

# Мелкая конвекция и формирование тропических циклонов

М.С. Пермяков, Е.Ю. Поталова, Н.П. Маликова, В.И. Семькин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН  
690041 Владивосток, ул. Балтийская, 43  
E-mail: [permyakov@poi.dvo.ru](mailto:permyakov@poi.dvo.ru)*

В работе рассмотрены процессы взаимодействия конвективного атмосферного пограничного слоя с источником тепла и фонового геострофического потока, которые могут приводить к формированию тропических циклонов, как системы замкнутых циркуляций. Развиваются представления о роли мелкой влажной конвекции в виде скоплений пассатных облаков, как важном факторе формирования тропических циклонов. В рамках модели взаимодействия конвективного пограничного слоя, ограниченного инверсией, и геострофического потока в свободной атмосфере, показано, что при определенных условиях в полях функций тока в пограничном слое и в свободной атмосфере появляются области замкнутых циркуляций. Эти условия формирования выражаются в виде соотношений параметров подобия, включающих основные характеристики атмосферы, фонового потока, пограничного слоя – высоты, силы инверсии, интенсивности и размеров источника тепла. В рамках предложенной модели дается интерпретация известных фактов о тропических возмущениях. Связывая нагревание с температурой поверхности, показано сильное ее влияния на скорость формирования. Модельные расчеты показывают, что картина развивающихся потоков существенно зависит от распределения нагревания. Так источник в виде плато показывает возможность образования в свободной атмосфере узкого кольца циклонического ветра, окружающего область слабых антициклонических движений. Подобное отмечается и в развитии реальных циклонов. Приведены результаты расчетов, показывающие распад кольцевых вихрей на мезовихри и слияние последних в один циклон.

**Ключевые слова:** тропические циклоны, мелкая конвекция, глубокая конвекция.

## Введение

Одной из нерешенных и практически важнейших задач в проблеме тропического циклогенеза является задача выделения надежных критериев формирования тропических циклонов (ТЦ), которые в своем развитии могут превратиться в разрушительные ураганы и тайфуны. Здесь возникают вопросы экспериментального и теоретического характера - а что собственно нужно измерять и оценивать по данным систем наблюдений, включая дистанционное зондирование, как соотнести возможности измерительных систем с самим тропическим возмущением, с практическими задачами его диагностики и прогноза [1]?

Но, прежде всего, необходимо определить критерий, который позволяет однозначно сказать, что циклон, как барическое образование, «сформировался» из некоего начального бесформенного тропического возмущения. В литературе широко употребляются близкие по смыслу, но столь же нечеткие по содержанию, термины: «возникновение», «образование», «зарождение», «генерация», «самоорганизация», «вихрегенез» (см. ссылки в [2]). Часто с ними связывается усиление начального возмущения, а в эмпирических исследованиях сформировавшимся ТЦ считается депрессия с максимальным ветром 17 м/с. Иногда авторы, говоря об условиях зарождения ТЦ, касающихся температуры поверхности океана, на самом деле анализируют условия развития глубокой конвекции [3, 4], наличие которой не является обязательным на ранних стадиях развития циклонов в тропиках [5].

В настоящей работе термин «формирование» (зарождение) означает появление в потоке областей с замкнутой циклонической циркуляцией (или замкнутых изобар), что соответствует определению вихрей в геофизической гидродинамике, как структурных образований, характеризующихся наличием замкнутых линий тока [6]. Такое определение дает четкий математический критерий формирования вихрей при анализе потоков – появление в потоке гиперболических точек [2,6]. Использование такого определения при анализе математической модели ТЦ позволяет выделить критерии формирования в терминах входных переменных модели. Представляется что, поскольку реальные процессы при зарождении ТЦ чрезвычайно сложны, задача формулировки критериев состоит в построении достаточно простых моделей, отражающих лишь основные физические процессы, и выделения из них параметров подобия, которые можно оценить по данным имеющихся систем наблюдений в тропиках и использовать для построения полуэмпирических соотношений, позволяющих прогнозировать формирование отдельных ТЦ или оценивать тенденции в числе и средней интенсивности ТЦ за сезон. Такой полу-эмпирический подход давно и широко применяется в геофизической гидродинамике [7], а примеры применения его к изучению ТЦ можно найти в [3,8,9]. Здесь, следуя [2], для анализа условий формирования ТЦ используется модель взаимодействия фонового потока в свободной стратифицированной атмосферы и ограниченного инверсией атмосферного пограничного слоя (АПС) при наличии в нем источника тепла, представляющего процессы мелкой влажной конвекции.

### **Модель взаимодействия конвективного пограничного слоя и фонового потока**

Развиваемые представления о формировании ТЦ основываются на том факте, что возмущения, из которых они формируются, зарождаются и перемещаются в пассатах - устойчивой системы ветров с характерной для них структурой нижней атмосферы над океаном: теплый и влажный атмосферный пограничный слой (АПС), ограниченный на высоте ~1,5-2 км инверсией с перепадом температуры в несколько градусов, и сравнительно сухая атмосфера выше [5, 10]. АПС в области пассатов существенно отличается от классического экмановского и формируется в процессах влажной конвекции [10, 11], проявляющейся в виде «океанских пассатных кучевых» облаков, вертикальное развитие которых ограничено инверсией. Она организуется в системы с масштабами - от мезомасштабных облачных кластеров до суперкластеров и планетарных межсезонных колебаний [12]. В скоплении облаков локальное нагревание приводит к возмущению характеристик АПС и, в частности, его высоты. Неоднородности рельефа высоты АПС в свою очередь вызывают возмущения в полях ветра в свободной атмосфере, что аналогично орографическим или топографическим эффектам в динамике атмосферы и океана [6, 13]. При этом характеристики АПС (температура, высота, сила инверсии) определяют развитие конвективных облаков и тем самым вертикальный профиль нагревания. Реакция стратифицированной атмосферы на источники тепла будет существенно различаться для распределений, соответствующих глубокой и мелкой конвекции [11]. В первом случае возникающие вертикальные движения практически полностью компенсируют нагревание во всей толще атмосферы вследствие адиабатического охлаждения. Во втором случае источник тепла, сосредоточенный в нижних слоях атмосферы, возбуждает вертикальные движения с максимумом в средних слоях, что приводит к возмущениям температуры воздуха, и, как следствие, к появлению заметного термического ветра в фоновом потоке.

Указанные эффекты воспроизводятся в максимально упрощённой модели взаимодействующих перемешанного АПС и зонального потока. Детали вывода уравнений подобных моделей (и соответствующие ссылки) можно найти, например, в [2, 10, 14-16], поэтому далее приводим только итоговые соотношения. Динамика двухслойной атмосферы в модели определяется фоновым зональным геострофическим потоком  $U$ , параметром Кориолиса  $f$ , толщиной перемешанного АПС  $h=h(x,y)$ , стратификацией свободной атмосферы

$\Gamma = (\partial \Theta / \partial z) / \Theta$ , где  $\Theta$  - потенциальная температура,  $\Theta_0 = 300^{\circ}\text{K}$ ,  $t$  - время, осью  $x$  направлена на восток, а  $y$  на север. Структуру потоков дают уравнения для функций тока  $\psi_1$  в АПС и  $\psi_2$  в свободной атмосфере и вертикальной скорости  $w$  на верхней границе АПС:

$$\psi_1 = -Uy + g\Gamma h^2 / 4f, \quad (1)$$

$$\psi_2 = -Uy + (gz\Gamma / f) \cdot T(w), \quad (2)$$

$$w \approx kU \cdot \partial h / \partial y - k(g\Gamma / 6f) \nabla^2 h^3, \quad (3)$$

где  $k = C_d U / hf \approx 0,1$  - малый параметр,  $C_d$  - коэффициент трения,  $g$  - ускорение свободного падения. Для упрощения записи использован оператор  $T(f(x, y, t)) = \int_0^t f(x + U(t - t'), y, t') dt'$  поля  $f$  [15]. Уравнение (1) для функции тока  $\psi_1$  в АПС отражает поле фонового и осреднённого по толщине АПС возмущения давления, связанного с наличием перемешанного слоя высотой  $h = h(x, y)$ . Функция тока геострофического потока в свободной атмосфере в (2) содержит возмущения, связанные с компонентами термического ветра, появляющимися при горизонтальной неоднородности вертикальных движений, а выражение для  $w$  получено из условия непрерывности потока на верхней границе АПС с учетом ее рельефа.

Временная эволюция полей в (1)-(3) определяется толщиной АПС  $h(x, y, t)$ , которую мы связываем с потоком тепла  $q(x, y)$  (нормирован на  $\rho_p \Theta_0$ , где  $\rho$  и  $c_p$  - плотность и теплоемкость воздуха), силой инверсии и стратификацией атмосферы [16]:

$$h = h_0 + \varepsilon q t / \Delta, \quad (4)$$

где  $h_0$  - фоновое значение высоты АПС,  $\Delta$  - скачек температуры в инверсии, нормированный на  $\Theta_0$ ,  $\varepsilon \approx 0,2$  - эмпирический коэффициент вовлечения. При подстановке (4) в (1), (3) и (2) получаем уравнения для функций тока. Мы анализируем описанные выше процессы в малый период времени  $t < L/U$  от момента включения постоянного источника тепла  $q(x, y)$ , где  $L$  - его характерный горизонтальный масштаб. В этом случае  $T(q(x, y, t)) \sim q(x, y) \cdot t$ . Вводим безразмерные переменные, используя масштабы длины  $L$ , скорости  $U$ , времени  $L/U$ , притока тепла  $Q$  и полагая для определенности в (2)  $z = 2h_0$ . Структура полей в модели будет определяться безразмерными параметрами:

$$\alpha = \varepsilon g I Q^2 L / f \Delta^2 U^3, \quad (5)$$

$$\beta = 2k \varepsilon g Q \Gamma h_0 / f \Delta U^2, \quad (6)$$

$$\eta = \Delta h_0 U / \varepsilon L Q. \quad (7)$$

Первый параметр характеризует отношение эффектов нагревания и адвекции геострофическим потоком в АПС, второй - определяет соотношение скоростей фонового потока и индуцируемых в свободной атмосфере возмущений, третий - отношение характерных времен развития конвективного АПС и адвекции. После интегрирования и сохранения членов второго порядка по  $t$ , для функций тока можно записать:

$$\psi_1 = -y + A_1 q + B_1 q^2, \quad (8)$$

$$\psi_2 = -y + A_2 (\partial q / \partial y) - B_2 \nabla^2 q, \quad (9)$$

где  $A_1 = \alpha \eta t / 2$ ,  $B_1 = \alpha t^2 / 4$ ,  $A_2 = \beta t^2 / 2$ ,  $B_2 = \alpha \beta \eta^2 t^2 / 4$ . Первый член в правых частях (8) и (9) отражает фоновый геострофический поток, а последующие - возмущения его локальным нагреванием. Это типичная для различных задач вихреобразования в динамике

атмосферы и океана конфигурация [6]. Соотношения членов в правых частях (8) и (9) определяют наличие (или отсутствие) в полях особых гиперболических точек  $\psi_1(x, y, t)$  и  $\psi_2(x, y, t)$  и проходящих через них сепаратрис, отделяющих ядра вихрей от фонового потока.

### Некоторые результаты расчетов и обсуждение

Структура развивающейся циркуляции в (8) и (9) в момент времени  $t$  определяется распределением источников тепла  $q(x, y)$  и параметрами  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\eta$ . Задавая конкретный вид  $q(x, y)$ , можно получить из (8) критические для появления замкнутой циркуляции в АПС значение комплексов  $A_1$  и  $B_1$ , а из (9) критические значения комплексов  $A_2$  и  $B_2$ , при которых замкнутые циркуляции возникают и выше АПС. Они находятся численно из условия наличия в полях функций тока гиперболических точек. Отметим, что безразмерное время  $t$  - параметр, определяющий, наряду с  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\eta$ , поля функций тока, их качественные особенности и структурные изменения. При фиксированных  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\eta$  он становится критическим, что позволяет оценить время формирования циркуляций.

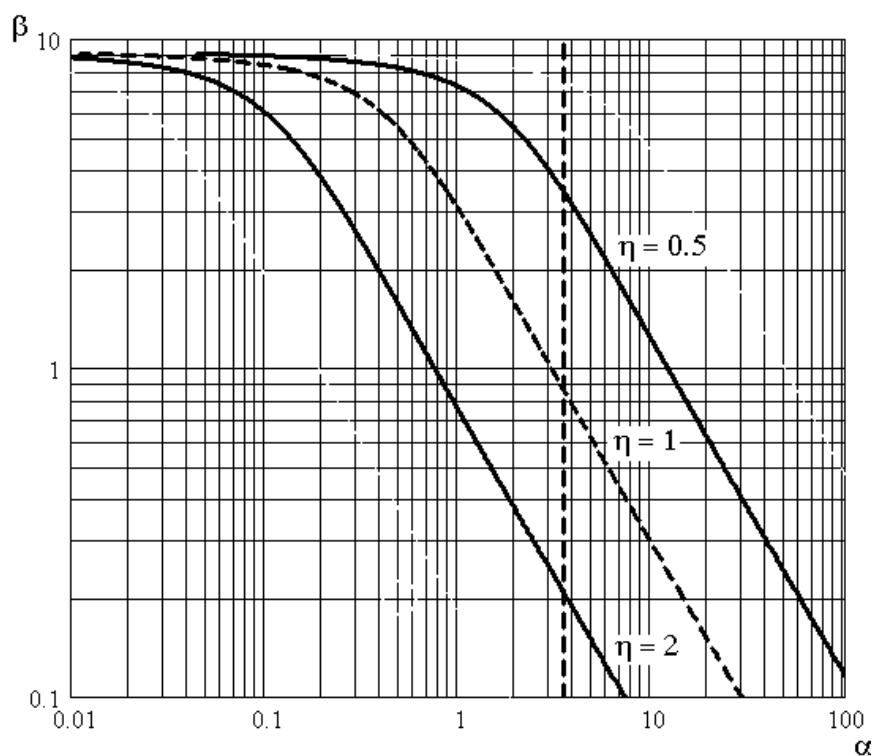


Рис. 1. Нейтральные кривые  $\beta(\alpha)$  при  $t=0.5$  для различных  $\eta$ . Верхний пунктир  $\alpha \approx 3.5$

Характерный вид нейтральных кривых  $\beta(\alpha)$ , разделяющих области значений параметров с замкнутыми (выше кривых) и незамкнутыми линиями тока в верхнем слое, показан на рис.1 при  $q(x, y) = \exp[-(x^2 + y^2)]$  для момента времени  $t=0,5$  и высоты  $h_0=1500$  м для трех значений  $\eta$ . Для случая  $\eta=1$  на рисунке добавлена вертикальная прямая, соответствующая минимальному для возникновения замкнутой циркуляции в АПС значению  $\alpha \approx 3,5$  (при  $\eta=0,5$  и  $2$  эти значения  $\sim 5,7$  и  $\sim 2$ ). Таким образом, при заданном  $\eta$  множество значений  $\alpha$  и  $\beta$  разделяется на четыре области с различным режимом: замкнутая циркуляция возможна только в АПС, возникает в обоих слоях или только в верхнем слое, циркуляции отсутствуют в обоих слоях. Здесь можно отметить, что при достаточно больших  $\beta$  формирование циркуляций практически слабо зависит от  $\alpha$ . Это означает, что в свободной атмосфере при этом возникает замкнутая циркуляция, а в АПС в силу

малости  $\alpha$  ее может и не быть. Влияния параметров на время формирования показано на рис.2. Увеличение  $\eta$  (или начальной высоты АПС) при прочих равных условиях снижает пороговые значения для  $\alpha$  и  $\beta$  и сокращает время формирования.

В рамках предлагаемой модели можно дать интерпретацию большого числа известных фактов о фоновых условиях в атмосфере и о возмущениях, предшествующих ТЦ [14], здесь мы отметим лишь некоторые. Так, наличие областей параметров, с различными режимами на рис. 1, соответствует известным из наблюдений фактам существования барических систем (не только тропических) в виде приземных и высотных циклонов, с холодным ядром, большая часть которых развивается в интенсивные ТЦ [4,5].

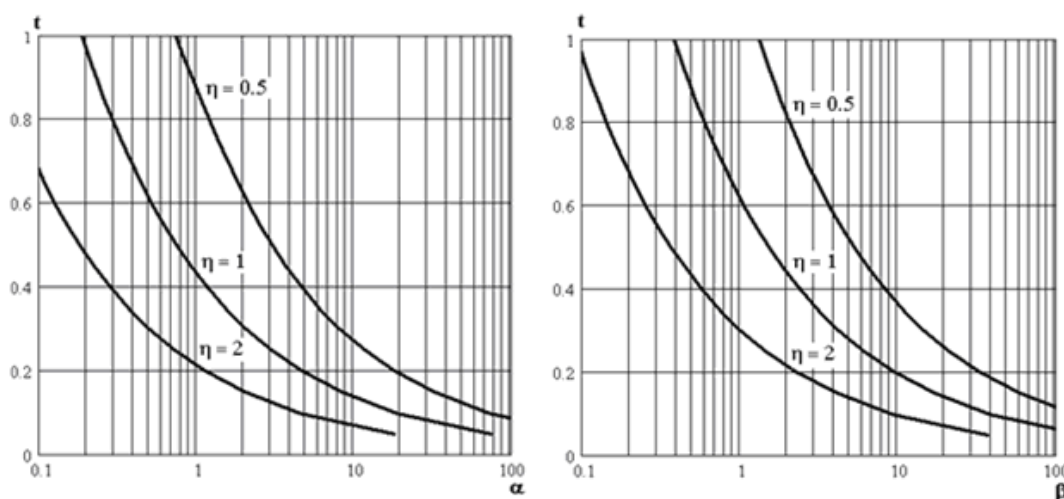


Рис. 2. Зависимость времени формирования замкнутой циркуляции в свободной атмосфере от  $\alpha$  при  $\beta=1$  (слева) и от  $\beta$  при  $\alpha=3$  (справа) при различных  $\eta$

Благоприятными для формирования циклона в модели оказываются малые скорости фонового потока  $U$ , и это объясняет годовой ход частоты ТЦ – она максимальна в летне-осенний период, когда зональные ветры минимальны. В практике прогноза так же известно, что возмущения, предшествующие ТЦ, возникают наиболее часто в районах затишья в зоне пассатов.

Параметры  $\alpha$  и  $\beta$  пропорциональны статической устойчивости и это в определенной степени проясняет известный «парадокс»: в облачных скоплениях, предшествующих ТЦ, статическая устойчивость выше, чем в безоблачной атмосфере [17]. Физический механизм этого связан с тем, что при повышенном градиенте потенциальной температуры и вертикальных движениях, индуцируемых процессами в АПС, больше и адиабатическое охлаждение в центральной области возмущения, а понижение температуры в силу соотношений термического ветра приводит к развитию циклонических движений в свободной атмосфере.

Рассматривая  $Q$  как масштаб аномалии нагревания, его можно связать с аномалией потока скрытого тепла, а последний с аномалией температуры поверхности  $\delta T_s$ . Линеаризуя интегральную формулу для скрытого тепла относительно средней температуры поверхности  $\bar{T}_s$ , получим  $Q(\delta T_s) \approx 0,06 \cdot C \cdot e_s(\bar{T}_s) \cdot U \cdot \delta T_s$ , где  $e_s(\bar{T}_s)$  - насыщающая влажность при температуре  $\bar{T}_s$ ,  $C \approx 10^3$ , а для времени формирования -  $t \sim \delta T_s^{-3}$ . Это может объяснить случаи быстрых - менее чем за 12 часов, превращений тропических возмущений в циклоны [1.], которые отмечаются, как правило, в наиболее прогретых районах океана, где и аномалии температуры значительны. Конечно, при этом нельзя исключать и влияния других факторов, например, скорость фонового потока. Можно показать, что  $t \sim U^{-2}$  и при снижении скорости с 5 м/с до 1-2 м/с, что не является редкостью в тропиках на синоптических масштабах, время формирования может уменьшиться более, чем на порядок.

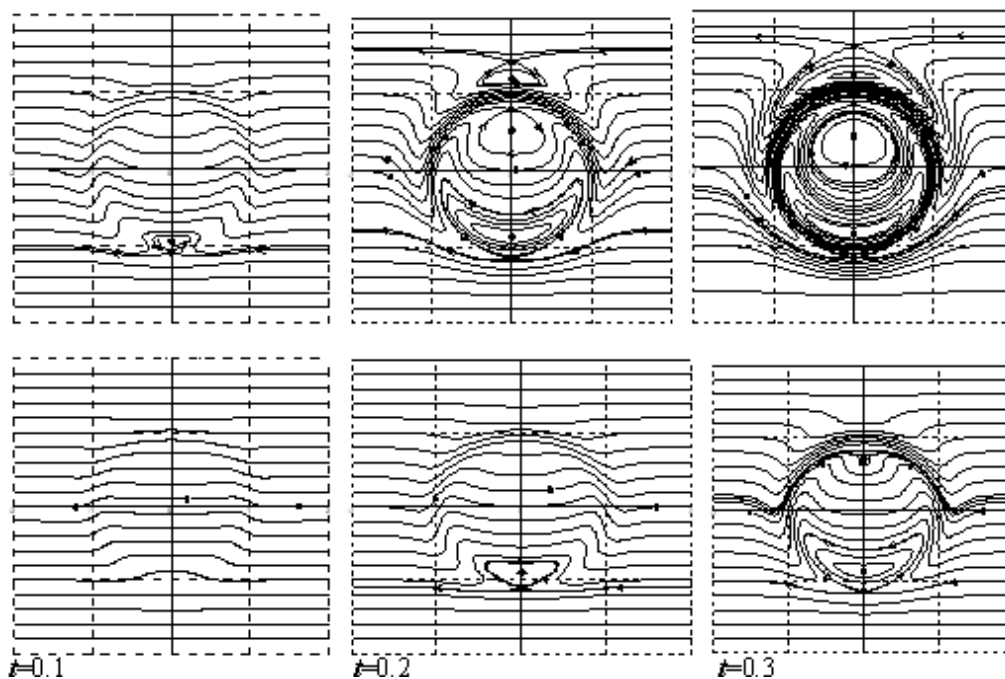
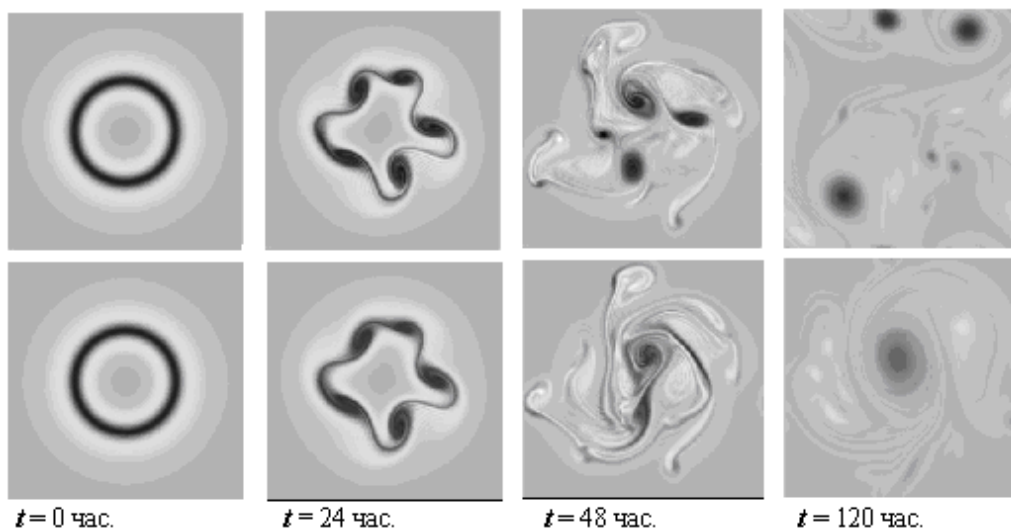


Рис. 3. Функции тока для нагрева в форме плато в свободной атмосфере (вверху) и в пограничном слое (внизу) при разные моменты времени  $t$  для  $\alpha=2, \beta=2, \eta=2$ . Отмечены особые точки и выделены сепаратрисы

Уравнения модели показывают, что развивающаяся картина потоков существенно зависит от пространственного распределения нагрева и даже при задании его простыми функциями, может иметь сложную структуру. Так, поля вертикальных скоростей, рассчитанные для различных  $q(x,y)$ , показывают, что при наличии в центре плоских участков или понижений в центральной области восходящие потоки обращаются в нуль или даже становятся отрицательными. Это соответствует в реальных циклонах процессам, сопровождающим появление «глаза» циклона, где воздух опускается и происходит его адиабатический нагрев. В модели при этом в силу соотношений термического ветра в свободной атмосфере возможно образование антициклонической циркуляции. Расчеты с источником тепла в виде плато с радиусом 1 и спадом на краях (рис.3) показывают образование на его периферии в свободной атмосфере узкого кольца циклонического ветра, окружающего область слабых антициклонических движений. В АПС при этом под большей частью плато циркуляция циклоническая. Аналогичная картина отмечается в ТЦ – при развитии циклона падение давления происходит на большой области в радиусе  $4-8^\circ$  широты, но «закручивается» только периферия возмущения, внутри - область затишья, где могут наблюдаться даже антициклонические ветры [18]. Наблюдения так же показывают, что «глаз» бури может стать различимым задолго до того, как возмущение достигнет интенсивности урагана [4].

Структура циркуляции на рис. 3 в свободной атмосфере очень близка к структуре вихрей с кольцевыми зонами в поле завихренности, которые, теряя устойчивость, через полигональную структуру – «вихревой кристалл», могут распадаются на отдельные мезомасштабные вихри [19]. Предложенная модель дает один из механизмов образования таких кольцевых вихрей в атмосфере, связанный с горизонтальной неоднородностью источника нагрева. Важно при этом, что расчеты на рис.3 демонстрируют образование таких вихрей на начальной стадии развития ТЦ, хотя обычно кольцевые структуры завихренности и полигональные формы «глаза» отмечаются в ураганах и тайфунах [19]. То, что и слабые кольцевые вихри могут распадаются на мезовихри, показывает рис.4, где приведены результаты численного моделирования эволюции баротропного кольцевого вихря с параметрами близкими к тем, что могут быть получены для

вихря в свободной атмосфере на рис.3 (радиус кольца 150 км, максимум скорости ветра 13 м/с). Расчеты проведены с релеевским трением [13] и с включением нелинейных эффектов экмановского пограничного слоя [20]. Во втором варианте, можно наблюдать слияние мезовихрей в один циклон за вполне реальное время – четверо суток. Подобное явление дробления тропических облачных систем синоптического масштаба на мезовихри, при объединении которых образуются ТЦ, отмечается в [5]. В [21] факт слияния наблюдаемых со спутников вихрей в средней атмосфере предложено использовать для прогноза формирования ТЦ.



*Рис. 4. Эволюция поля завихренности кольцевого вихря с начальным радиусом кольца  $L=150$  км и максимальной тангенциальной скоростью  $U=13$  м/с. Вверху - с релеевским трением, внизу - с учетом нелинейных эффектов погранслоя*

Таким образом, предложенная модель реалистично отражает многие особенности тропического циклогенеза. Она позволяет выделить безразмерные параметры подобия и использовать их для формулировки условий формирования ТЦ. При этом важными факторами, определяющими формирование ТЦ, являются характеристики пограничного слоя атмосферы – его высота, сила инверсии. До недавнего времени практически отсутствовала возможность оперативного контроля этих параметров АПС в тропиках. Но в последние годы появились достаточно эффективные дистанционные методы оценки основных параметров тропического АПС с помощью глобальных систем позиционирования [22] и лидарного зондирования со спутников [23]. Это позволяет надеяться, что удастся найти и эмпирические связи характеристик АПС с формированием тропических циклонов.

### Заключение

Проведенный анализ условий формирования ТЦ позволяет говорить, что мелкая конвекция в пограничном слое атмосферы над океаном может быть одним из основных факторов в процессах формирования тропических циклонов в районах пассатов. Высота пограничного слоя и сила инверсии на его верхней границе, скорость фонового крупномасштабного потока и статическая устойчивость атмосферы, пространственный масштаб и интенсивность источника тепла в скоплениях пассатных облаков определяют условия и время формирования замкнутых циклонических циркуляций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 06-05-64749 и № 09-05-00640.

## Литература

1. Покровская И.В., Руткевич П.Б., Шарков Е.А. Сценарный принцип усвоения спутниковой и наземной информации в контексте задач исследования атмосферных катастроф // Исследование Земли из космоса, 2004. № 3. С. 32-42.
2. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю. Условия формирования тропических циклонов в геострофическом потоке // Метеорология и гидрология, 2005. № 12. С.18-27.
3. Голицын Г.С. Ураганы, полярные и тропические, их энергия и размеры, количественный критерий возникновения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С.579-590.
4. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. С.477-482.
5. Риль Г. Климат и погода в тропиках. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 606 с.
6. Козлов В.Ф. Модели топографических вихрей в океане. М.: Наука, 1983. 200 с.
7. Голицын Г.С. Теория подобия в советских работах по геофизической гидродинамике // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1977. Т. 13. № 11. С.1132-1149.
8. Пермяков М.С. Необходимые условия развития тропического циклона // Метеорология и гидрология, 1992. №7. С.54-60.
9. Пермяков М.С. Малопараметрическая интегральная модель тропического циклона // Метеорология и гидрология, 1999. № 5. С.16-24.
10. Sarachik E.S. The Tropical Mixed Layer and Cumulus Parameterization // J. Atmos. Sci. 1974. vol.31. P.2225-2230.
11. Wu Z. A Shallow CISK, Deep Equilibrium Mechanism for the Interaction between Large-Scale Convection and Large-Scale Circulation in the Tropics // J. Atmos. Sci. 2003, v. 60. P.377-392.
12. Lindzen R.S. The Interaction of Waves and Convection in the Tropics // J. Atmos. Sci. 2003. V. 60. P.3009-3020.
13. Должанский Ф.В., Манин Д.Ю. Влияние турбулентного слоя Экмана на динамику крупномасштабных движений // Доклады РАН, 1992. Т.322. №6. С.1065-1069.
14. Пермяков М.С. Тропические циклоны: формирование и развитие, взаимодействие с океаном / Автореферат дисс. на соис. уч. ст. д. ф.-м. н. Владивосток. 2007. 36 с.
15. Manton M.J. Some effects of convection on geostrophic flow // Quart. J. R. Met.Sos. 1985. v. 111. P.173-182.
16. Tennekes H. Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer // J. Atmos. Sci. 1973. v. 30, P.558-567.
17. Добрышман Е.М. Динамика экваториальной атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 288 с.
18. Грей В.М. Генезис и интенсификация тропических циклонов // Интенсивные атмосферные вихри. М.: Мир, 1985. С.10-31.
19. Kossin J.P., Schubert W.H. Mesovortices, Polygonal Flow Patterns, and Rapid Pressure Falls in Hurricane-Like Vortices // J. Atmos. Sci. 2001. v. 58. 3.2196-2209.
20. Zavala Sanson L., van Heijst G.J.F. Nonlinear Ekman effects in rotating barotropic flows // J. Fluid Mech. 2000. v. 412. P. 75-91.
21. Venkatesh T.N. Prediction of tropical cyclone genesis using a vortex merger index // Geophys. Res. Lett. 2004. vol. 31. I.04105. doi:10.1029/2003GL019005.
22. Sokolovskiy S., Kuo Y.-H., Rocken C., Schreiner W.S., Hunt D., Anthes R.A. Monitoring the atmospheric boundary layer by GPS radio occultation // Geophys. Res. Letters. vol.33. L12813. doi:10.1029/2006GL025955. 2006.
23. Ahlgrimm M., Randall D. A. Diagnosing Monthly Mean Boundary Layer Properties from Reanalysis Data Using a Bulk Boundary Layer Model // J. Atmos. Sci. 2006. V.63. P.998-1012.



# Shallow convection and tropical cyclones formation

M.S. Permyakov, E.J. Potalova, N.P. Malikova, V.I. Semikin

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute  
690041 Vladivostok, st. Baltiiskaja, 43  
E-mail: [permyakov@poi.dvo.ru](mailto:permyakov@poi.dvo.ru)*

In the paper under consider processes of interaction of convective atmospheric boundary layer with a source of heat and a background geostrophic stream which can lead to formation of tropical cyclones as systems of the closed circulation. Conceptions about a role shallow moist convection in trade winds clouds gathering is developed as the important factor of formation of tropical cyclones. Within the model of interaction of convective boundary layer capped to inversion and a geostrophic stream in upper atmosphere, it is shown that under certain conditions in fields of streamfunctions in a boundary layer and upper atmosphere areas of the closed circulation appear. These conditions of formation are determined as parameters of similarity including characteristics of atmosphere, a background stream, a boundary layer – heights and inversion, intensity and a source of heat extent. Interpretation of the known facts about tropical disturbances is given on the base of offered model. Relate heating with sea surface temperature, is shown that it strong influence on speed of formation. Through modeling calculations of flows development is shown that it essentially depends from heating distribution. Thus the source in the form of a plateau shows possibility for formation a narrow ring of the cyclonic wind surrounding area of weak anticyclonic movements in free atmosphere. Similar is observed in development of real cyclones also. The results of calculations which show formation of such annular vortexes, their disintegration in an instability consequence on mesowhirlwinds and merge of the last in one cyclone are discussed.

**Keywords:** tropical cyclones, shallow convection, deep convection.