

$n - m$ — число точек на меридиане (от полюса до полюса), в которых амплитуда отклонений давления от зонального обращается в нуль. При больших n угловая скорость волны положительна — волна движется с запада на восток ($\sigma > 0$), при малых n волна движется на запад ($\sigma < 0$). Волны стационарны ($\sigma = 0$), если выполняется равенство

$$2 \left(1 + \frac{\omega}{\alpha} \right) - n^* (n^* + 1) = 0, \quad (7.8)$$

где n^* — значение n , соответствующее стационарному состоянию.

По соотношению (7.8) рассчитаны значения α/ω , а также значения зональной скорости на широте 45° :

n^*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$10^3 \frac{\alpha}{\omega}$	500	200	111	71	50	37	29	23	18	15	13
U м/с	164	65	36	23	16	12	9	7	6	5	4

Согласно приведенным данным, при обычно наблюдающихся значениях α ($10^3 \frac{\alpha}{\omega} = 25 \div 50$) и зональной скорости ветра (10—20 м/с) значения n^* должны лежать в довольно узких пределах (6—8).

Теория, развитая Е. Н. Блиновой, вполне удовлетворительно объясняет основные черты общей циркуляции атмосферы.

8 Тропические циклоны

Тропические циклоны (называемые на восточном побережье Азии и островах Тихого океана тайфунами, а в Северной Америке и островах Атлантики ураганами) принадлежат к числу наиболее мощных, обладающих огромной разрушительной силой и энергией, явлений природы. Согласно оценкам, выполненным специалистами, энергии, высвобождающейся за 10 дней существования тропического циклона средней интенсивности, достаточно для удовлетворения энергетических потребностей такой страны, как США в течение 600 лет. Циклон за сутки выделяет энергию примерно $5 \cdot 10^{19}$ Дж — это эквивалентно энергии 500 тыс. атомных бомб, сброшенных в конце второй мировой войны (август 1945 г.) американцами на японские города Хиросиму и Нагасаки. Во время урагана, прошедшего в сентябре 1932 г. через Пуэрто-Рико, выпало (обрушилось) $2,5 \cdot 10^9$ т осадков — это в 250 раз больше той массы воды, которая была поднята в воздух при атомном взрыве в Бикини.

Обладая столь внушительной энергией, тропические циклоны, проходя над морями, островами и прибрежными районами, вызы-

вают огромные разрушения и даже гибель людей (материальный ущерб исчисляется сотнями миллионов и даже миллиардами долларов). Разрушения и гибель людей вызывают ураганные ветры (скорость которых 20—50 м/с — обычное явление, но нередко она достигает 90—100 м/с; при этом не следует забывать, что ветровой напор пропорционален квадрату скорости); штормовые волны и нагоны воды (достигающие в узких заливах, бухтах и устьях рек 8—10 м); катастрофические наводнения (обусловленные сильными ливнями).

Не останавливаясь на описании многочисленных случаев тяжелых последствий, связанных с тропическими циклонами, укажем здесь лишь некоторые примеры, относящиеся к последним десятилетиям.

В сентябре 1959 г. тайфун полностью разрушил японский город Нагою с двухмиллионным населением. В ноябре 1970 г. циклон, получивший название Сверхтайфуна, нанес колоссальные разрушения на Филиппинах. В этом же году (13 ноября 1970 г.) обрушившийся с юга на дельту Ганга тропический циклон затопил дельту и побережье и послужил причиной гибели 200 тыс. человек (смытых в океан приливной волной высотой свыше 10 м).

В сентябре 1943 г. тайфун проник в Японское море, вызвав разрушения сначала в Японии, а затем — на побережье советского Приморья. За три дня непрерывного ливня только во Владивостоке выпало 395 мм осадков — более половины годовой нормы. Аналогичная картина, когда улицы Владивостока напоминали стремительные реки, повторилась через три года: 24 августа 1946 г. за 15 ч непрерывного дождя выпало 218 мм осадков. Ливень сопровождался ураганным ветром, разрушившим непрочные постройки и повалившим линии электропередачи и связи.

Не выдерживали натиска тропических циклонов не только парусные корабли былых времен (многочисленные случаи гибели отдельных судов, начиная с каравелл времен Х. Колумба; известно несколько случаев гибели целых эскадр парусных кораблей), но и военные корабли нашего времени. Осенью 1944 г. военная эскадра США, попав в Тихом океане в тайфун, потеряла три эскадренных миноносца вместе с экипажами (погибло 800 человек), 28 другим боевым кораблям был нанесен значительный урон.

В июле 1945 г. встреча с тайфуном (между Филиппинами и островом Окинава) Третьего флота США закончилась тем, что под ударами гигантских волн была отсечена носовая часть одного крейсера, а два других крейсера потеряли боеспособность.

Хотя в последние годы, в связи с организацией более ранних достоверных предупреждений о приближении тропических циклонов (большую помощь в этом оказывают наблюдения с ИСЗ и с помощью радиолокационной техники), количество жертв уменьшилось, однако материальный ущерб от ураганов, например, в США не только не убывает, но и возрастает. В 27 случаях

тропических циклонов, наблюдавшихся с 1974 по 1977 г., только в 5 случаях не сообщено о гибели людей (в каждом из 6 случаев число погибших превысило 100 человек, в том числе в ноябре 1977 г. в Индии — свыше 10 000 чел.). Наконец, последний пример: в урагане, вышедшем на Южный Техас (США) во второй декаде августа 1983 г., погибло 16 чел., материальный ущерб достиг 1,5 млрд. долларов.

Районы зарождения, скорость движения и строение ураганов. Наиболее часто (в 65 % случаев) тропические циклоны зарождаются в широтных зонах от 10 до 20° того и другого полушария и только над океанами. На зоны 3—10° в обоих полушариях приходится 22 % возникновения циклонов.

Наибольшее число (в среднем 32 циклона в год) тропических циклонов возникает в северной части тропической зоны Тихого океана. В северной части тропической зоны Атлантики и юго-западной части тропической зоны Тихого океана в среднем зарождается по 10 циклонов в год. Никогда не отмечались тропические циклоны в южной части Атлантики и юго-восточной части Тихого океана (здесь под влиянием холодных течений преобладают низкие температуры водной поверхности). В Индийском океане тропические циклоны возникают преимущественно в Бенгальском заливе и Аравийском море (по 2—3 циклона в год), а также восточнее Мадагаскара и у Маскаренских островов.

Тропические циклоны могут образоваться практически в любой месяц года (в северном полушарии исключение составляет, пожалуй, только февраль), однако отмечается хорошо выраженный максимум повторяемости их, приходящийся на август—сентябрь в северных частях Тихого океана и Атлантики, на май и ноябрь в Бенгальском заливе и Аравийском море и на январь в юго-западной части Тихого океана.

Направление и скорость перемещения тропических циклонов подчиняются тем же закономерностям, которые свойственны циклонам умеренных широт: они смещаются с воздушными потоками (называемыми ведущими), которые формируются барическими системами более крупного масштаба. Поскольку тропические циклоны зарождаются на южной (в северном полушарии) стороне азорского (в Атлантическом океане) и северотихоокеанского (гонолульского) антициклонов, то в соответствии с характером движения воздуха в таких системах ураганы и тайфуны движутся на океане сначала к западу, а затем, по мере приближения к восточным берегам и островам Северной Америки и Азии, они начинают смещаться к северо-западу, северу и даже к северо-востоку (уже как обычные циклоны умеренных широт). В тех случаях, когда тропический циклон выходит на материк, он уже в 100—200 км от берега существенно ослабевает. Хотя сравнительно редко, однако, как уже отмечено выше, тайфуны проникают в Японское море и на советское Приморье.

Скорость движения тропических циклонов в среднем составляет примерно 20 км/ч, время существования от 2 до 18 суток. Траектория тайфунов и ураганов в первом приближении представляет собой кривую, имеющую некоторое сходство с гигантской параболой, в вершине которой (чаще всего на широте около 20°) циклон достигает стадии зрелости: давление в центре достигает (во времени) наименьшего значения (наиболее часто 950—960 гПа, в редких случаях — до 890 гПа, рекордно низкое — около 875 гПа), скорость ветра и интенсивность осадков — максимального. До стадии зрелости тропический циклон углубляется, а после нее начинает заполняться и более быстро (30—40 км/ч) перемещаться. Следует подчеркнуть, что траектория каждого конкретного тропического циклона в общем случае — довольно сложная кривая (со значительными отклонениями от параболообразной кривой, вплоть до появления «петель»). Это обстоятельство сильно затрудняет предсказание ураганов и тайфунов.

Размеры тропических циклонов внушительны по вертикали (до 8—15 км) и сравнительно невелики по горизонтали — несколько сотен километров (чаще всего — от 80 до 600 км).

В согласии с тем, что в тропических циклонах велик перепад давлений воздуха между периферией и центром (барические градиенты, как правило, 14—17 гПа/100 км, рекордные значения — до 60 гПа/100 км), скорость ветра в них может достигать огромных значений: максимальное из измеренных значений составляет 90 м/с (при больших скоростях даже специально сконструированные анемометры, равно как и другие приборы, выходили из строя); по косвенным оценкам скорость ветра может достигать 110 м/с.

Однако скорость ветра в тропическом циклоне по горизонтали распределена неравномерно. В центральной части диаметром 20—50 км (так называемый глаз бури) скорость ветра невелика и неустойчива по направлению. Здесь же отмечается незначительная облачность, а в отдельных точках — даже полное прояснение (отсюда и название — глаз бури). Отметим, что, хотя глаз бури — явление феноменальное (и пока плохо объясненное), занимает он всего около 1 % площади урагана.

По направлению от глаза бури к периферии скорость ветра сначала растет, на расстоянии от 20 до 50 км (а в экстремальных случаях от 10 до 150 км) достигает максимума и затем сравнительно медленно убывает. С увеличением высоты скорость ветра в поясе больших значений (ширина этого пояса составляет сотни километров) убывает — сравнительно медленно до уровня около 6 км и значительно быстрее выше этого уровня.

Движение воздуха в тропических циклонах происходит (также как и в циклонах умеренных широт) против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой — в южном. В условиях больших скоростей ветра и термической неустойчивости (плюс эф-

факт низких широт), порождающих интенсивную турбулентность, пограничный слой, в котором наблюдается сходимость воздушных течений к центру, в тропических циклонах охватывает практически всю тропосферу. Возникающие под влиянием сходимости (конвергенции) потоков упорядоченные восходящие вертикальные движения и обусловленное ими и высокой температурой водной поверхности неустойчивое состояние по вертикали (в большей части — влажно-неустойчивое) способствуют формированию в тропических циклонах кучево-дождевых и других форм облаков, которые как стена опоясывают глаз бури. Ширина этой стены облаков составляет несколько сотен километров (совпадает с поясом больших скоростей ветра), а по высоте она простирается от нескольких сотен метров (при наблюдаемой высокой относительной и абсолютной влажности уровень конденсации располагается на небольшой высоте) до 12—15 км (практически — до тропопаузы). Снимки со спутников показывают, что с внешней стороны к стене (кольцу) облаков примыкает несколько (вплоть до 7) спиралеобразных полос облаков длиной 300—400 км (в отдельных случаях до 900 км). Этот факт свидетельствует о том, что в вихревое движение тропического циклона вовлечена значительно большая масса атмосферы, чем это следует из размеров облачного кольца при наблюдении снизу.

Совершенно естественно, что из столь мощной по вертикали кучево-дождевой облачности выпадают ливневые осадки исключительно большой интенсивности (дождь льет, как из опрокинутого над головой ведра; никакой, даже самый сильный душ, не может сравниться с ливнем в урагане). Измерение количества осадков в тропических циклонах как на суше, так и на судах встречает немало трудностей; поэтому полученные путем измерений данные не лишены существенных погрешностей. Тем не менее можно считать установленным, что за время прохождения тропического циклона через станцию выпадает в среднем около 500, а в экстремальных случаях — до 2500 мм осадков (для большинства районов Земли первая цифра близка, а вторая в несколько раз превосходит годовую норму осадков).

Зарождение тропических циклонов. Высказано немало гипотез об условиях возникновения и построено большое число моделей строения тропических циклонов. Однако удовлетворительно разрешенной эту проблему нельзя считать и на сегодня. Наибольшим признанием пользуется представление о зарождении тропических циклонов во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), в которой встречаются северо-восточный пассат северного полушария и юго-восточный пассат южного полушария. Во всех случаях дивергенция скорости ветра ($du/dx + dv/dy$) в ВЗК меньше нуля. Это означает (см. уравнение (4.1)), что под влиянием дивергенции (четвертое слагаемое в левой части (4.1)) на некотором расстоянии от экватора (где уже ощутимо отличен от нуля кориолисов

параметр $2\omega_z$) локальная производная

$$\left(\frac{\partial\Omega_z}{\partial t}\right)_{\text{div}} = -(\Omega_z + 2\omega_z)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (8.1)$$

больше нуля в северном полушарии и меньше нуля — в южном (при условии, что в начальный момент вихрь $\Omega_z = 0$). Таким образом, в обоих полушариях при отсутствии вихревого движения в начальный момент под влиянием дивергенции ветра в ВЗК через некоторое время возникает циклонический вихрь (с вращением против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой — в южном).

Однако влиянием одного дивергентного фактора объяснить зарождение тропического циклона нельзя (поскольку ВЗК и этот фактор существуют постоянно, а тропические циклоны образуются, к счастью, все же сравнительно редко). Вторым важным фактором возникновения тропических циклонов служит бароклиный член — правая часть уравнения (4.1), приведенная к виду (4.2). Изменение вихря во времени под влиянием бароклинного фактора, согласно (4.1) и (4.2), имеет вид

$$\left(\frac{\partial\Omega_z}{\partial t}\right)_{\text{бар}} = \frac{2\omega_z}{T_v}\left(u_g \frac{\partial T_v}{\partial x} + v_g \frac{\partial T_v}{\partial y}\right), \quad (8.2)$$

где внесено одно уточнение: вместо температуры T введена виртуальная температура T_v (это так и должно быть, поскольку при получении выражения (4.2) используется уравнение состояния воздуха). В областях адвекции холода, когда выражение в скобках больше нуля, под влиянием бароклинного фактора (опять же на некотором удалении от экватора) возникает в обоих полушариях циклонический вихрь: локальная производная от вихря по времени (а следовательно, и сам вихрь через некоторое время) больше нуля в северном полушарии и меньше нуля в южном.

В пользу этого заключения говорит впервые отмеченный акад. В. В. Шулейкиным факт, что тропические циклоны возникают только там, где температуры воды на поверхности океана и воздуха вблизи нее не ниже $26-27^\circ\text{C}$, а относительная и абсолютная влажность достаточно высоки. Совершенно очевидно, что при затопке воздуха как с юга (пассатного потока из южного полушария), так и с севера на такую теплую подстилающую поверхность будет наблюдаться адвекция холода (в общем случае — адвекция более низких значений виртуальной температуры; при больших значениях массовой доли водяного пара, наблюдаемых в ВЗК, учет виртуального добавка существен).

На основании исследований с привлечением синоптических материалов показано, что зарождаются тропические циклоны только в тех случаях, когда наблюдается проникновение (втор-

жение) холодного воздуха в средней и верхней тропосфере с севера в низкие широты Индийского океана. Это вторжение не обязательно охватывает обширную область, оно может быть достаточно узким (типа языка холода)— в этом случае особенно велики контрасты температур (а вместе с этим и адвекция T_v) между проникающим далеко на юг холодным воздухом и теплым влажным воздухом, располагающимся над поверхностью океана с высокой температурой. Отметим, что понижение температуры (под влиянием адвекции холода) наверху способствует увеличению термической неустойчивости и возникновению конвективных движений.

В процессе движения происходит также заток холодного воздуха в область циклона преимущественно в средней и верхней тропосфере в виде струй, о чем свидетельствуют наблюдаемые со спутников спиралеобразные (сходящиеся к центру циклона) полосы облаков и разности температур воздуха в центральной части циклона и на его периферии, которые сравнительно невелики вблизи поверхности океана и достигают $5-15^\circ\text{C}$ на уровнях от 3 до 13 км. Под влиянием затора холода тропический циклон углубляется (регенерирует), а также может приобретать составляющую скорости движения, которая, накладываясь на скорость ведущего потока (средняя скорость ветра между уровнем моря и уровнем 300 гПа в районе циклона), приводит к очень сложному виду траектории движения циклона (вихрь не только смещается по ведущему потоку, но и относительно его под влиянием новообразования).

Тайфуны, выходящие на Японское море и советское Приморье (равно как в Южно-Китайское море и на юго-восток Китая), нередко регенерируют (усиливаются) под влиянием притока холода в тыловую часть его из более северных районов. Вследствие этого тайфуны сохраняют свою мощь в течение длительного времени и в Приморье, в частности, проникают далеко на север (вплоть до Охотского моря и Камчатки).

Модели строения тропических циклонов. В последние десятилетия создано (прежде всего, американскими и японскими учеными) несколько моделей строения тропических циклонов на различных стадиях их развития, в том числе ряд численных гидродинамических моделей, реализуемых на современных ЭВМ. Не останавливаясь на их описании и анализе полученных результатов, укажем, что оценку наиболее важных характеристик циклона (максимальной скорости ветра c_m , распределения ее по горизонтали и высоте, перепада давления воздуха между центром и периферией и др.) можно получить с помощью простейшей модели градиентного ветра (см. п. 3), дополненной учетом сил поверхностного и турбулентного трения.

Сначала рассмотрим случай градиентного движения в циклоне с круговыми изобарами, когда в каждой точке барический гради-

ент уравновешен кориолисовой и центробежной силами:

$$\frac{\partial p}{\partial r} = 2\omega_z \rho_0 c + \rho_0 \frac{c^2}{r}, \quad (8.3)$$

где, как и в п. 3, c — скорость градиентного ветра (здесь мы опускаем индекс «ц»), r — расстояние точки от центра циклона, ρ_0 — плотность воздуха вблизи уровня моря.

Однако, в отличие от п. 3, барический градиент $\partial p/\partial r$, в согласии с данными наблюдений, будем считать в тропическом циклоне переменной величиной, зависящей от r . Поскольку получено больше данных наблюдений и, следовательно, лучше известны закономерности изменения скорости ветра, чем атмосферного давления, то целесообразно задать (считать известной) зависимость c , а не $\partial p/\partial r$ от расстояния r .

Скорость ветра в основной части урагана (его ядре — от центра до расстояния r_m , где она достигает максимального значения c_m) растет при увеличении r ; в первом приближении этот рост можно считать линейным

$$c(r) = \alpha r, \quad (8.4)$$

где α — постоянная, имеющая смысл угловой скорости вращения воздуха в ядре урагана.

Вводя выражение (8.4) в уравнение (8.3) и интегрируя полученное уравнение от $r=0$ до произвольного r и соответственно от p_0 до p , получаем

$$p(r) = p_0 + \alpha \rho_0 (2\omega_z + \alpha) r^2/2, \quad (8.5)$$

где p_0 — давление воздуха в центре циклона (при $r=0$). В частности, на внешней границе (r_m) ядра давление воздуха $p_m = p(r_m)$:

$$p_m = p_0 + \alpha \rho_0 (2\omega_z + \alpha) r_m^2/2. \quad (8.6)$$

Во внешней части циклона (вне ядра) скорость ветра убывает при увеличении r . Будем считать, что зависимость скорости ветра от r вне ядра описывается степенной функцией:

$$c(r) = \beta r^{-n}, \quad (8.7)$$

где β и n — постоянные (для данного циклона).

Поскольку, при $r=r_m$ скорости, определяемые соотношениями (8.4) и (8.7), должны совпадать, то $\alpha r_m = \beta r_m^{-n}$ или

$$\beta = \alpha r_m^{n+1}. \quad (8.8)$$

Интегрируя уравнение (8.3) от r_m до произвольного r и соответственно от p_m до p при $c(r)$, определенном выражением (8.7), получаем

$$p(r) = p_m + \frac{2\omega_z \rho_0 \alpha r_m^2}{n-1} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r} \right)^{n-1} \right] + \frac{\rho_0 \alpha^2 r_m^2}{2n} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r} \right)^{2n} \right], \quad (8.9)$$

при этом использовано соотношение (8.8). На внешней границе циклона (обозначим радиус ее через r_∞) давление воздуха известно и равно p_∞ . Согласно (8.9)

$$p_\infty = p_m + \frac{2\omega_z \rho_0 \alpha r_m^2}{n-1} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r_\infty} \right)^{n-1} \right] + \frac{\rho_0 \alpha^2 r_m^2}{2n} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r_\infty} \right)^{2n} \right]. \quad (8.10)$$

Формулы (8.5) и (8.9) определяют распределение давления в циклоне вдоль радиуса. Взяв производную по r , найдем зависимость барического градиента от r . Если в формуле (8.10) заменить p_m по соотношению (8.6), то получим следующее выражение для очень важной величины — давления в центре циклона:

$$p_0 = p_\infty - \frac{\alpha \rho_0 r_m^2}{2} \left\{ (2\omega_z + \alpha) + \frac{4\omega_z}{n-1} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r_\infty} \right)^{n-1} \right] + \frac{\alpha}{n} \left[1 - \left(\frac{r_m}{r_\infty} \right)^{2n} \right] \right\}. \quad (8.11)$$

При заданном n и известных (из наблюдений) радиусах ядра (r_m) и тропического циклона в целом (r_∞), а также разности (перепада) давлений $\Delta p = p_\infty - p_0$, соотношение (8.11) позволяет определить неизвестную угловую скорость вращения (α) ядра, а вместе с этим и максимальное значение (c_m) скорости ветра в циклоне: $c_m = \alpha r_m$. Согласно имеющимся данным, показатель степени n в выражении (8.7) изменяется в сравнительно узких пределах — от 0,5 до 1.

Не выписывая несколько громоздкого решения квадратного (относительно α) уравнения (8.11) в общем случае, приведем вытекающее из него выражение для c_m в предположении, что можно пренебречь отношением $(r_m/r_\infty)^{2n}$ по сравнению с единицей (согласно оценкам, это отношение, как правило, меньше 0,20—0,25), а также членами, содержащими кориолисов параметр ($2\omega_z$).

В этом случае связь между c_m и Δp , как это непосредственно следует из (8.11), приобретает особенно простой вид:

$$\frac{n+1}{2n} \rho_0 \alpha^2 r_m^2 = p_\infty - p_0 \quad \text{или} \quad c_m = \sqrt{\frac{2n(p_\infty - p_0)}{\rho_0(n+1)}}. \quad (8.12)$$

Сравнение значений c_m с определенными по этой и более общей (без пренебрежения указанными выше членами) формуле показывает, что формула (8.12) завышает c_m не более чем на 15 м/с. А в целом оцененная по (8.12) и, тем более, с помощью решения уравнения (8.11) максимальная скорость в циклоне удовлетворительно согласуется с данными наблюдений (не следует забывать о трудностях и погрешностях измерений c_m).

После того как определена градиентная скорость в циклоне, распределение скорости ветра по высоте можно определить с помощью одной из простейших моделей погранслоя (например, Экмана или Тейлора), учитывающей также изменение барического поля под влиянием горизонтальной неоднородности поля температуры. Вертикальная скорость находится (при известной зависимости скорости ветра от высоты) путем интегрирования уравнения неразрывности.

Глаз бури. Самое феноменальное и загадочное явление в тропическом циклоне — его центральная часть (глаз бури), в которой облачность крайне незначительна (особенно по сравнению с окружающей глаз стеной облаков).

Традиционно принято считать (без убедительных доводов физического содержания, основываясь исключительно на факте незначительной облачности), что для глаза бури характерны нисходящие движения воздуха. Однако такое заключение не соответствует тому, что в циклоне воздушные потоки сходятся к центральной части и не могут не вызвать восходящего движения воздуха, скорость которого максимальна как раз в центральной части циклона.

Основной причиной резкого уменьшения облачности в центральной части циклона служит повышение температуры воздуха, обусловленное переносом тепла от поверхности океана к атмосфере восходящим потоком. Перенос тепла в урагане возрастает в результате сильного волнения водной поверхности, вследствие чего значительно увеличивается (до 8 раз) площадь соприкосновения воздуха с водой. Не следует забывать, что охлаждение слоя океана толщиной 50 м (а в условиях сильного волнения толщина перемешанного слоя еще больше) только на $0,2^\circ\text{C}$ приводит к нагреванию столба тропосферы под влиянием тепла, поступившего из океана, на $4\text{--}5^\circ\text{C}$. Перенос тепла от океана максимален в центральной части циклона, там, где достигают наибольших значений вертикальные скорости. Конвективный приток тепла

к единичной массе воздуха $c_p \Delta T_w = -c_p \omega (\gamma'_a - \gamma)$ положителен в тех слоях, где стратификация влажнонеустойчивая ($\gamma > \gamma'_a$).

В большей части тропического циклона это условие выполняется. Поскольку, однако, вертикальная скорость ω изменяется в тропическом циклоне с высотой так же, как и в циклонах умеренных широт (см. п. 9), т. е. достигает максимума в средней тропосфере, то и конвективный приток ($c_p \Delta T_w$) тепла здесь наибольший.

В приводном слое, где ω и $c_p \Delta T_w$ малы, но велик вертикальный градиент температуры γ , основную роль в передаче тепла от океана к атмосфере играет турбулентный обмен. Поток тепла $Q_z = -c_p \rho k (\gamma_a - \gamma)$, сформировавшийся в приводном слое, переносится вверх вертикальными токами ω и посредством турбулентного обмена.

Повышение температуры ($\Delta T = T_0 - T_\infty$) в центральной части циклона на несколько градусов (по данным наблюдений на 5—15°C в слое от 3 до 13 км) приводит к испарению капель и уменьшению водности облака (табл. 20.5).

Таблица 20.5. Уменьшение абсолютной водности облака ($\text{г}/\text{м}^3$) при повышении температуры на ΔT

ΔT °C	T_∞ °C						
	-40	-20	0	10	20	30	40
1	0,017	0,096	0,363	0,648	1,099	1,78	2,77
2	0,040	0,20	0,749	1,33	1,52	3,65	5,67
4	0,088	0,430	1,594	2,82	4,75	—	—
6	0,144	0,696	2,545	4,47	—	—	—
8	0,212	1,001	3,612	—	—	—	—
10	0,291	1,352	4,809	—	—	—	—
12	0,385	1,753	—	—	—	—	—
14	0,495	2,212	—	—	—	—	—

Согласно табл. 20.5, повышение температуры на 6—10°C сопровождается столь значительным уменьшением водности (до 3—5 $\text{г}/\text{м}^3$), что кучево-дождевая облачность в центральной части урагана должна или полностью рассеяться или трансформироваться в менее водные (не дающие осадков) облака. Такова основная (по нашему мнению) причина образования глаза бури в тропическом циклоне.

В основной части циклона (где формируется стена облаков) приток тепла от океана к атмосфере также играет некоторую роль. Поскольку, однако, здесь и температура поверхности океана ниже, чем в центре, и меньше скорость восходящего движения

(она убывает от центра к периферии), то приток тепла не настолько значителен, чтобы существенно изменить водность кучво-дождевого облака, формирующегося в восходящем потоке.

9 О роли крупномасштабных вертикальных движений в возникновении конвекции в атмосфере

Крупномасштабные вертикальные движения (горизонтальный масштаб — порядка сотен и тысяч километров), формирующиеся прежде всего под влиянием сил поверхностного и турбулентного трения, служат причиной еще одного важного эффекта.

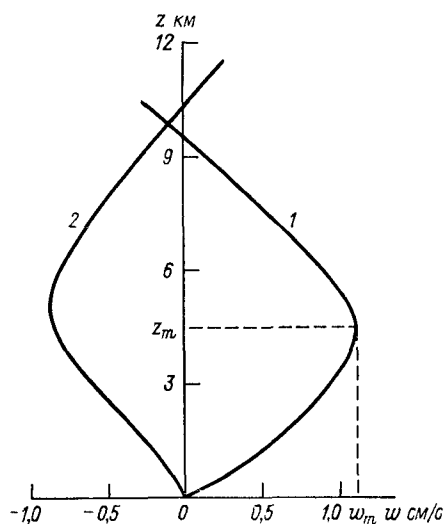


Рис. 20.10. Схема изменения вертикальной скорости с высотой в циклоне (1) и антициклоне (2).

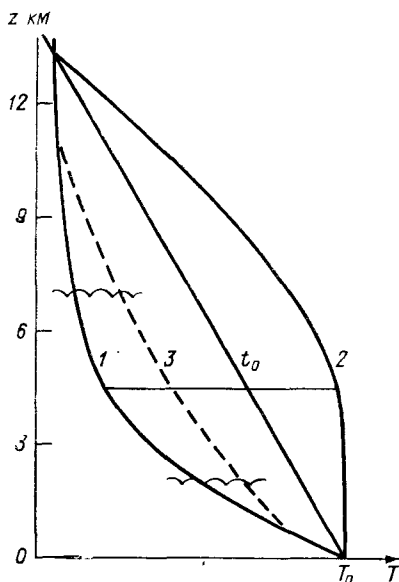


Рис. 20.11. Схема распределения температуры воздуха по высоте в начальный момент (t_0) и через некоторое время Δt .

1 — в циклоне (при $\omega > 0$), 2 — в антициклоне (при $\omega < 0$), 3 — в циклоне после образования облака (волнистые линии — границы облака).

Анализ формулы (4.1) гл. 21, непосредственно получаемой из уравнения неразрывности, показывает, что над однородной (не горной) земной поверхностью распределение ω по высоте имеет вид, изображенный на рис. 20.10.