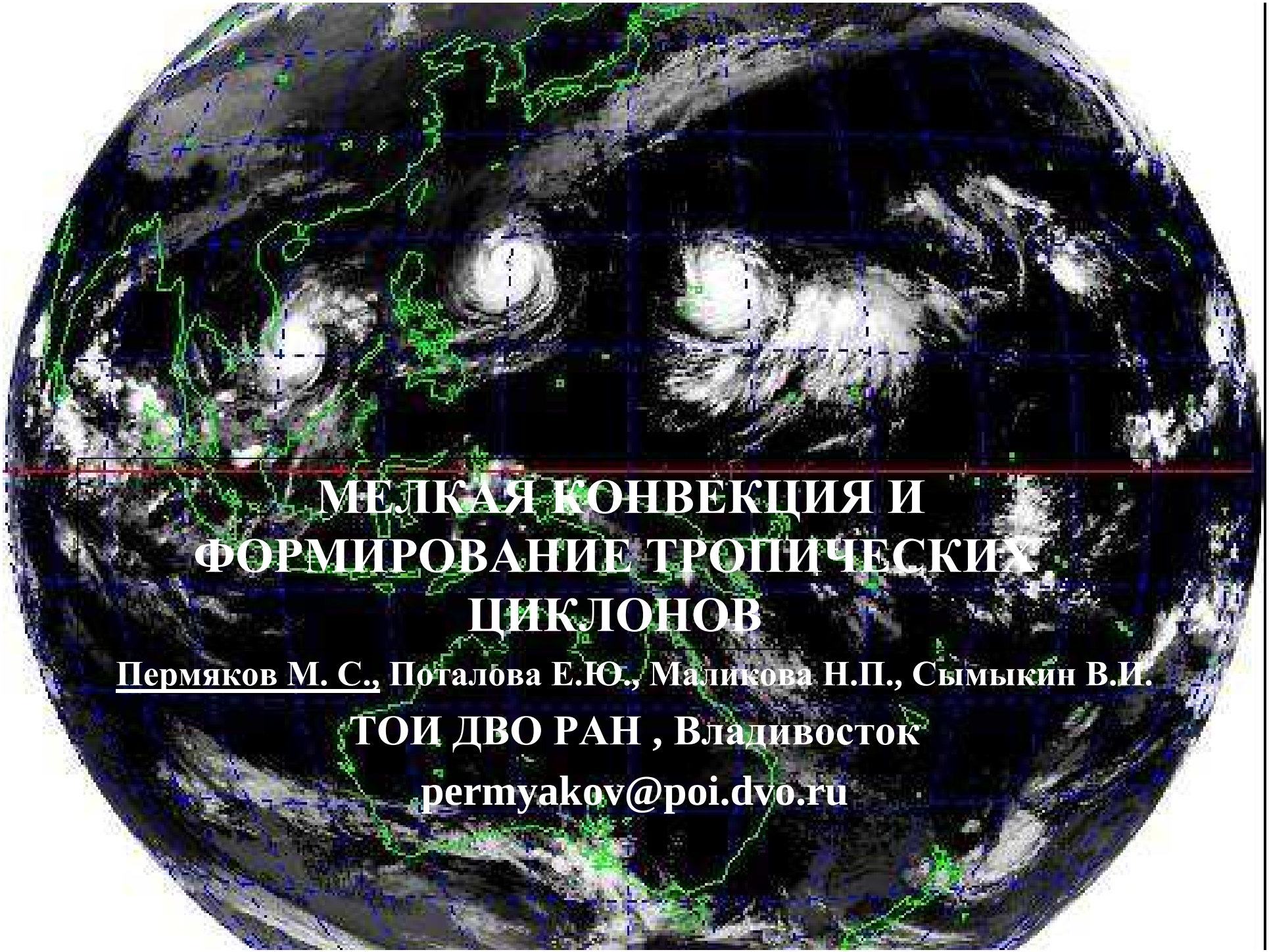


МЕЛКАЯ КОНВЕКЦИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

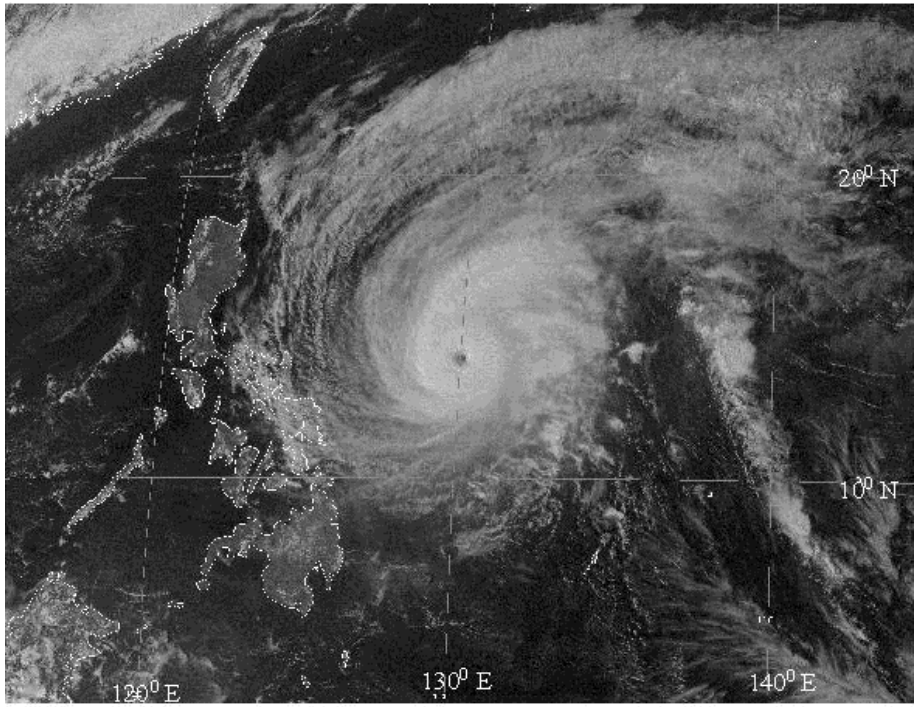
Пермяков М. С., Поталова Е.Ю., Маликова Н.П., Сымыкин В.И.

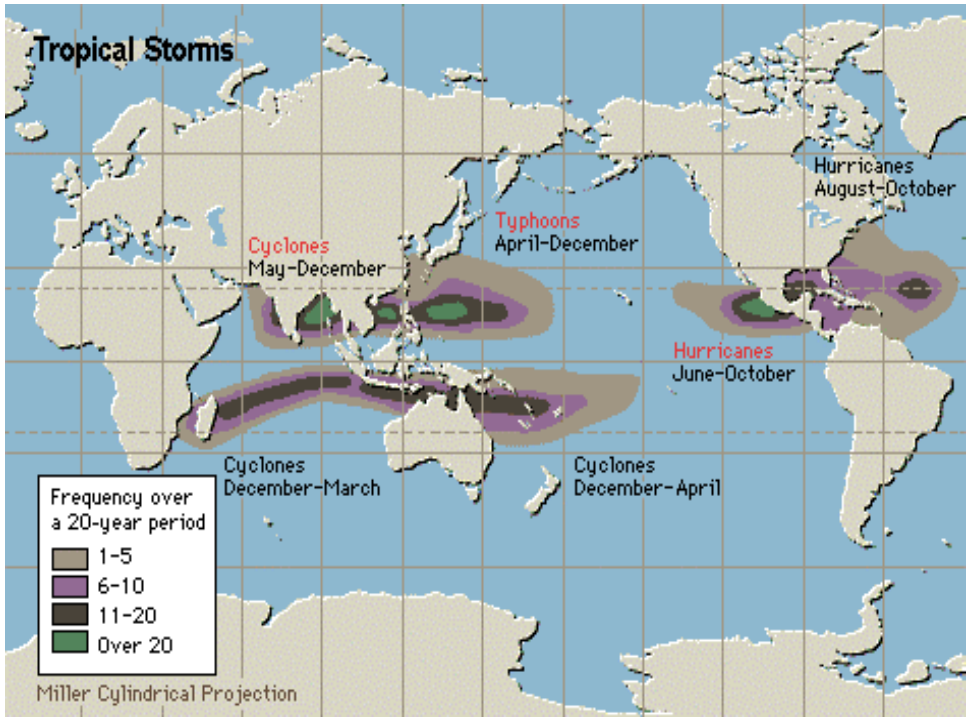
ТОИ ДВО РАН , Владивосток

permyakov@poi.dvo.ru

Супер-тайфуна Mitag в северо-западной части Тихого океана (GMS-5 5 марта 2002)

Районы и повторяемость за период 1977-1997 гг.





Признаки сформировавшегося тропического циклона

Интенсивность (ветер более 10 или 17 м/с).
Наличие замкнутой изобары.
Ядро теплого воздуха в тропосфере.

Механизмы развития тропических возмущений

Внутренние

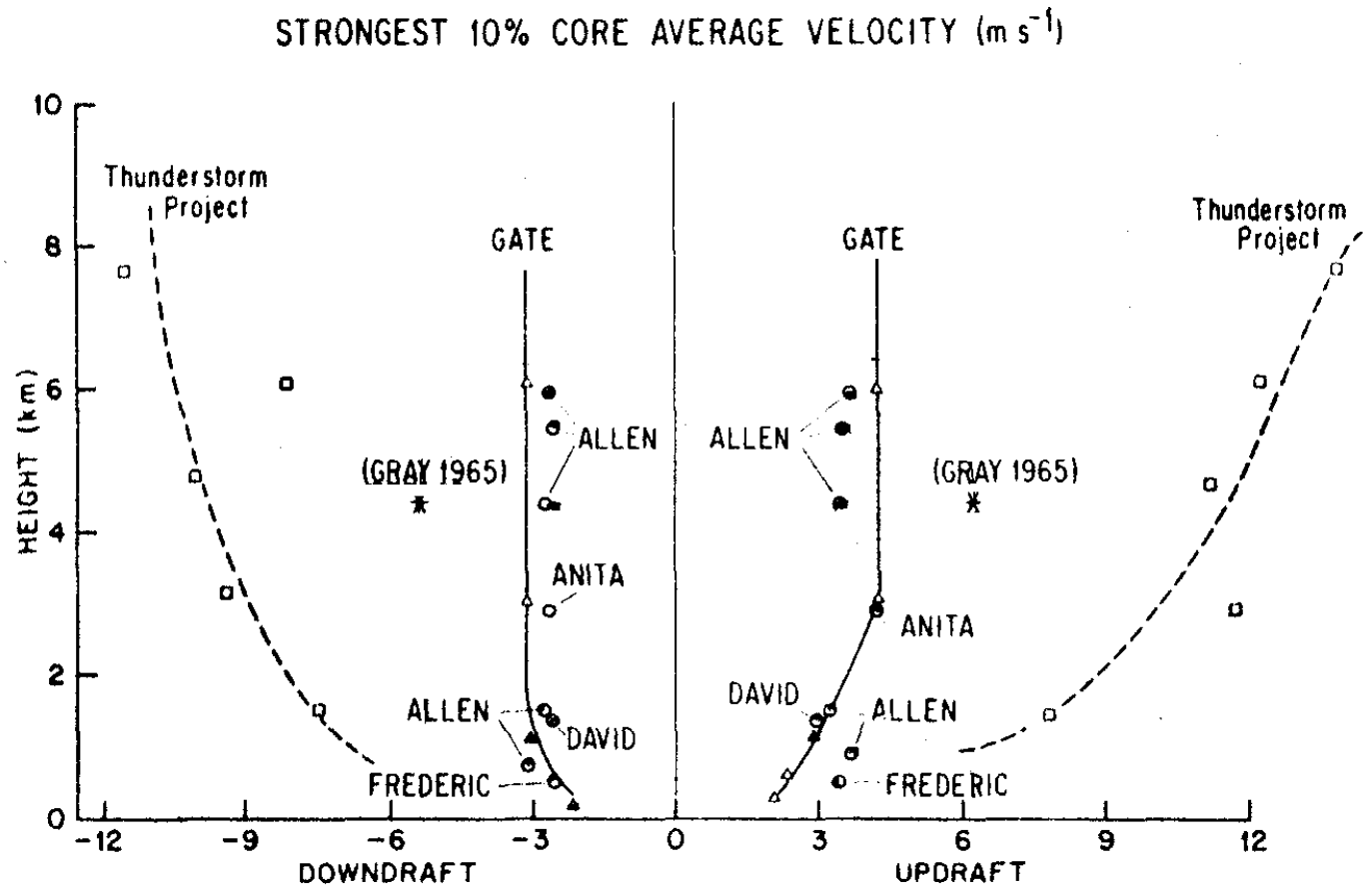
Баротропная и бароклинная неустойчивость.
Конвективная неустойчивость второго рода (гипотеза CISK, глубокая конвекция, «горячие башни»).
Интенсификация потоков тепла от океана (WISHE).
Спиральность (a samewhat esoteric topic [Moffat,1981])

Внешние

Неустойчивость при охлаждении верхних слоев атмосферы.
Орографические эффекты.
Аномалии температуры поверхности океана («горячие пятна»).
Вторжения из средних широт (холодные).
Аномалии гравитационного поля.
Космические факторы.

Глубокая конвекция необязательна на стадии формирования ТЦ (Риль, 1984).

Вертикальные скорости в кучевых облаках (Knupp, Cotton, 1985)



Характеристики атмосферы и океана в <u>сезонном</u> потенциале генезиса ТЦ Грея [Gray, 1975]

- параметр Кориолиса,
- относительная завихренность на нижних уровнях,
- вертикальный сдвиг ветра (обратная величина),

- термический потенциал - превышение температуры воды в верхнем слое океана 26^0 С до глубины 60 м,
- вертикальный градиент эквивалентно-потенциальной температуры между поверхностью и уровнем 500 мб,
- среднетропосферная относительная влажность.

ЭНЕРГЕТИКА ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ И МАЛОПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Шулейкин В.В. (1970-1979)

$$\frac{dK}{dt} = G - D \ , \qquad (2.1)$$

$$G = \eta \langle \bar{Q} \rangle = a \frac{T'_m}{T} \langle \bar{Q} \rangle \ , \qquad (2.2)$$

G и D - скорости генерации и диссипации кинетической энергии,

$\eta = a\left(T'_m/T\right)$ - коэффициент полезного действия (КПД),

$\langle \bar{Q} \rangle = 2\pi \int_0^R \int_0^H \rho Q r dr dz$ - мощностью источника тепла.

T'_m - возмущение температура воздуха в ядре ТЦ.
R – внешний радиус ТЦ, Н – высота атмосферы.

Распределение ветра $v(r) = V \cdot v_*(r)$,

$v_*(r)$ - заданная функция, V- максимальная скорость

$$K = K(V), \qquad G = G(V) \ , \qquad D = D(V).$$

Малопараметрическая модель эволюции циклона

$$\frac{dK}{dt} = \left(\frac{\partial K}{\partial V}\right)\frac{dV}{dt} + \left(\frac{\partial K}{\partial r_m}\right)\frac{dr_m}{dt} = G - D \ , \qquad (2.1)$$

$$\frac{dM_a}{dt} = \left(\frac{\partial M_a}{\partial V}\right)\frac{dV}{dt} + \left(\frac{\partial M_a}{\partial r_m}\right)\frac{dr_m}{dt} = -D_M \ , \qquad (2.2)$$

$$\pi c_p \rho_0 r_m^2 H_0 \frac{dT'_m}{dt} = \langle \bar{Q}_0 \rangle - \bar{Q}_t - \bar{Q}_u , \qquad (2.3)$$

$K = \pi \int_0^R \int_0^H \rho v^2 r dr dz$ - кинетическая энергия,

$M_a = 2\pi \int_0^R \int_0^H \rho m r dr dz$, $m = vr + fr^2/2$ - абсолютный момент движения,

$D = 2\pi\rho_0 \int_0^R C_D v_s^3 r dr$ - диссипация энергии на поверхности,

$D_M = 2\pi\rho_0 \int_0^R C_D v_s^2 r^2 dr$ - диссипация момента количества движения,

$\langle \bar{Q} \rangle = \langle LE \rangle = 2\pi\rho_0 L C_E (q_s - q_0) \int_0^R v_s r dr$ - полное нагревание,

$\langle \bar{Q}_0 \rangle = 2\pi L q_0 \rho_0 \int_0^{r_m} w r dr$ - тепло конденсации внутри ядра,

$\bar{Q}_t = 2\pi c_p \rho_0 H_0 r_m k_H \left(\partial T'/\partial r\right)_m$ - турбулентный поток через границу ядра,

$\bar{Q}_u = 2\pi c_p \rho_0 h r_m \mu_m T'_m$ - конвективный поток тепла через границу ядра,

$v(r, z, V, r_m)$ - распределение тангенциальной скорости ветра.

Подобие полей ветра и температуры

$v(r,z) = V \cdot v_*(x) \cdot Z_v(z)$ - ветер, $T'(r) = T'_m \cdot T_*(x)$ - возмущение температуры,

$x = r/r_m$, $X = R/r_m$.

Интегральные характеристики

$$K(V,r_m,X) = \pi\rho_0 V^2 r_m^2 H_0 \cdot I_{2,1} \cdot J_{2,1} ,$$

$$M_o(V,r_m,X) = 2\pi\rho_0 V r_m^3 H_0 \cdot I_{1,2} \cdot J_{1,1} ,$$

$$D(V,r_m,X) = 2\pi\rho_0 C_D k^3 V^3 r_m^2 \cdot I_{3,1},$$

$$D_M(V,r_m,X) = 2\pi\rho_0 C_D k^2 V^2 r_m^3 \cdot I_{2,2} .$$

Эмпирические моменты и весовые коэффициенты:

$$I_{m,n}(X) = \int_0^X v_*^m x^n dx , \qquad J_{m,n} = \int_0^H Z_v^m \rho_*^n dz \Big/ \rho_0 H_0 .$$

Вектор состояния ТЦ $\vec{X} = (V, r_m, T'_m)^T$:

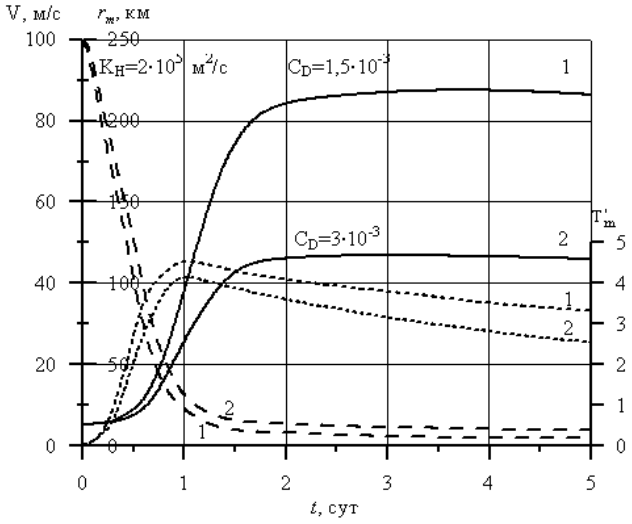
$$MD \cdot \frac{d\vec{X}}{dt} = \vec{G} - \vec{D},$$

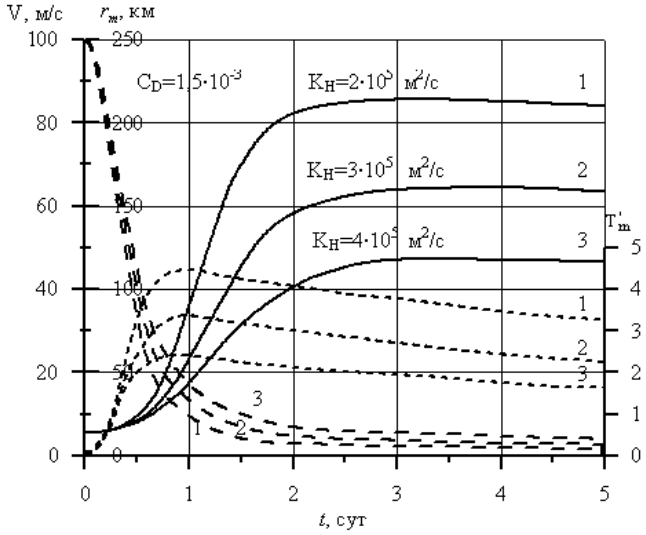
здесь $MD = MD(V, r_m, T'_m)$:

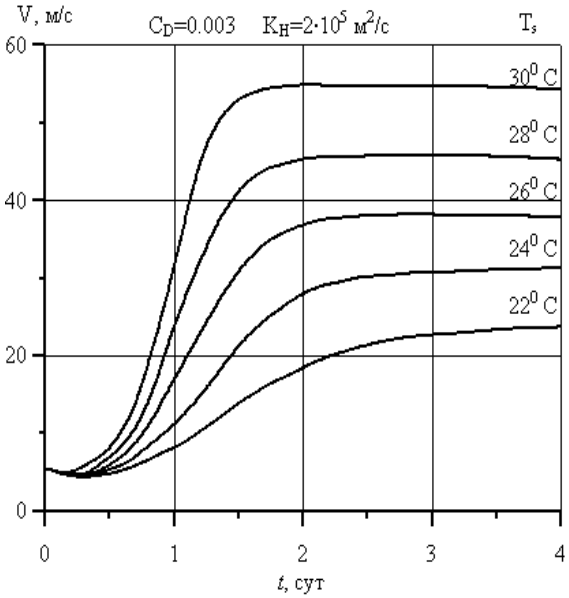
$$MD = \begin{vmatrix} \partial K/\partial V & \partial K/\partial r_m & \partial K/\partial T'_m \\ \partial M_a/\partial V & \partial M_a/\partial r_m & \partial M_a/\partial T'_m \\ \partial S/\partial V & \partial S/\partial r_m & \partial S/\partial T'_m \end{vmatrix},$$

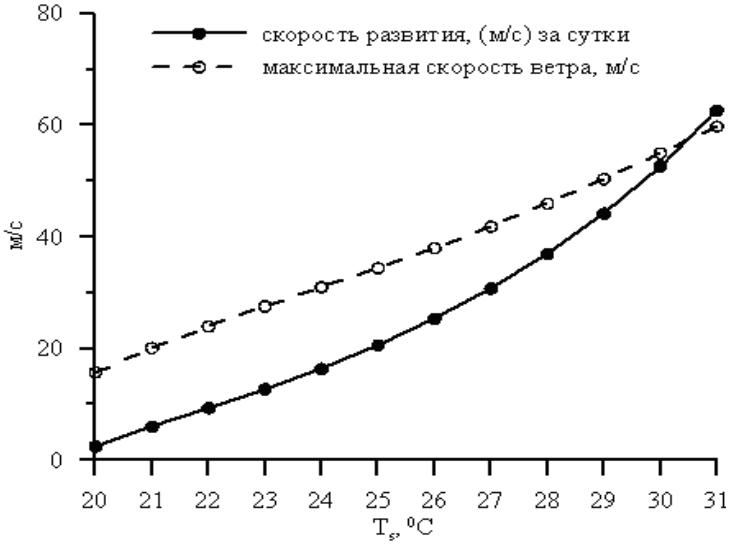
вектор-функции $\vec{G} = \vec{G}(V, r_m, T'_m)$ и $\vec{D} = \vec{D}(V, r_m, T'_m)$ – источники и стоки в правых частях уравнений баланса.

Результаты численного моделирования эволюции ТЦ при различных коэффициентах трения и турбулентности и температурах поверхности океана









Энергетика тропического циклона

Уравнение полной механической энергии $E = K + \Pi$:

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dK}{dt} + \frac{d\Pi}{dt} = G_E - D,$$

$\Pi = 2\pi\int_0^R \left[\left(p_0' \right)^2 / 2g\rho_0 \right] r dr$ - потенциальная энергия, p_0' - возмущение давления,

$G_E = G_A - \frac{dA}{dt}$ - генерация механической энергии,

$G_A = 2\pi\int_0^R \int_0^H \frac{g\theta' Q}{c_p T(\partial\theta / \partial z)} \rho r dz dr$ - генерация доступной потенциальной энергии (ДПЭ),

$A = \pi\int_0^R \int_0^H \frac{g(\theta')^2}{\theta(\partial\theta / \partial z)} \rho r dz dr$ - доступная потенциальная энергия (ДПЭ).

$$G_A = 2\pi\left(g\bar{\theta} / c_p \gamma \bar{T}^2 \right) \int_0^R \int_0^H T' Q \rho r dz dr = \eta_A \cdot \left\langle \bar{Q} \right\rangle,$$

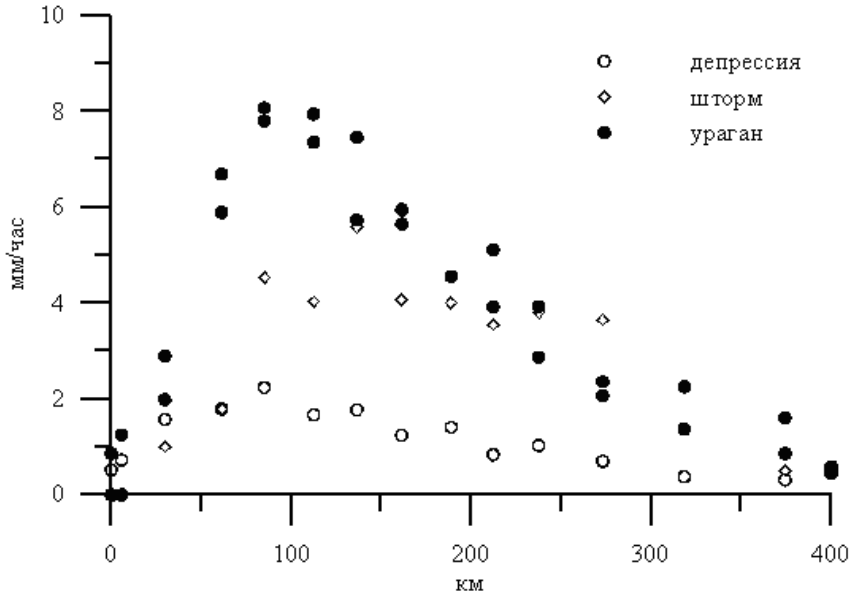
η_A - КПД преобразования тепла в ДПЭ.

$T'(r,z) = T_m' T_z^* T_x^*$ и $Q_L(r,z) = Q_{Lm}' Q_z^* Q_x^*$, где T'_m и Q'_{Lm} максимальные значения.

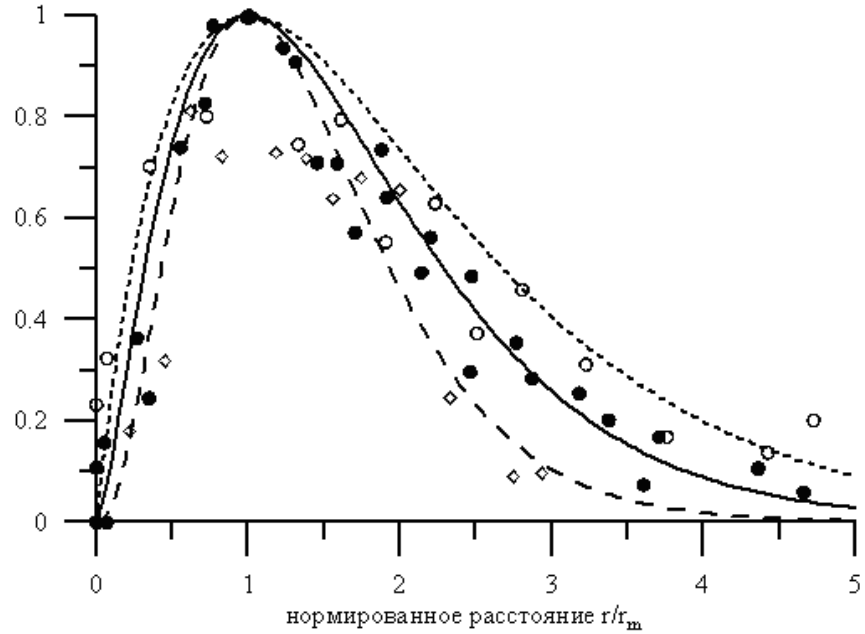
$$\eta_A = a_{Lz} \cdot a_{Lx} \cdot \left(g\bar{\theta} / c_p \gamma \bar{T} \right) \cdot \left(\frac{T_m'}{\bar{T}} \right),$$

$$a_{Lx} = \int_0^X T_x^* Q_{Lx}^* x dx \Big/ \int_0^X Q_{Lx}^* x dx \ , \ a_{Lz} = \int_0^H T_z^* Q_{Lz}^* \rho dz \Big/ \int_0^H Q_{Lz}^* \rho dz \ .$$

Радиальное распределение осадков в ТЦ Ирма



Исходные данные – интенсивность (мм/час)



Нормированные на максимум

$$Q^*_{Lx} = (x/x_m)\cdot exp\left(1 - x^2/x_m^2\right)$$

$$T^*_x = exp(-0{,}5x^2)$$

$$a_{Lx} = \int_0^\infty T^*_x Q^*_{Lx} x dx \Big/ \int_0^\infty Q^*_{Lx} x dx = \left[2/\left(2 + x_m^2\right)\right]^{3/2}$$

Полуэмпирическая модель тропического циклона

Уравнение **сохранения массы воздуха** $M = \pi R^2 \rho_0 H_0 - 2\pi \int_0^R \left(p_0' / g \right) r dr$:

$$dM/dt = 0 .$$

Уравнение баланса **статической энергии** $S = 2\pi \int_0^{r_m} \int_0^H \left(c_p T + gz \right) \rho r dr dz$:

$$dS/dt = Q_c - Q_u - Q_t ,$$

$Q_c = 2\pi L r_m \int_0^H u_m q \rho dz + LE_0$ - тепло конденсации, $Q_u = 2\pi r_m \int_0^H u_m \left(c_p T + gz \right) \rho dz$ и

$Q_t = 2\pi r_m c_p \int_0^H k_{Hm} \left(\partial T / \partial r \right)_m \rho dz$ - конвективный и турбулентный потоки.

В уравнении энергии **работа перемещения внешней границы** $W_R = \left(dR/dt \right) \cdot \overline{p}$.

Для вектора состояния циклона $\vec{X} = (V, r_m, T_m', R)^T$:

$$MD \cdot \frac{d\vec{X}}{dt} = \vec{G} - \vec{D},$$

где $MD = MD(V, r_m, T_m', R)$ – матрица производных

$$MD = \begin{vmatrix} \partial E/\partial V & \partial E/\partial r_m & \partial E/\partial T_m' & \partial E/\partial R \\ \partial M_a/\partial V & \partial M_a/\partial r_m & \partial M_a/\partial T_m' & \partial M_a/\partial R \\ \partial S/\partial V & \partial S/\partial r_m & \partial S/\partial T_m' & \partial S/\partial R \\ \partial M/\partial V & \partial M/\partial r_m & \partial M/\partial T_m' & \partial M/\partial R \end{vmatrix},$$

вектор-функции $\vec{G} = \vec{G}(V, r_m, T_m', R)$ и $\vec{D} = \vec{D}(V, r_m, T_m', R)$ – источники и стоки в правых частях всех уравнений баланса.

Поле тангенциального ветра

Параметры подобия $\alpha = fr_m / 2V$ и $\beta = gH_0 T'_m / 2\overline{T}V^2$.

$$v(x,z^*) = V \cdot v_*(x)\left[1 + \varphi_1(x,z^*,\alpha) + \varphi_2(x,z^*,\beta)\right],$$

$v_*(x) = 2x/(1+x^2)$ - баротропный профиль ветра,

$\varphi_1(x,z^*,\alpha)$ и $\varphi_2(x,z^*,\beta)$ - влияние вторичной циркуляции и бароклинности,

$z^* = (z-h)/(H-h)$.

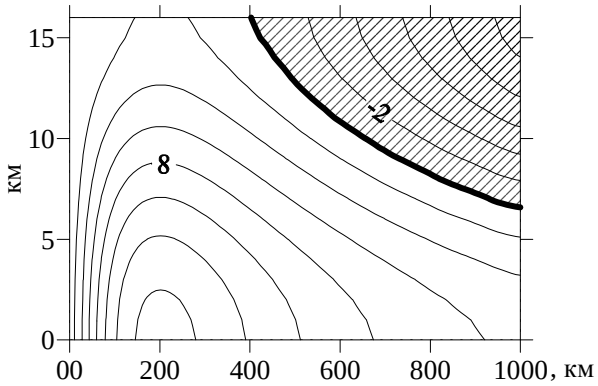
В расчетах

$$\left.\begin{aligned} \varphi_1(x,z^*,\alpha) &= -a\alpha\left(x-c\right)^2 Z(z^*), \\ \varphi_2(x,z^*,\beta) &= -b\beta Z(z^*), \end{aligned}\right\},$$

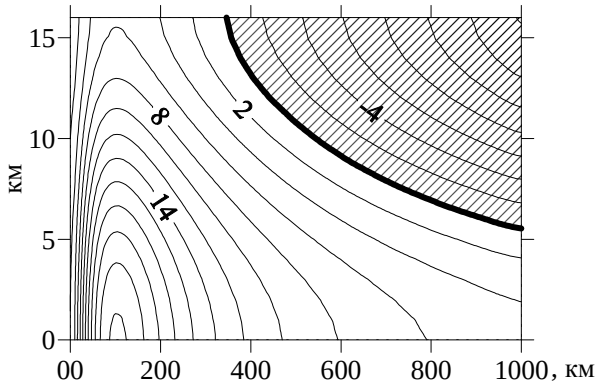
где: $Z(z^*) = 0{,}5\left[1 - cos(\pi z^*)\right]$, a=0,5, b=0,4, c=1.

Структура поля ветра в модели

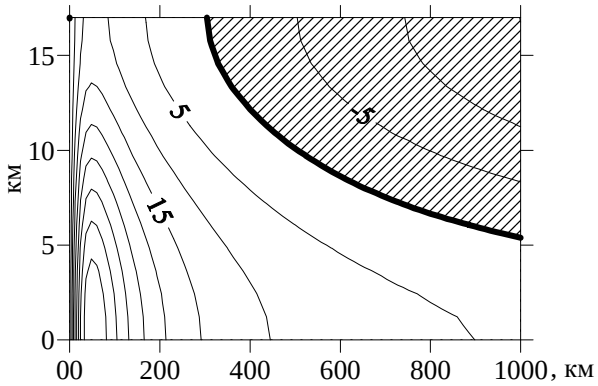
депрессия



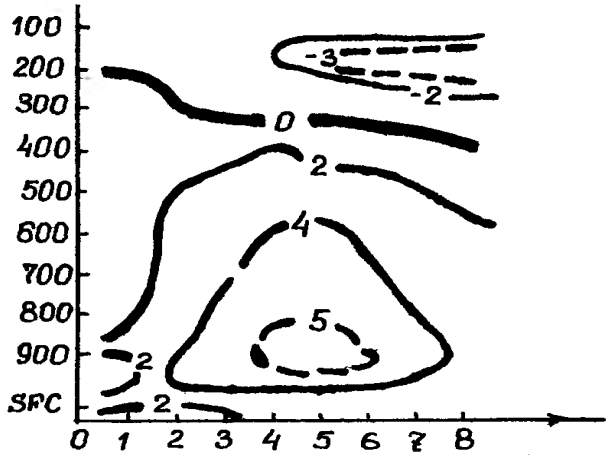
шторм

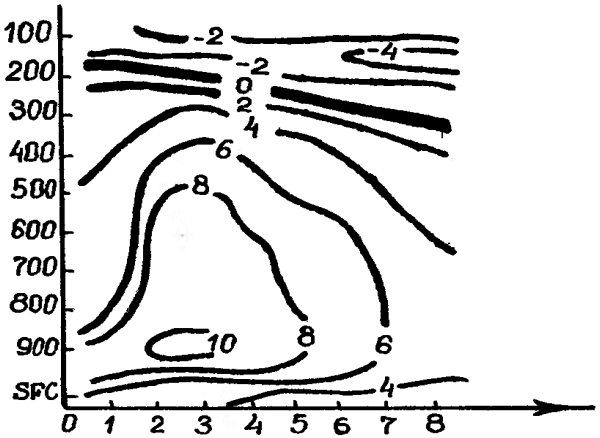


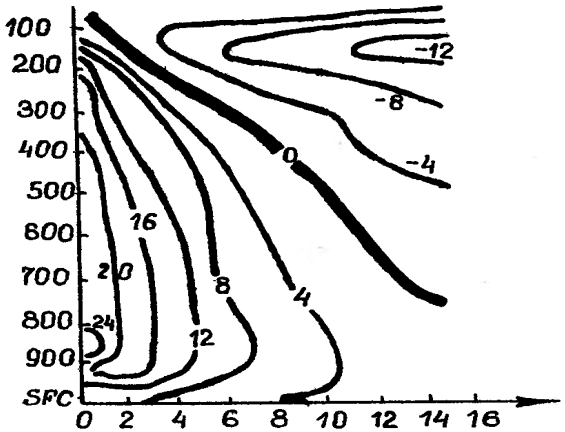
тайфун



Композиционные тропические циклоны







Подобие полей в осесимметричном циклоне

Параметры подобия

$$\alpha = fr_m / 2V \qquad \beta = gH_0 T' / 2\overline{T}V^2$$

$$\delta = V^2 / gH_0 \qquad X = R / r_m$$

Интегральные характеристики циклона

$$K = \left(\pi\rho_0 H_0 r_m^2 V^2\right) \cdot K^*(\alpha, \beta, \delta, X),$$

$$\Pi = \left(4\pi\rho_0 r_m^2 V^4 / g\right) \cdot \Pi^*(\alpha, \delta, X),$$

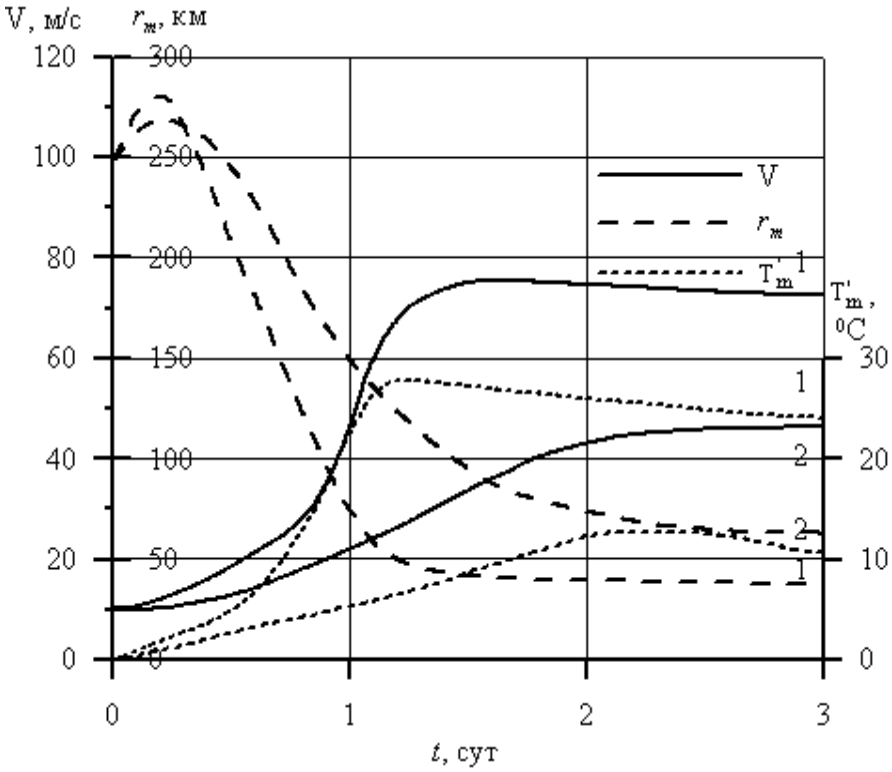
$$M_0 = \left(2\pi\rho_0 H_0 r_m^3 V\right) \cdot M_0^*(\alpha, \beta, \delta, X),$$

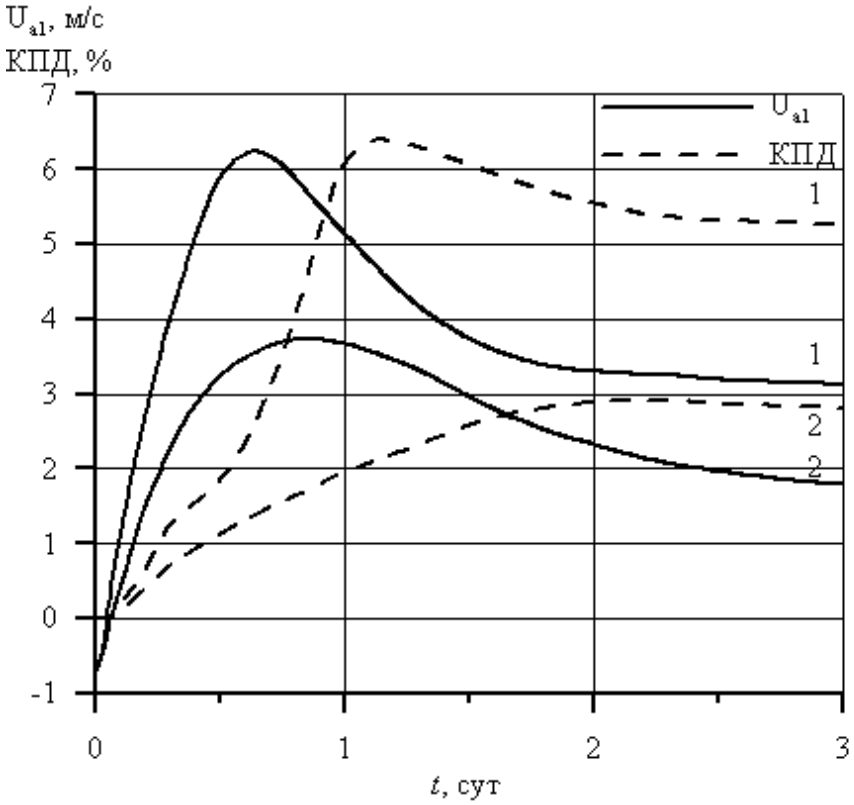
$$M_f = \left(\pi\rho_0 H_0 R^4 f / 4\right) \cdot M_f^*(\alpha, \beta, \delta, X),$$

$$M_c = \left(\pi\rho_0 H_0 R^2\right) \cdot M_c^*(\alpha, \delta, X),$$

Результаты моделирования

Эволюция моделированного циклона при температуре поверхности 30^0 С (1) и 26^0 С (2).





Нагревание воздуха в ядре тропического циклона

Источник тепла конденсации водяного пара:

$$Q_L = 2\pi RL\int_0^H uq\rho dz,$$

где q - удельная влажность воздуха; ρ - его плотность.

Адиабатическое охлаждение - поток статической энергии $s=c_pT+gz$

$$Q_c = 2\pi Rc_p\gamma\int_h^H u\rho\left[\int_h^z (p/p_0)^\chi dz'\right]dz.$$

$\partial\theta/\partial z = \gamma$ - градиент потенциальной температуры, χ=0,286.

Для средней температуры воздуха $\overline{T}$:

$$\frac{d\overline{T}}{dt} = \frac{Q_c}{2\pi R^2 c_p\rho_0 H_0}\left(\gamma^* a - 1\right),$$

$$\gamma^* = Lq_0/c_p\gamma H_0, \qquad a = H_0\int_0^H u_* q_* \rho_* dz \Big/ \int_0^H u_*\rho_*\left[\int_h^z (p/p_0)^\chi dz'\right]dz \quad ,$$

Условия нагревания $\boldsymbol{\gamma^* a} > 1$

Оценки минимальных значений

(γ=4·10^{-3} ^{0}К/м, относительная влажность 100% и T_s=T_a)

Облачный кластер:	a~**0,42**,	q_0~**30 г/кг**,	T_s~**32^{0}С**.
Депрессия:	a~**0,56**,	q_0~**22,5 г/кг**,	T_s~**27^{0}С**.
Тайфун:	a~**0,66**.	q_0~**19 г/кг**,	T_s~**24^{0}С**.

Квазибалансный вихрь с источником тепла в ядре

Основные уравнения модели:

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{v^2}{r} + v f = \frac{\partial \varphi}{\partial r} \quad , \\
&\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial r} + \omega\frac{\partial v}{\partial z} + u\left(\frac{v}{r} + f\right) = 0, \\
&\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{g}{\theta_0}\theta \quad , \\
&\frac{\partial \theta}{\partial t} + u\frac{\partial \theta}{\partial r} + \omega\frac{\partial \theta}{\partial z} = \dot{Q} \quad , \\
&\frac{\partial (ru\rho)}{r\partial r} + \frac{\partial (\omega\rho)}{\partial z} = 0 \quad ,
\end{aligned}\right\},$$

v, u, ω - тангенциальная, радиальная и вертикальная скорости; φ - геопотенциал;

$\dot{Q} = (p/p_0)^{\chi} Q/c_p$ - скорость нагревания источником тепла Q, $z = \left[1 - (p/p_0)^{\chi}\right] c_p \theta_0 / g$.

Диагностическое уравнение для функции тока $\rho u = -\partial\psi/\partial z$, $\rho\omega = -\partial r\psi / r\partial r$:

$$\frac{\partial}{\partial r}\left(A\frac{\partial r\psi}{r\partial r} + B\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(B\frac{\partial r\psi}{r\partial r} + C\frac{\partial \psi}{\partial z}\right) = \frac{g}{\theta_0}\cdot\frac{\partial \dot{Q}}{\partial r} \ ,$$

$\rho A = \frac{g}{\theta_0}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial z} = N^2$ - статическая устойчивость, N- частота Брента-Вяйсяля,

$\rho B = -\frac{g}{\theta_0}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial r}$ - бароклинность, $\rho C = \left(f + 2\frac{v}{r}\right)\cdot\left(f + \frac{\partial rv}{r\partial r}\right)$ - инерционная устойчивость.

Решение для баротропного вихря $B = 0$

(A не зависит от радиуса, а C от высоты)

$$A\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\partial r\psi}{r\partial r}\right) + C\frac{\partial^2\psi}{\partial z^2} = \frac{g}{\theta_0}\cdot\frac{\partial\dot{Q}}{\partial r} \ .$$

Структура вихря и функции нагревания:

$$\rho C = \begin{cases} (a + 2V/R)^2, & r \le R, \\ f^2 \quad , & r > R, \end{cases}$$

$$\dot{Q}(r,z) = \begin{cases} \dot{Q}_m \cdot sin(\pi z/H), & r \le R, \\ 0 \quad , & r > R. \end{cases}$$

R - радиус ядра вихря, V- максимальная скорость ветра.

Решение: $\psi(r,z) = \Psi(r)\cdot sin(\pi z/H)$, где $\Psi(r)$ решение уравнения Бесселя:

$$r^2\frac{\partial^2\Psi}{\partial r^2} + r\frac{\partial\Psi}{\partial r} - \left(\mu^2 r^2 + 1\right)\Psi = 0,$$

с параметром $$\mu = \sqrt{C/A} = \begin{cases} \pi(f + 2V/R)/HN, & r \le R, \\ \pi f/HN \quad , & r > R. \end{cases}$$

Решение в области $r \le R$: $\Psi(r) = \left(g\dot{Q}_m/2\theta_0 A\right)R\cdot F(\mu r)$,

$F(\mu r) = 2K_1(\mu R)\cdot I_1(\mu r)$, $K_1(x)$ и $I_1(x)$- модифицированные функции Бесселя.

Условия нагревания воздуха в ядре вихря

Для $\theta'_m = \theta'(z_m)$ на среднем уровне уровне $z_m = H/2$:

$$\frac{d\theta'_m}{dt} = \dot{Q}_m - \gamma W_m - \gamma \omega_{sm} \quad ,$$

$W_m = W(z_m)$ - скорость, связанная с действием источника тепла,

$\omega_{sm} = \omega_s(z_m)$ - определяется конвергенцией в пограничном слое,

$\dot{Q}_m \approx k_0 L q_0 / c_p H_0$,: k_0?2,1, $\overline{(p_0/p)^{\chi}} \approx 1{,}3$.

$$W_m = \left(\dot{Q}_m/\gamma\right) \cdot F\left(\mu R\right),$$

где $F(\mu R) = 2K_1(\mu R) \cdot I_1(\mu R)$, $\mu R = \pi R\left(f + 2V/R\right)/NH$.

$$\frac{d\theta'_m}{dt} = k_0 \gamma \omega_0 \left\{\gamma^* \left[1 - F(\mu R)\right] - 1\right\} ,$$

При $\omega_0 > 0$ **условие для нагревания воздуха** $d\theta'_m / dt > 0$:

$$\gamma^* > \left[1 - F\left(\mu R\right)\right]^{-1} = \left[1 - F(a^*)\right]^{-1}.$$

Параметры, определяющие условия нагревания

Термодинамические

$$\gamma^* = Lq_0 / c_p \gamma H_0,$$

$$\varepsilon = M_q / (\rho_0 q_0 H_0) = \overline{q} / q_0,$$

Динамические

(интенсивность вихря и бароклинность)

$$\alpha^* = R(f + 2V/R)/NH$$

$$\beta^* = \overline{\theta}' / H\gamma.$$

Условия нагревания

$$\left.\begin{aligned} \gamma^* &> \left[1 - F(x)\right]^{-1} \cdot \left[1 - \left(\beta^*/\alpha^*\right)^2\right] \\ x &= \alpha^* \Big/ \sqrt{\left[1 - (\beta^*/\alpha^*)^2\right]\left(1 - \varepsilon\gamma^*\right)} \end{aligned}\right\},$$

$F(x) = 2K_1(x) \cdot I_1(x).$

$M_q = \int_0^H q\rho dz$ и $\overline{q} = M_q / \rho_0 H_0$ - влагосодержание и удельная влажность,

L – удельная теплота конденсации, q_0 - влажность в пограничном слое атмосферы,

γ – вертикальный градиент потенциальной температуры в свободной атмосфере,

H_0 – высота однородной атмосферы с приземной плотностью воздуха ρ_0,

V и R – максимум ветра и его радиус, f – параметр Кориолиса, N – частота Брента – Вяйсяля, θ' – возмущение температуры воздуха в центре вихря.

Нейтральные кривые нагревания

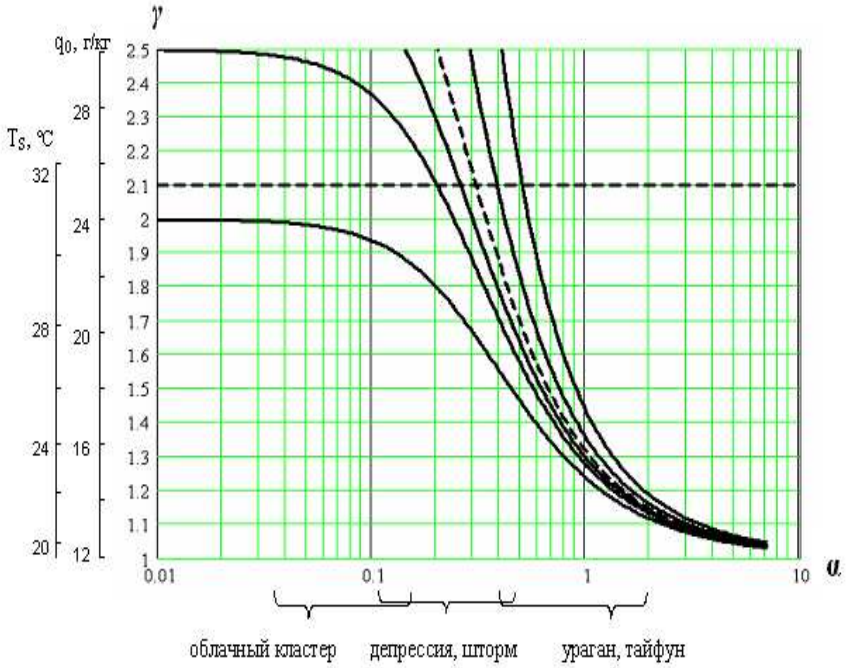


Рис. 3.3. Зависимость критических γ от α для баротропного вихря при различных значениях ε от 0 до 0,5.

Горизонтальный пунктир – максимальные значения γ

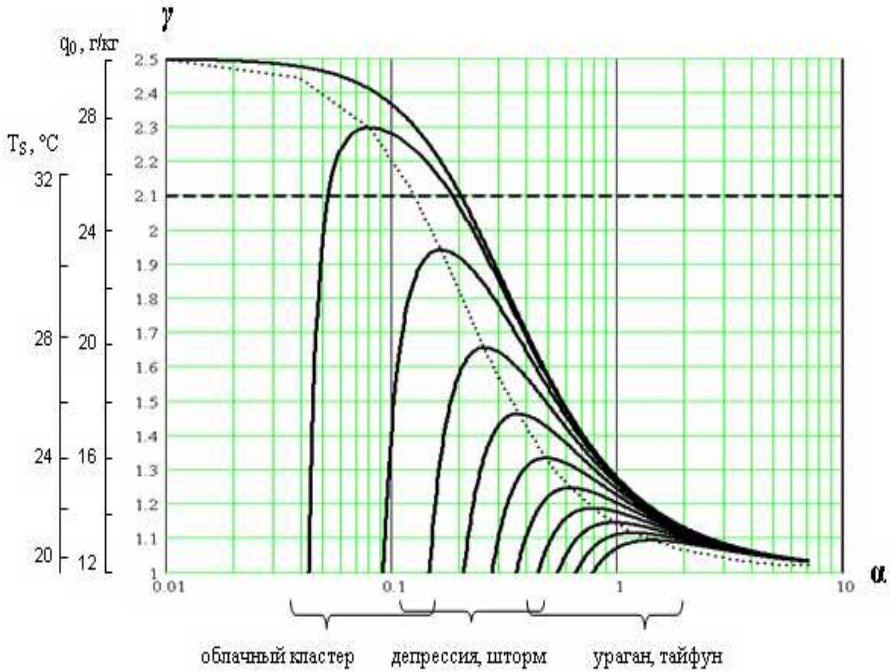
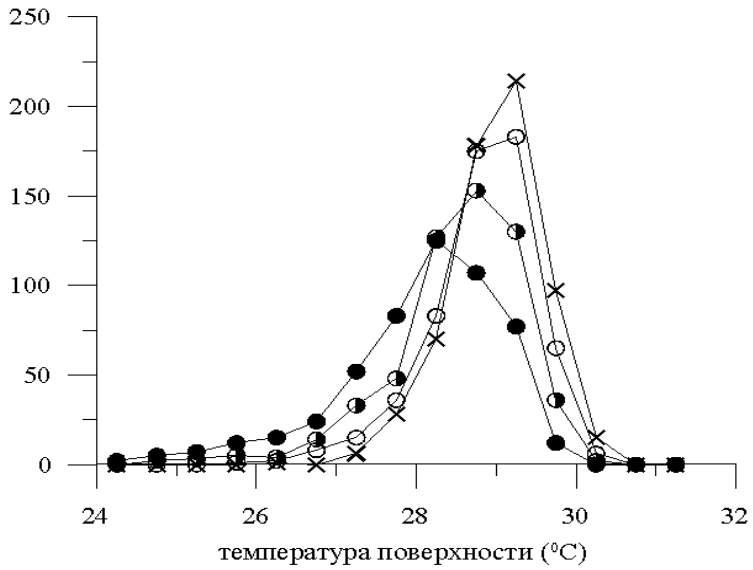


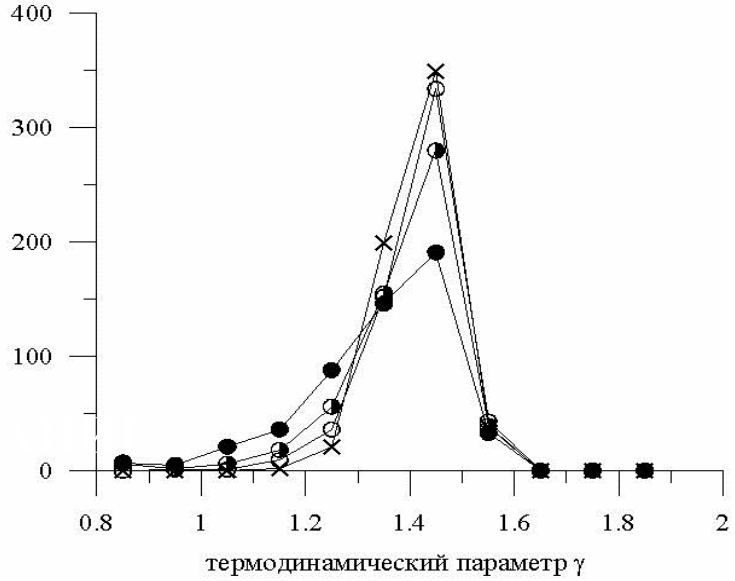
Рис. 3.4. Зависимость критических γ от α для бароклинного вихря при ε= 0,4 для различных параметров бароклинности от 0 до 0,3 с шагом 0,03.

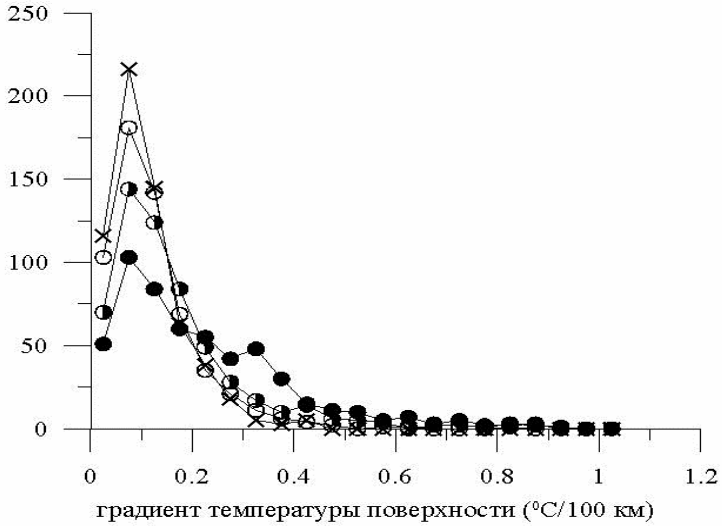
Горизонтальный пунктир – максимальные значения γ

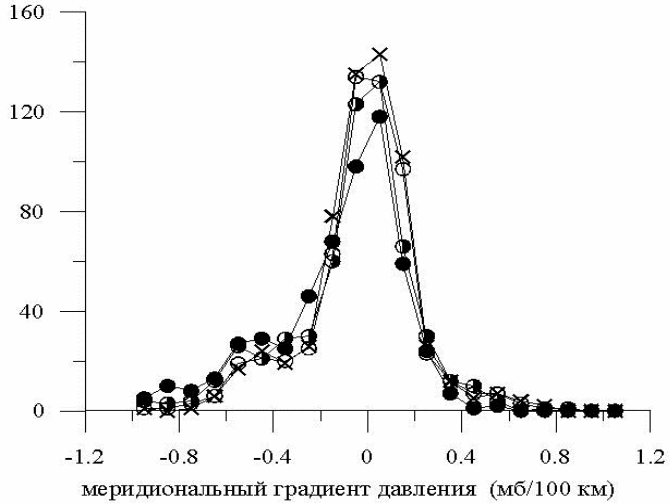
Гистограммы числа ТЦ в северо-западной части Тихого океана

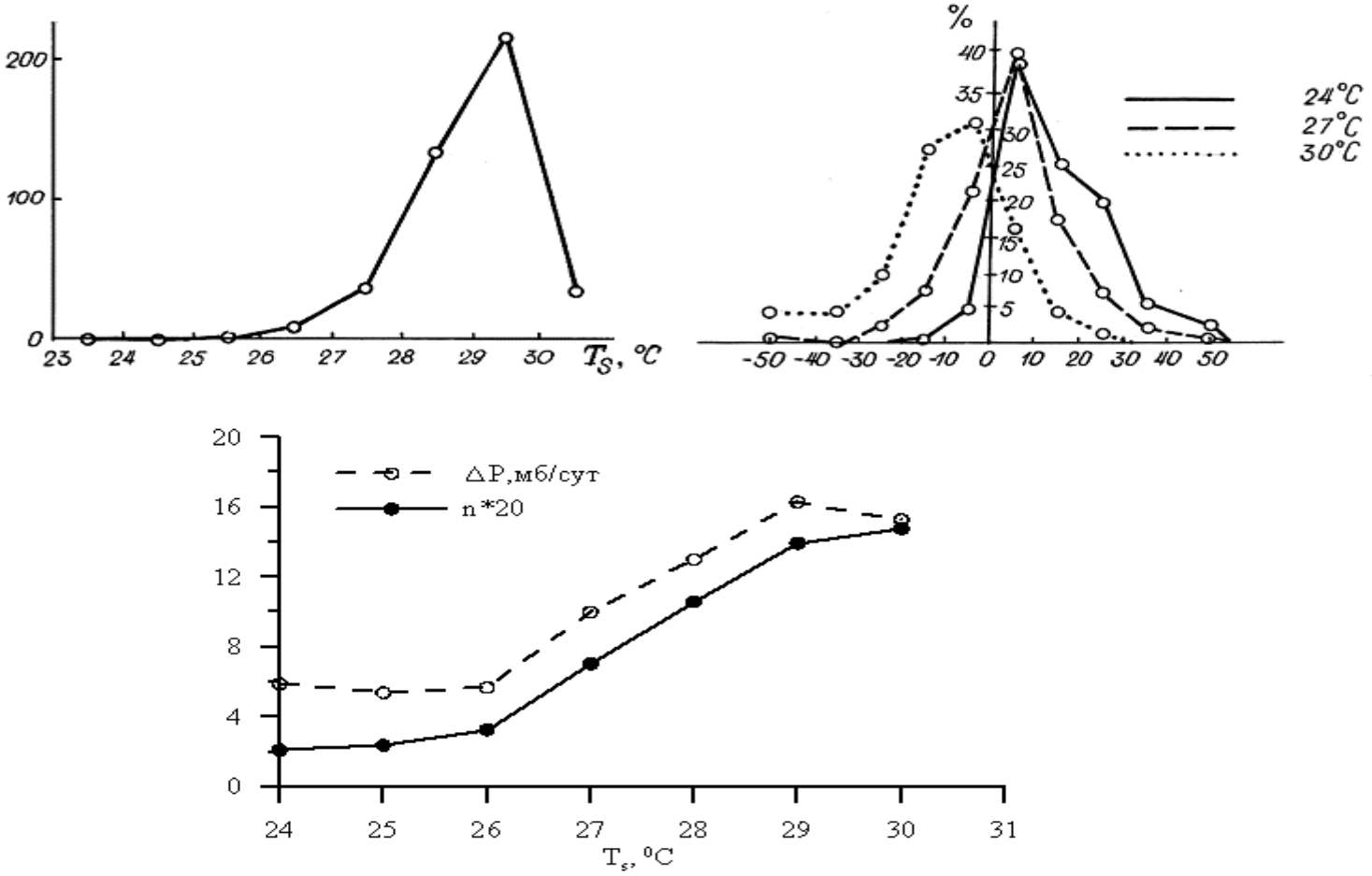
Стадии ТЦ: x− зарождение, ○− формирование, ◑− максимальная скорость углубления, ●−максимальная интенсивность









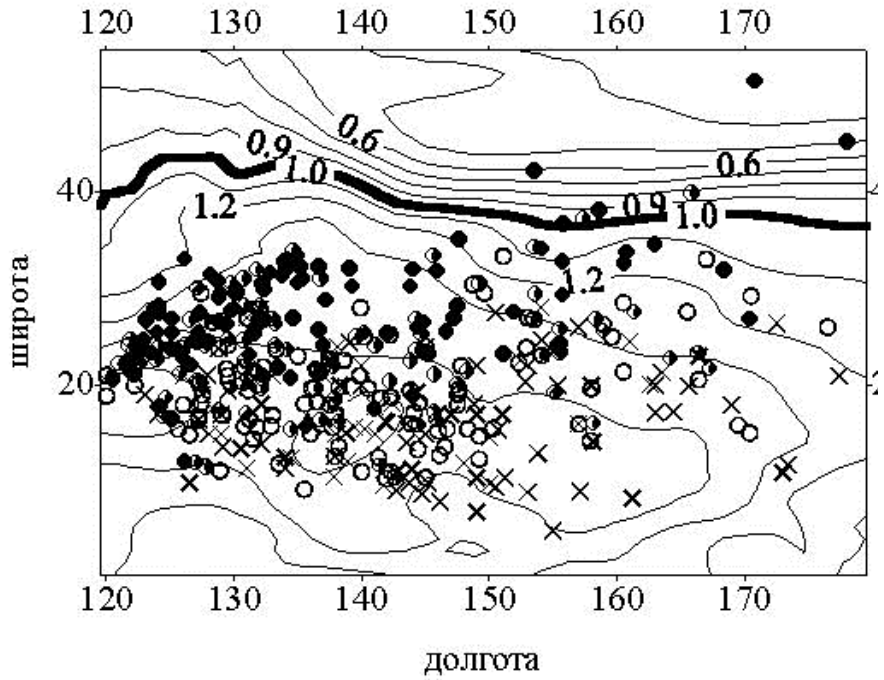


Влияние температуры поверхности T_s на развитие ТЦ. а) число ТЦ; б) скорость изменения давления; в) относительное число углубляющихся ТЦ и скорость углубления.

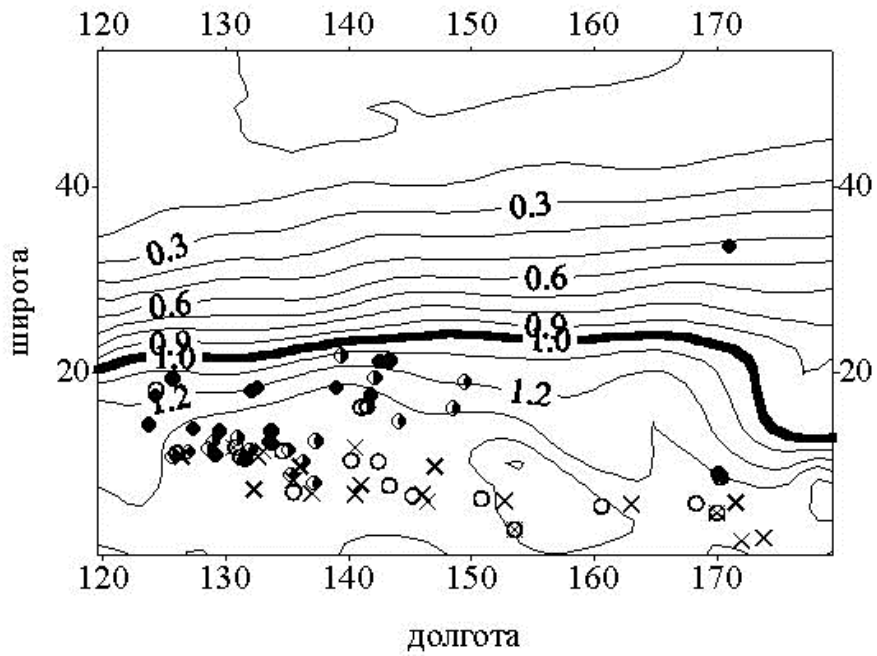
Поля термодинамического параметра γ и области зарождения и развития тропических циклонов

Стадии ТЦ: x− зарождение, ○− формирование, ◑− максимальная скорость углубления, ●−максимальная интенсивность

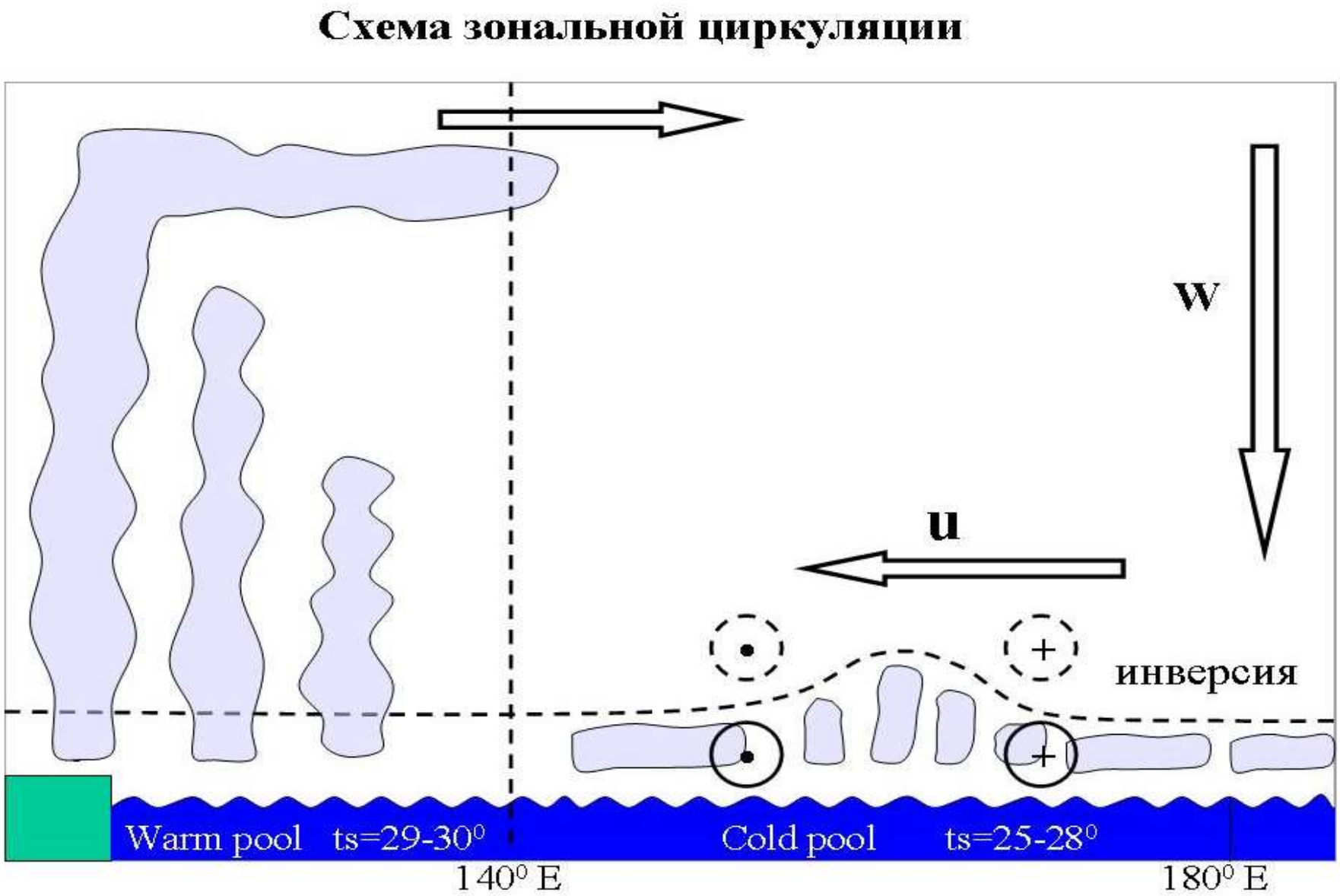
Август



Декабрь



Формирование тропических циклонов



Уравнения конвективного пограничного слоя

Для высоты h, температуры θ перемешанного слоя и силы инверсии Δ :

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{Q_i}{\Delta} + \overline{w},$$

$$\frac{d\Delta}{dt} = \gamma\left[\frac{dh}{dt} - \overline{w}\right] - \frac{d\theta}{dt},$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{Q_0 - Q_i}{h},$$

где $\overline{w}$ - крупномасштабные вертикальные движения, γ – градиент потенциальной температуры, Q_0 - поток тепла на поверхности, Q_i - поток на уровне инверсии, $Q_i = -\varepsilon Q_0$, где $\varepsilon \approx 0,2$ – параметр вовлечения.

Стационарное решение:

$$h = 1,2Q_0/(-\overline{w})\gamma \quad ,$$

$$\Delta = \gamma h/6$$

Характерное для тропиков время установления ~15 минут.

Взаимодействие конвективного погранслоя и геострофического потока

Свободная атмосфера:

$$\theta_2 = \Gamma(z - T(w))$$

$$u_2 = -U - (gz\Gamma/f)\cdot T(\partial w/\partial y)\,, \qquad (4.3а)$$

$$v_2 = (gz\Gamma/f)\cdot T(\partial w/\partial x)\,. \qquad (4.3б)$$

$$T(f(x,y,t)) = \int_0^t f(x + U(t-t'), y, t')dt'\,.$$

Перемешанный пограничный слой:

$$p = p_0\left\{1 + fUy/c_p\Theta_0 - (g/c_p\Theta_0)\left[z(1-\theta_1) + \Gamma h^2/2\right]\right\}^k\,. \qquad (4.5)$$

$$f\vec{k}\times\vec{V} + \alpha\nabla p = \alpha\,\partial\vec{\tau}/\partial z\,, \qquad (4.6)$$

$k = C_d\left|\vec{V_g}\right|/hf = h_e/h = E^{1/2}$, E - число Экмана.

$$v_1 = (v_g + k\cdot u_g)\cdot(1+k^2)^{-1}\,,$$

$$u_1 = (u_g - k\cdot v_g)\cdot(1+k^2)^{-1}\,,$$

$$\omega \simeq kU\cdot\partial h/\partial y - k(g\Gamma/6f)\nabla^2 h^3\,. \qquad (4.10)$$

Функции тока в слоях

$$\psi_1 = -Uy + g\Gamma h^2/4f\,. \qquad (4.11)$$

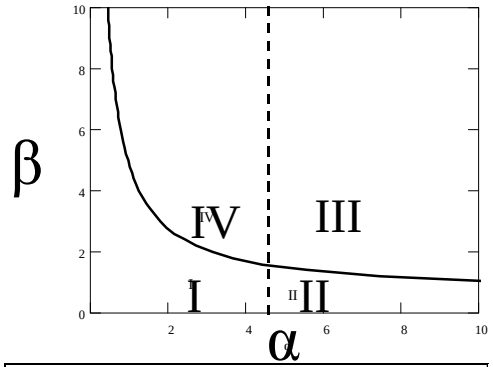
$$\psi_2 = -Uy + (gz\Gamma/f)\cdot T(w) \qquad (4.4)$$

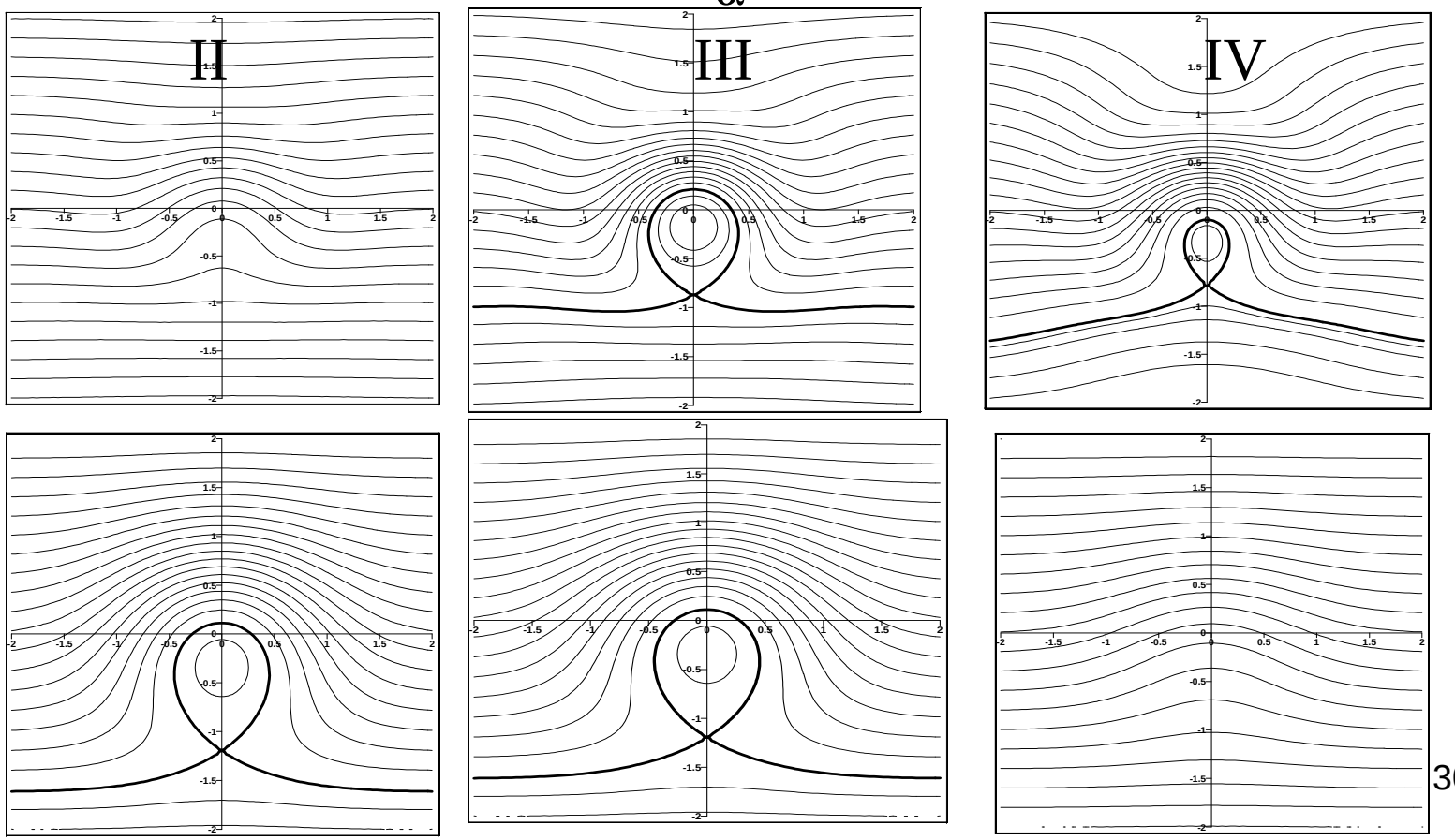
Основные уравнения и параметры моделей

	Модель 1	Модель 2
Высота АПС	$h^2 = h_0^2 + 2qt/\Gamma$	$h = h_0 + \varepsilon qt/\Delta$
Параметры	$\alpha = gQ/fU^2$ $\beta = (kgz/f)(2\Gamma Q/LU^3)^{1/2}$ $\eta = h_0^2 \Gamma U/LQ$	$\alpha = \varepsilon^2 gQL/f\Delta^2 U^3$ $\beta = k\varepsilon gQ\Gamma z/f\Delta U^2$ $\eta = \Delta h_0 U/\varepsilon LQ$
Функция тока АПС	$\psi_1 = -y + \alpha tq/2$	$\psi_1 = -y + \alpha\eta tq/2 + \alpha t^2 q^2/4$
Вертикальная скорость	$w = \dfrac{\partial(\eta + qt)^{1/2}}{\partial y} - \dfrac{1}{3}\alpha\nabla^2(\eta + qt)^{3/2}$	$w = \dfrac{\partial(\eta + qt)}{\partial y} - \dfrac{1}{6}\alpha\nabla^2(\eta + qt)^3$
Функция тока в верхнем слое	$\psi_2 = -y + A_1\dfrac{\partial q}{\partial y} - B_1\nabla^2 q$ $A_1 = \beta t^2/4\sqrt{\eta}$, $B_1 = \alpha\beta t^2\sqrt{\eta}/4$	$\psi_2 = -y + A_2\dfrac{\partial q}{\partial y} - B_2\nabla^2 q$ $A_2 = \beta t^2/2$, $B_2 = \alpha\beta\eta^2 t^2/4$

U - скорость геострофического потока, Q и L - интенсивность и размер источника тепла, $\Gamma = \gamma/\theta_0$, $k = CU/fh_0$– малый параметр (k^2 - число Экмана), h_0 и Δ- высота и сила инверсии.

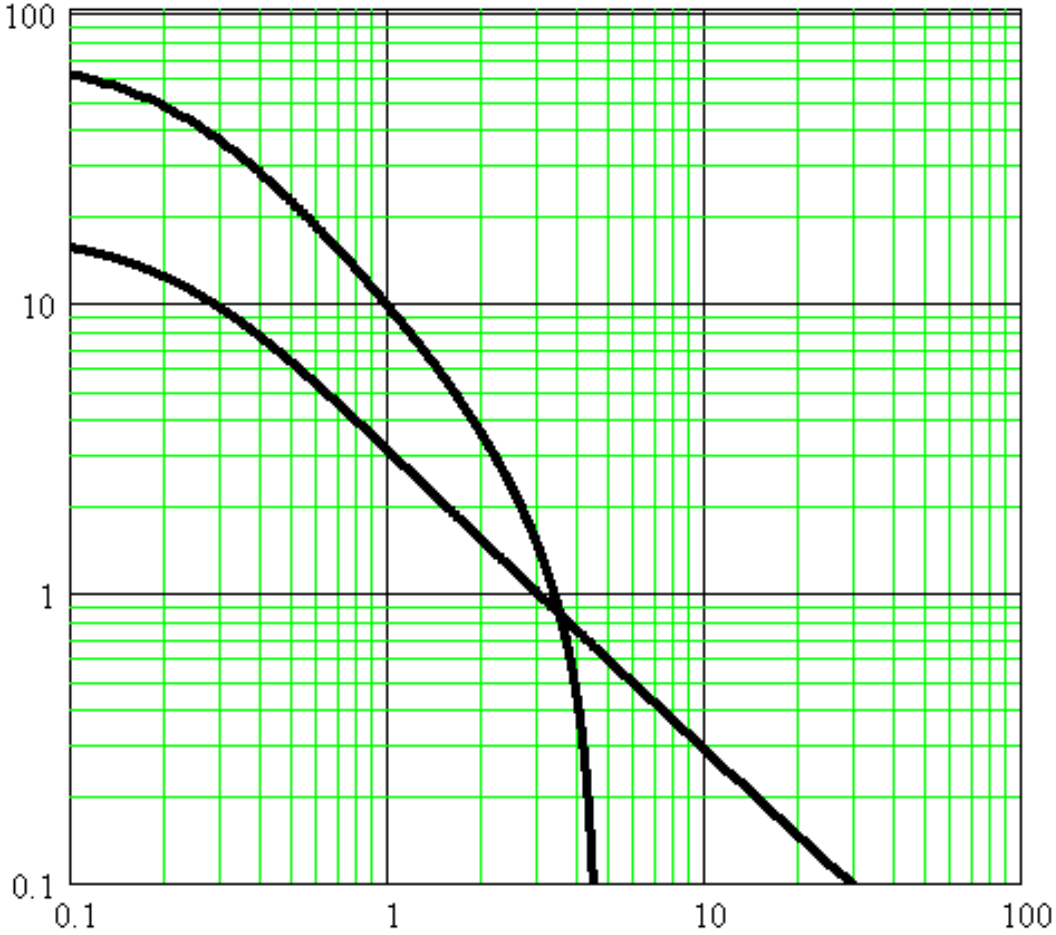
Критерии развития замкнутой циркуляции





Нейтральные кривые β(α) в нижнем и верхнем слое для η =1 в модели без инверсии с гауссовой функцией нагревания

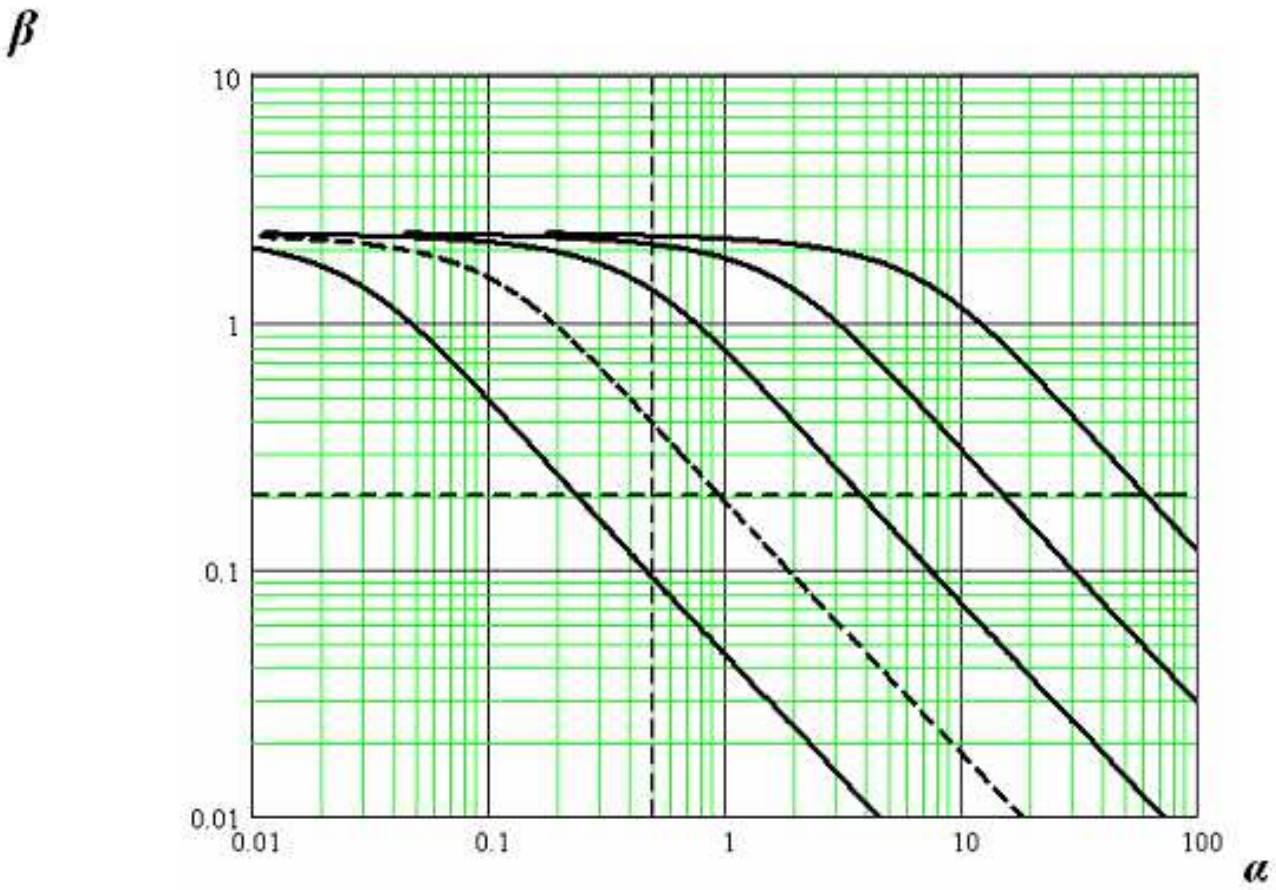
$$\beta = 2k \cdot \frac{g}{f}\left(\frac{2h_0^2 Q\Gamma}{U^3 L}\right)^{1/2}$$



$$\alpha = \frac{g}{f}\frac{Q}{U^2}$$

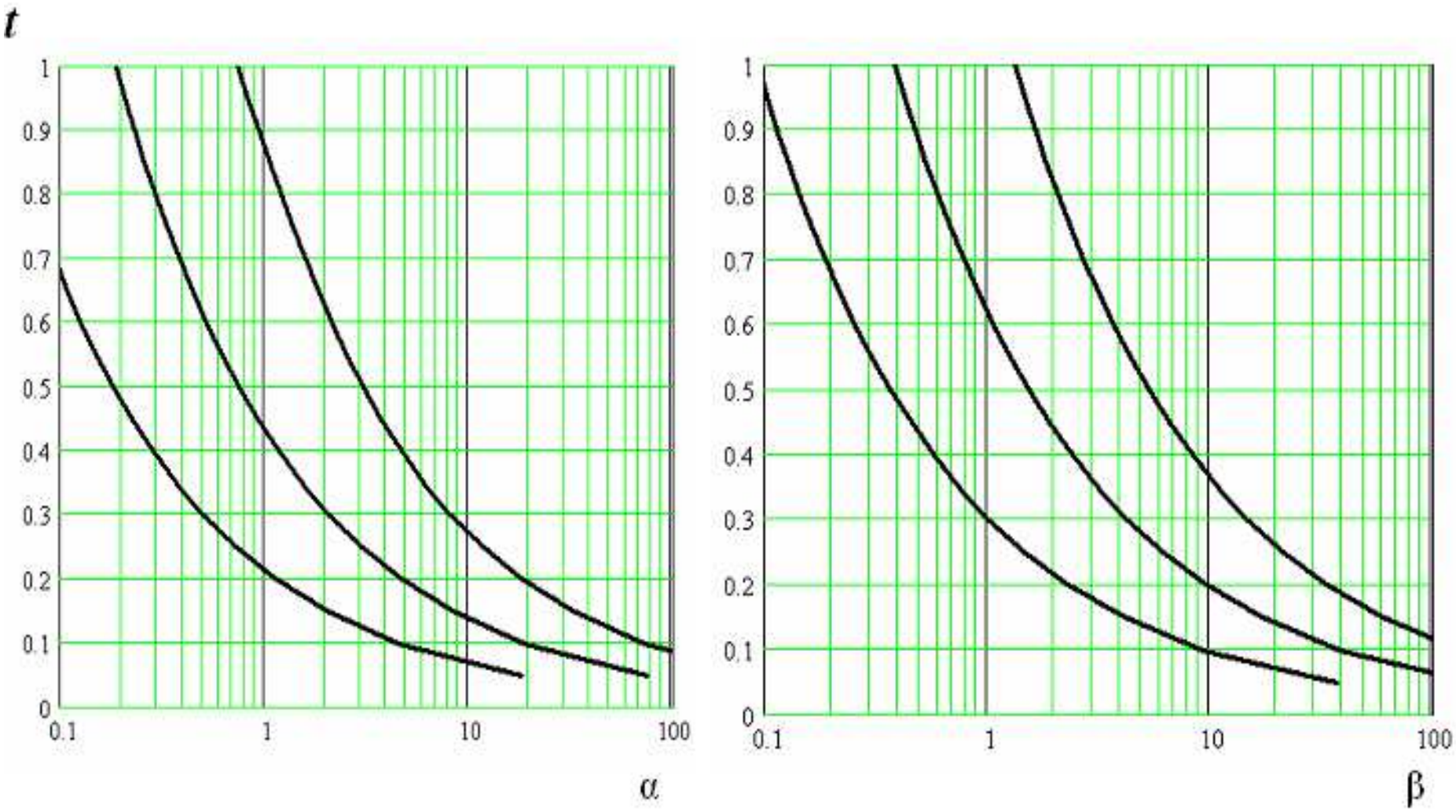
Нейтральные кривые для модели с инверсией

t=1 для η=0.25, 0.5, 1,2,4. Пунктир- среднее значение для α и β



Зависимость времени формирования в модели с инверсией

для η=0.5, 1, 2 от α при β=1 (а) и от β при α=3 (б)



Метеорологическая интерпретация

Термин «тропические возмущения» включает в себя и нижние и верхние циклоны.

Максимальное число ТЦ - в месяцы с минимальными зональными скоростями ветра. Наиболее часто ТЦ возникают в зоне пассатов в районах «затишья».

Ядро холодного воздуха отмечается в реальных возмущениях, развивающихся в ТЦ.

Наличие ядра холодного воздуха снижает устойчивость атмосферы к проникающей конвекции вместе с возросшей толщиной АПС и сформировавшейся замкнутой циклонической циркуляцией создает условия дальнейшего развития возмущения в районах высоких ТПО.

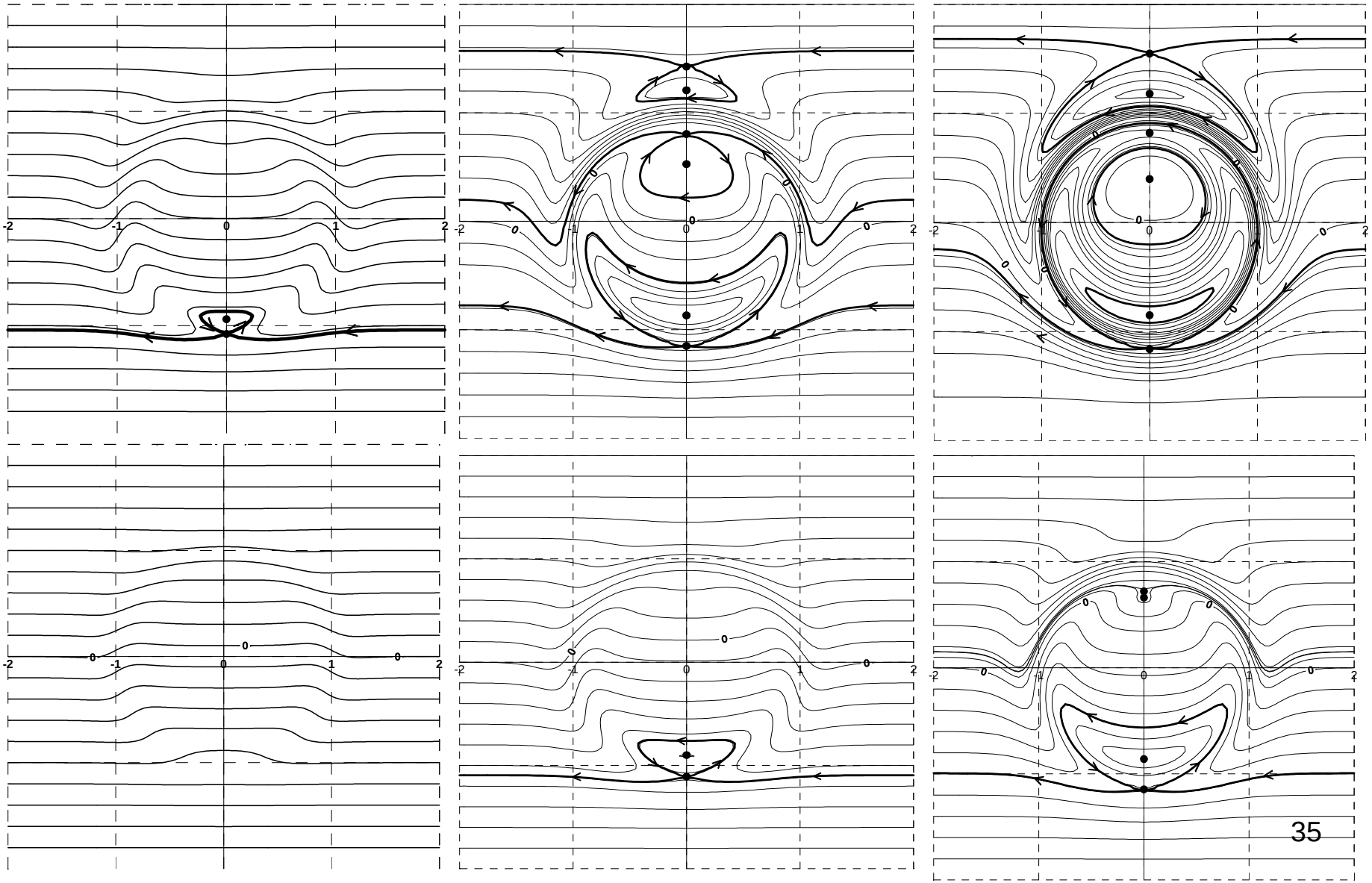
Парадокс: в возмущениях, развивающихся в ТЦ, наблюдается повышенная устойчивость средней атмосферы $\partial\theta/\partial z$.
В модели повышенные значения $\partial\theta/\partial z$ благоприятствуют формированию ТЦ.
Этот факт отмечается и в численных экспериментах с моделями развития циклонов.

При больших скоростях фонового потока замкнутые циркуляции могут не успеть сформироваться прежде, чем возмущении выйдет на сушу или в районы с низкими значениями критических параметров (или низкой ТПО).

Функции тока для функции нагревания в форме плато

$\alpha=2,\ \beta=2,\ \eta=2$

t=0.1 *t*=0.2 *t*=0.3



Эволюция кольцевых вихрей

Уравнение вихря с учетом эффектов экмановского слоя:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = J(\psi, \omega) + \nu \Delta \omega + \left(E^{1/2}/2\right) \nabla \psi \cdot \nabla \omega - \left(E^{1/2}/2\right) \omega (\omega + f) \qquad (4.28)$$

Масштаб длины L, скорости U и времени $T_E = 2/E^{1/2} f$.

числа $Ro = U/Lf$ - Россби, $E = 2\nu/fH^2$ - Экмана, $Re = L^2 f/\nu$ - Рейнольдса.

Уравнение вихря в безразмерном виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{Ro}{\left(E^{1/2}/2\right)} J(\psi, \omega) + \frac{Re^{-1}}{\left(E^{1/2}/2\right)} \Delta \omega + Ro \nabla \psi \cdot \nabla \omega - Ro \omega^2 - \omega . \qquad (4.29)$$

Начальное радиальное распределение ω - сумма трех гауссианов.

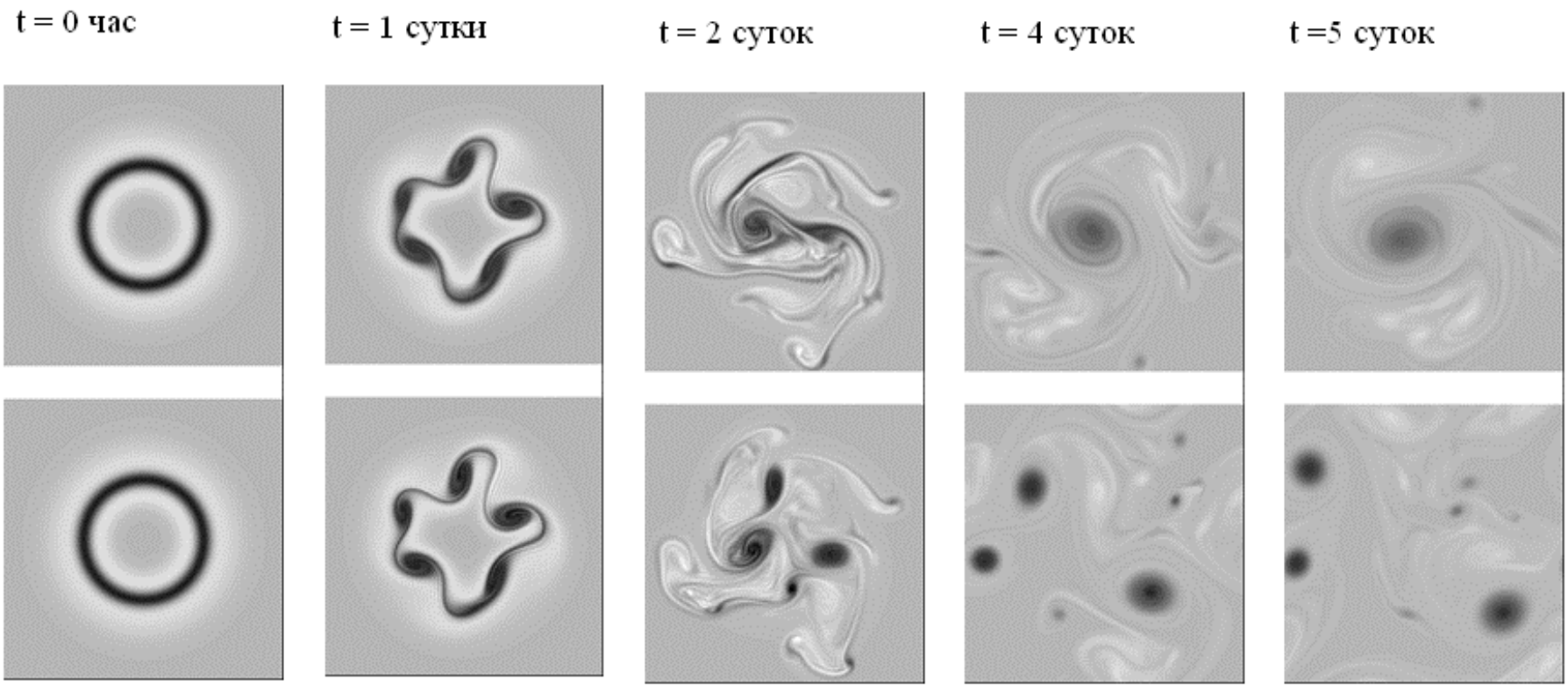
$f = 3 \cdot 10^{-5}$ два эксперимента:

$L = r_m = 150$ *км*, $V_m = 13$ м/с ($Ro = 3$, $E = 2 \cdot 10^{-5}$, $Re^{-1} = 3 \cdot 10^{-4}$)

$L = r_m = 200$ *км*, $V_m = 6$ м/с ($Ro = 1$, $E = 10^{-4}$, $Re^{-1} = 10^{-4}$).

Эволюция кольцевого вихря

с учетом нелинейных эффектов экмановского слоя – верхний ряд и
с линейным (релеевским) трением – нижний ряд



Эволюция высоты конвективного экмановского пограничного слоя

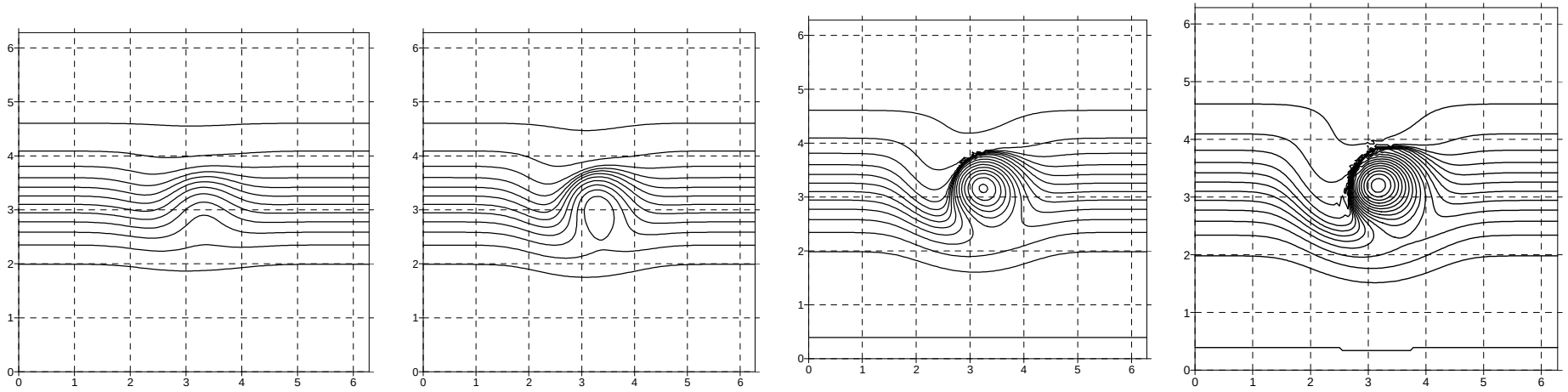
$$\frac{\partial h}{\partial t}+\left[-(1-G_1)\cdot\frac{\partial\psi_2}{\partial y}-G_2\cdot\frac{\partial\psi_2}{\partial x}\right]\cdot\frac{\partial h}{\partial x}+\left[(1-G_1)\cdot\frac{\partial\psi_2}{\partial x}-G_2\cdot\frac{\partial\psi_2}{\partial y}\right]\cdot\frac{\partial h}{\partial y}=\frac{1}{2}\cdot b\cdot\nabla^2\psi_2$$

$$G_1=\frac{2\left[1+\cos(2h)\cdot\cosh(2h)\right]}{\left[\cosh(2h)+\cos(2h)\right]^2}\qquad G_2=\frac{2\sinh(2h)\cdot\sin(2h)}{\left[\cosh(2h)+\cos(2h)\right]^2}\qquad b=\frac{\sinh(2h)-\sin(2h)}{\cosh(2h)+\cos(2h)}$$

масштаб высоты пограничного слоя $\left(2A/f_0\right)^{1/2}$

Реакция плавно изменяющегося в меридиональном направлении поля относительной высоты АПС (нормированной на экмановский масштаб) на циклонический вихрь в свободной атмосфере. В поле высоты АПС со временем (менее чем за сутки) появляется область повышенных высот, в которой развиваются довольно узкие фронтальные зоны. Подобные структуры могут быть ассоциированы с возмущениями типа приземных

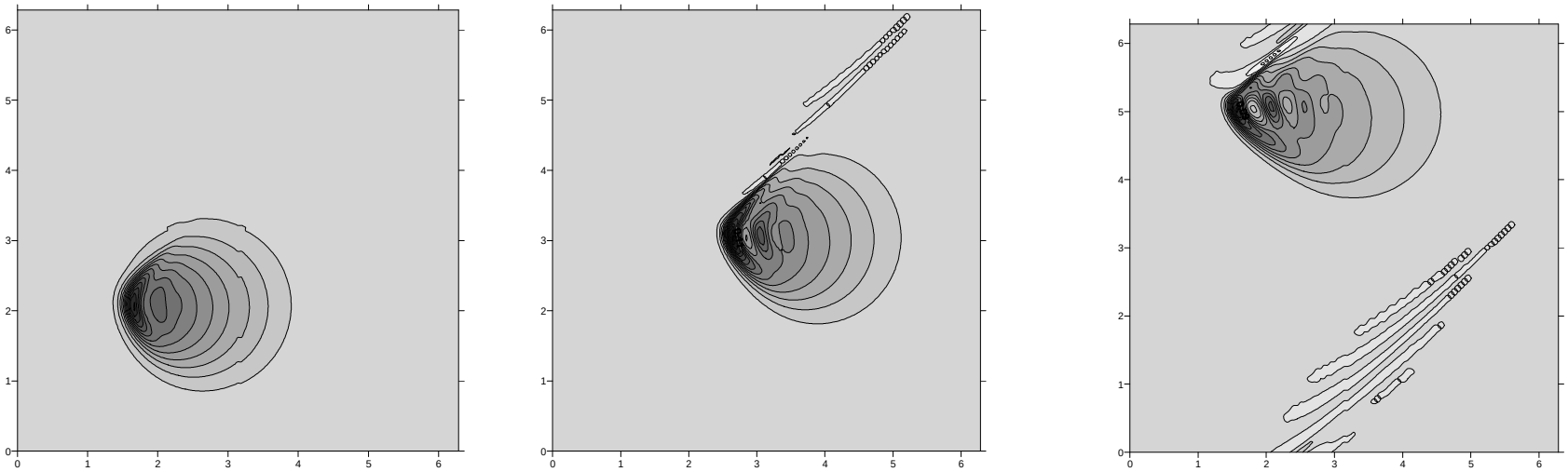
циклонов и линий шквала.



t = 1.5 t = 3 t=6 t=9

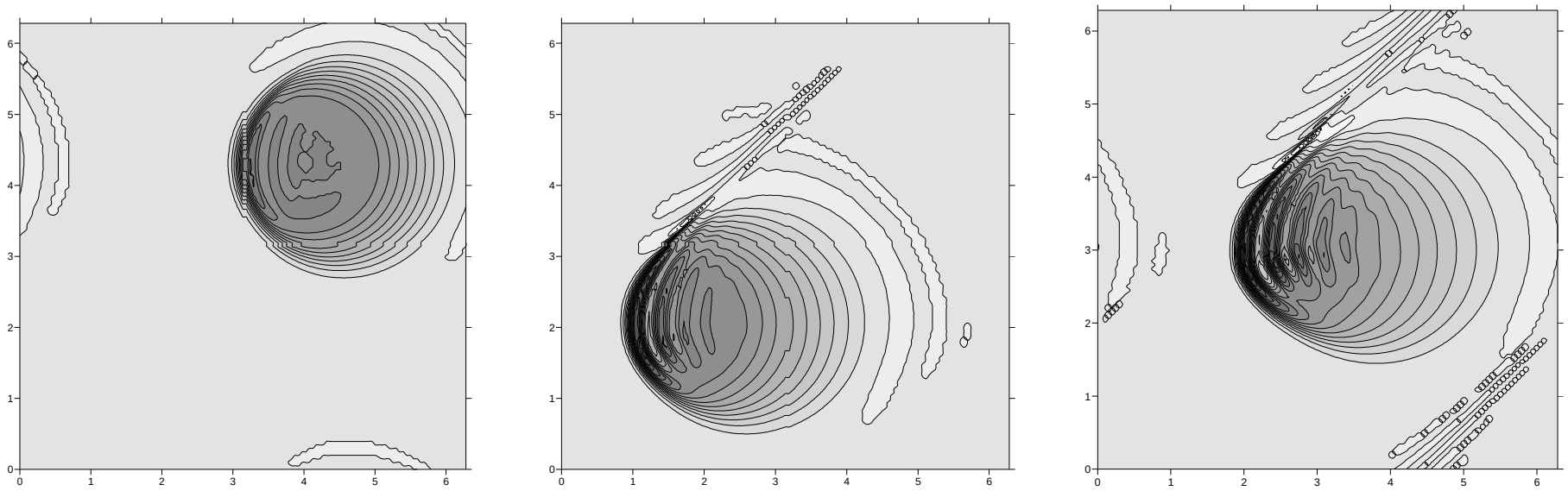
Развитие в АПС мезомасштабных возмущений. Эволюция начального малого возмущения в высоте АПС на фоне поля постоянной высоты при заданном однородном западном зональном потоке.

- h0 = 0.75 . Безразмерное время интегрирования 3, 9 и 15



Эволюция поля высоты пограничного слоя возмущения, заданного в начальный момент в виде плато, в зональном западном потоке.

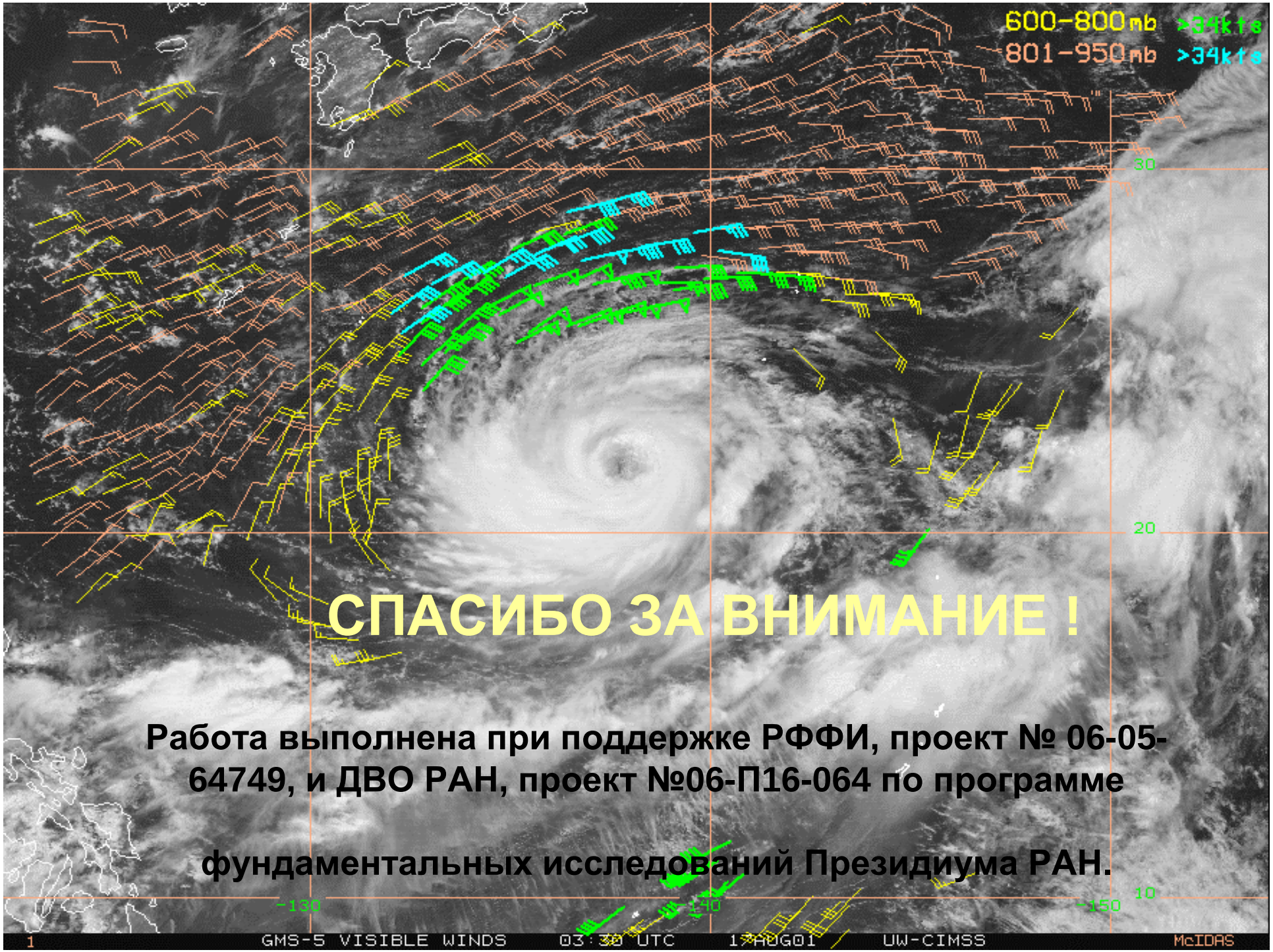
h0 = 0,75. Безразмерное время интегрирования 3, 6. и 9.



Основные результаты

- В рамках довольно простой по структуре математической модели взаимодействия квазигеострофического потока и экмановского пограничного слоя удается продемонстрировать эффекты конвективного пограничного слоя, ограниченного инверсией и с источником тепла (мелкая конвекция.), на развитие возмущений в зональном потоке и воспроизвести некоторые характерные черты в развитии тропических возмущений в пассатных потоках.

- Показано, что формирование тропических циклонов, определяемое наличием замкнутых циркуляций, как в пограничном слое, так и выше него, возможно только при определенных соотношениях комплексных параметров, характеризующих фоновый поток, устойчивость атмосферы, высоту пограничного слоя и силу инверсии на его верхней границе.



СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ !

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-64749, и ДВО РАН, проект №06-П16-064 по программе

фундаментальных исследований Президиума РАН.