоя атмосферы). Частота возникновения ураганов в выбранных акваториях была оценкой истинной вероятности возникновения ТЦ.

Были выбраны два района Мирового океана: Индийский океан к югу от экватора и Атлантический океан к северо-западу от экватора. На рис. 4, а приведены распределения количества ТЦ, возникших за 16 лет в диапазонах широт шириной 5°: от 0 до 5, от 5 до 10, от 10 до 15° и так далее в Индийском океане. На рис. 4, б приведены распределения количества ТЦ, возникших за 16 лет в Северной Атлантике к западу от меридиана 35° з.д. в диапазонах широт шириной 10°: от 0 до 10, от 10 до 20, от 20 до 30° и так далее. Эти распределения нор-

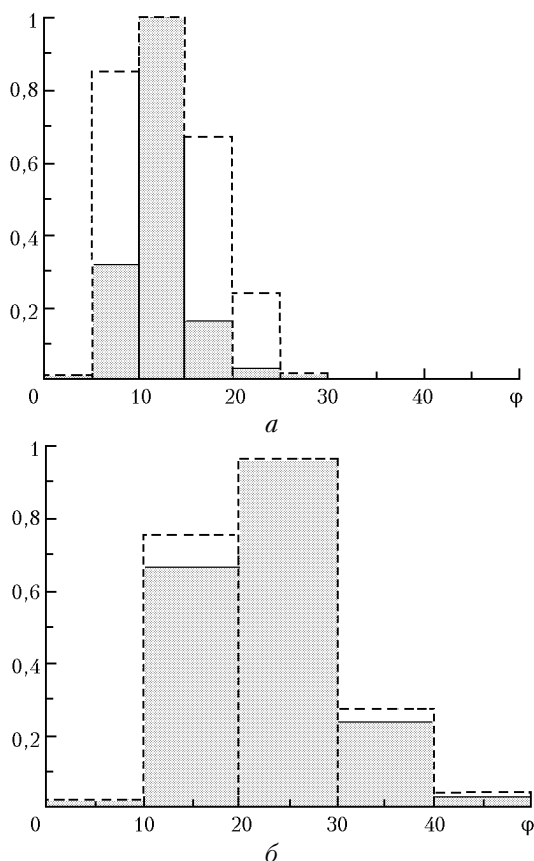


Рис. 4. Распределение частоты появления ТЦ (заштрихованная область) и зависимость критерия Ω , усредненного за год (штриховые линии), от широты φ к югу от экватора в Индийском океане (а) и к северу от экватора в Атлантическом океане (б)

мированы на максимальное число ТЦ в выбранном широтном диапазоне. Ясно, что величина каждого столбца характеризует вероятность возникновения ТЦ в данном широтном районе выбранного океана.

Как и следовало ожидать, вероятность возникновения ТЦ у экватора близка к 0, увеличивается к тропикам и затем уменьшается с дальнейшим увеличением широты. Видно также, что выбранные районы дают различные картины распределения вероятности: в Индийском океане максимум приходится на широты от 10 до 15° ю.ш., в то время как в выбранном районе Атлантического океана он сдвинут от экватора более чем на 10° и находится на широтах 20–30° с.ш.

Далее была проведена оценка Ω , усредненная за год, последовательно в каждом диапазоне широт. Результаты также нанесены на соответствующие графики. Нормировка проводилась на максимальное значение Ω для каждого океана. Средняя температура у поверхности определялась по Атласу океанов [4]. Относительная влажность была получена усреднением экспериментальных данных измерений влажности на высоте 10 м над водной поверхностью [2] и оказалась равной 80%.

Оказалось, что сформулированный критерий Ω точно отражает широтные закономерности возникновения ТЦ: в Индийском океане максимум «активности ураганов» согласно критерию Ω лежит в полосе от 10 до 15° ю.ш. и, следовательно, совпадает с реализовавшейся широтой зарождения максимального количества ТЦ. В Северной Атлантике из-за теплого течения Гольфстрим теплые воды распространяются до более высоких широт, и поэтому значения критерия Ω достигают максимальных величин в полосе 20–30° с.ш.; в этом же диапазоне лежат значения максимальной частоты зарождения ТЦ за 16 лет. Итак, в обоих случаях совпадения функций можно считать удовлетворительными, в особенности совпадения максимумов в зависимости от широты.

Сопоставим теперь энергию, высвобождающуюся в процессе ТЦ, и энергию, запасенную в зоне, где разовьется ТЦ. По предположенной нами схеме развития ТЦ «рабочим телом» в этой гигантской тепловой машине является водяной пар, находящийся в нижней части тропосферы. Как показали оценки, в сквозьтросферной конвекции может участвовать только воздух, находящийся в слое, не превышающем 500–700 м от поверхности океана. Будем считать, что при подъеме на высоту 10–12 км весь находящийся в этом слое пар конденсируется, отдавая свое тепло на развитие ТЦ. Тогда запасенную тепловую энергию можно оценить следующим образом:

$$E \cong LkuS \approx 10^{20} \text{ Дж}, \quad (16)$$

где L — удельная теплота парообразования ($L = 2,4 \text{ кДж/г}$); u — среднее количество водяных паров в атмосфере в столбе площадью 1 см^2 , которое характерно для зоны ТЦ ($u = 5 \text{ г/см}^2$); S — площадь поверхности океана, над которой развивается ТЦ (средняя длина пути циклона 1200 км, радиус 300 км); k — коэффициент, учитывающий долю

водяных паров, вовлеченных в процесс циклогенеза ($k \approx 0,8$).

Считая кпд действия «тепловой машины» ТЦ, т.е. эффективность преобразования запасенной энергии в кинетическую энергию движения воздушных масс, равным нескольким процентам, получим оценку высвобождающейся при прохождении циклона кинетической энергии порядка 10^{18} Дж. Полученные оценки совпадают с имеющимися оценками полной и кинетической энергии ТЦ, рассчитанными другими методами [5].

Такое совпадение оценок вероятности зарождения ТЦ по предложенному критерию и по частоте возникновения ТЦ за длительный период времени, а также оценок полной и высвобождающейся энергии с нашими оценками говорит о возможности ис-

пользования предложенного температурно-влажностного критерия Ω и целесообразности дальнейшего изучения физических принципов, позволивших сформулировать этот критерий.

1. Голицын Г.С. Статистика и энергетика тропических циклонов // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 535–538.
2. *Изменчивость* океана и атмосферы в экваториальной Атлантике (исследования по программе ПИГАП). М.: Наука, 1982. 319 с.
3. Покровская И.В., Шарков Е.А. Каталог тропических циклонов и тропических возмущений за 1983–1998 гг. М.: Полиграф сервис, 1999. 160 с.
4. *Атлас океанов*. Атлантический и Индийский океаны. М., 1977. 306 с.
5. Добрышман Е.М. Некоторые статистические характеристики и особенности тайфунов // Метеорол. и гидрол. 1994. № 11. С. 83–99.

V.N. Pelevin, V.V. Rostovtseva. New temperature-humidity criterion estimating the possibility of tropical cyclone generation.

The analysis of typical conditions of tropical cyclones generation was carried out. A complex criterion Ω was developed to characterize the probability of cyclone generation and its power. The criterion can be calculated using the values of the ocean surface temperature, the relative humidity of air in the layer above the ocean surface, and latitude of the place. The estimates of tropical cyclones generation probability based on the suggested criterion were compared to the frequency of cyclone generation during the 16-year period. Besides, the average values of the full energy and the kinetic energy of a cyclone were calculated using the developed method and also compared to the estimates available. The good agreement of these estimates proves the usefulness of the suggested criterion and the necessity of further investigation of the appropriate physical phenomena that enabled us to develop the criterion.