

ПАРАМЕТРЫ ЗОНАЛЬНЫХ ПОТОКОВ, СПЕКТРЫ БАРОТРОПНОЙ И БАРОКЛИННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ НА β – И f - ПЛОСКОСТЯХ ДЛЯ ЦИКЛОГЕНЕЗА РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

С позиций теории гидродинамической неустойчивости в атмосфере получены количественные характеристики процессов циклогенеза различной интенсивности. Выполнен диагноз необходимых условий для баротропной и бароклиной неустойчивости зонального потока, рассчитаны фактические показатели роста циклонических возмущений, а также показатели роста баротропных и бароклиных волн синоптического масштаба. Выявлено, что основным механизмом образования циклонов является бароклиная неустойчивость, а случай «взрывного» циклогенеза характеризуется сравнительно низким показателем бароклиного роста. Баротропная неустойчивость имеет место во всех рассмотренных случаях, но её вклад в процессы циклогенеза сравнительно мал.

Ключевые слова: циклогенез, критерии неустойчивости зонального потока, показатели роста баротропных и бароклиных волн, коротковолновое отсечение.

Введение. Прогноз аномальных погодных условий неразрывно связан с прогнозом возникновения и эволюции атмосферных вихрей синоптического масштаба. Широкий спектр исследований в рамках теории гидродинамической неустойчивости как основного механизма цикло- и антициклогенеза, приводит к весомым улучшениям в качестве прогнозов. Оправдываемость прогнозов крупномасштабной динамики барического поля на срок до трех суток уже достигает 90% [1]. Но даже при таких, весьма впечатляющих результатах, усилия, направленные на разработку количественных критериев циклогенеза, не снижаются.

Наблюдающиеся изменения климата приводят к увеличению интенсивности связанных с циклонами гидрометеорологических явлений (по данным отчета Мюнхенской компании перестрахования за 2002 г. количество природных катастроф за 1991-2001 гг. по сравнению с 1960-ми годами увеличилось в 2,6 раза, что привело к росту экономических потерь в 7,3 раза), которые в ряде случаев наносят значительный материальный ущерб. За десятилетний период с 1994 по 2004 гг. ущерб мировой экономики от стихийных бедствий превысил отметку в 730 млрд. долл., количество пострадавших составило более 1 млрд. 100 млн. человек [1, 2]. В условиях глобализации мировой экономики, интеграции транспортных коммуникаций, энергетических и продовольственных рынков возрастает метеорологическая уязвимость национальных экономик, а цена так называемой «ошибки пропуска» возрастает. Целесообразность совершенствования прогностической информации подтверждается единодушными оценками экономистов разных стран – на одну вложенную единицу валюты в улучшение качества метеорологического обеспечения выгода, за счет предотвращения ущерба, составляет от 5 до 10 единиц валюты.

Другая сторона актуальности проблемы циклогенеза обуславливается неоднозначностью теоретической базы данного вопроса. Имеющиеся результаты сравнения параметров реальных возмущений с параметрами наиболее неустойчивых волн в различных моделях хотя и дают возможность сформулировать выводы о механизмах роста возмущений, но нередко существенно различаются количественно. Объяснением этому служит как широкий класс условий, наблюдаемый в тропосфере и обуславливающий образование циклонов [3, 8], так и особенности самих критериев и моделей, часть которых предназначена преимущественно для теоретического анализа [4]. Возможность реализации кинетической и доступной потенциальной энергии

зонального потоку в енергію синоптичних вихрей залежить від таких факторів як наявність системи планетарних хвиль, вертикальні профілі вітра, урахування неадиабатических ефектів, кривизна профіля температури, вплив виділення тепла фазових переходів вологи і т.д. [6, 7].

Краткие теоретические сведения и постановка задачи. Под циклогенезом традиционно понимается гидродинамическая неустойчивость непрерывно стратифицированного зонального потока в поле силы Кориолиса [3]. Указанная неустойчивость может возникать при баротропном, бароклинном и баротропно-бароклинном типах движения [4, 5].

Приведем теоремы, использованные в работе и устанавливающие критерии неустойчивости для баротропного и бароклинного зональных потоков.

Постановка задачи о баротропной неустойчивости потока является классической и подробно исследованной, её основные положения изложены, например, в [7], поэтому мы коротко остановимся лишь на положениях, имеющих сугубо прикладное значение.

Для баротропной неустойчивости основным источником энергии возмущений является кинетическая энергия зонального потока. Скорость потока меняется в горизонтальном направлении, вертикальный сдвиг ветра отсутствует, сам поток принимается гидростатическим (замена третьего уравнения движения уравнением гидростатики) и геострофическим, а возмущения, имеющие в нем место, квазигеострофическими и бездивергентными. Критерий устойчивости определяется теоремой Го: баротропный поток является устойчивым, если его абсолютный вихрь монотонно изменяется с широтой [9].

Другими словами, немонотонность профіля абсолютного вихря, являющаяся, відповідно, критерієм нестійкості основного потоку, визначається наявністю екстремума абсолютного вихря в зональному потоку, т.е.

$$\frac{\partial \Omega_a}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad (1)$$

где Ω_a – абсолютный вихрь; u – зональная составляющая скорости потока;

$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$; f – параметр Кориолиса.

При этом на границах широтной полосы, в которой задается профиль зональной скорости, ставится условие непротекания через её границы ($\psi = 0$ при $y = 0$; $y = 2b$, где ψ – функция тока).

Источником энергии бароклиных возмущений является доступная потенциальная энергия зонального потока, в котором уже присутствуют горизонтальные контрасты температуры, а следовательно и вертикальный сдвиг ветра. Критерий бароклиной неустойчивости потока для внутренней зональной струи определяется теоремой Чарни-Стерна: неустойчивость зонального бароклиного потока возможна в случае, если производная квазигеострофического потенциального вихря по меридиану принимает как положительные, так и отрицательные значения в области, занимаемой потоком [10].

В отсутствие неадиабатических эффектов и вязкости для крупномасштабных движений, которые будем считать гидростатическими, существует инвариант системы примитивных уравнений, так называемый потенциальный вихрь Эртеля

$$q = \frac{1}{\rho} (f\vec{k} + \nabla \times \vec{v}) \nabla \theta,$$

где ρ – плотность воздуха; \vec{k} – единичный вектор по вертикальной оси z ;

\vec{v} – скорость ветра; $\nabla \theta$ – градиент потенциальной температуры; ∇ – оператор Гамильтона.

Выражение, используемое для практических расчетов, получается путем сохранения лишь вертикальной составляющей вихря и замены ρdz на $-dp/g$ из уравнения статики и опускания постоянного множителя $-g$, не влияющего на свойства инвариантности [7]

$$\bar{q} = (\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} = \frac{\zeta + f}{\partial p / \partial \theta}, \quad (2)$$

где ζ, f – относительный и переносный вихрь скорости соответственно.

Для двухслойной модели условие неустойчивости (критерий Филлипса) получено для зонального потока, ограниченного по широте [5]. Дисперсионное соотношение при постоянной разности скоростей двух слоев (параметр статической устойчивости в каждом слое постоянен) для возмущений с одинаковыми меридиональными и широтными размерами имеет вид

$$\delta \rho_1 \equiv U_1 - U_3 > \sigma \frac{\cos \varphi}{\sin^2 \varphi} \equiv \delta \rho_2, \quad (3)$$

где U_1 и U_3 — скорость зонального потока на верхнем и нижнем уровнях (250 и 750 гПа соответственно); φ — широта; $\sigma = -0,124c_p \frac{\Delta \theta}{2R\Omega}$ — параметр статической устойчивости ($\Delta \theta = \theta_1 - \theta_3$; R - радиус Земли; Ω – угловая скорость вращения Земли), и устанавливает критическое значение сдвига ветра: неустойчивость возможна, если сдвиг превышает величину, стоящую справа в выражении (3). Таким образом, за меру неустойчивости принимается разность

$$\delta \rho = \delta \rho_1 - \delta \rho_2. \quad (4)$$

Фактические показатели роста циклонических возмущений рассчитываются по формуле

$$\omega_i = - \frac{\ln \Delta p_2 / \Delta p_1}{t_2 - t_1}, \quad (5)$$

где Δp_1 и Δp_2 – отклонения давления от первоначального значения в моменты времени t_1 и t_2 соответственно.

В широко известной работе Иди 1949 г., посвященной линейной задаче о бароклинной неустойчивости, при выполнении условия $\frac{\partial u}{\partial z} = const$ на f -плоскости, показатели роста ω_i и фазовые скорости ω_r неустойчивых волн удовлетворяют соотношениям:

$$\begin{aligned} -\omega_i &= \frac{\beta_1 f}{H}; \\ -\frac{\omega_r}{k} &= \frac{U_1 + U_2}{2}, \end{aligned} \quad (6)$$

где

$$\begin{aligned} \beta_1 &= [(\alpha - th \alpha)(cth \alpha - \alpha)]^{1/2}, \\ \alpha &= \frac{H}{2f} \frac{dU}{dz} k z_0, \\ H^2 &= Ri \left(1 + \frac{\pi}{k y_0} \right), \end{aligned}$$

где $k = 2\pi/L$ – волновое число в направлении зонального потока; y_0, z_0 – ширина и

вертикальна потужність зонального потоку відповідно; H – вертикальний масштаб;

$U = U(z)$ – швидкість зонального потоку; $Ri = \frac{g}{\theta} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{(dU/dz)^2}$ – число Річардсона;

U_1, U_2 – швидкості вітру на нижній і верхній границях потоку.

Крім того, показано, що інтервал неустойчивості обмежений з боку коротких хвиль (так назване коротковолнове відсічення), який при заданій стратифікації температури і вітру в основному потоку, показує, що всі хвилі, довжина яких менше, ніж довжина коротковолнового відсічення L_0 , визначена формулою (7), є нейтральними — їх показник росту дорівнює нулю

$$L_0 = \frac{\pi H z_0}{\alpha_0 f} \frac{dU}{dz}, \quad (7)$$

де $\alpha_0 = 1,1997$ — значення α , яке є рішенням рівняння $\alpha = \text{cth } \alpha$.

Довгохвильове відсічення в моделі Іди відсутнє, але показники росту найдовших хвиль малі порівняно з найбільш неустойчивою хвилею.

Звернемо увагу, що приведені теореми і формули для практичних розрахунків стосуються початкових етапів розвитку барокліних порушень, коли їх енергія неігнорують мала в порівнянні з енергією великомасштабного потоку, на фоні якого ці порушення розвиваються. Всі ефекти взаємодій між порушенням і основним теченням, описувані в рівняннях руху членами виду $(\bar{v} \nabla) \bar{v}$ неігнорують, крім тих, які описують вплив основного потоку на порушення. Тому якщо потік зональний і має швидкість $V(U(z), 0, 0)$, а порушення швидкості $v'(u', v', w')$ залежить від x, y, z, t , то в лінійному наближенні враховуються лише наступні члени

$$(\bar{v} \nabla) v' \approx (V \nabla) v' + (v' \nabla) V = \left\{ U \frac{\partial u'}{\partial x} + w' \frac{\partial U}{\partial z}, U \frac{\partial v'}{\partial x}, U \frac{\partial w'}{\partial x} \right\}.$$

Але в питаннях діагнозу і прогнозу циклогенезу саме ця стадія є найбільш значимою. Крім того, неустойчивість за лінійною теорією означає неустойчивість і відносно кінцевих порушень, хоча стійкі за лінійною теорією стани можуть виявитися неустойчивими відносно кінцевих порушень великої амплітуди.

Таким чином, метою даної роботи є визначення вкладів баротропної і барокліної неустойчивості в процеси внутропічного циклогенезу різної інтенсивності на лінійних етапах розвитку.

Характеристика вихідних даних. В якості вихідних даних використовувалися карти приземного аналізу, абсолютної барическої топографії (АТ-500), а також дані ре-аналізу глобальних атмосферних полів Національного центру прогнозів США (NCEP/NCAR) – поля зональної складової швидкості вітру u у землі і на ізобарических поверхностях 700, 500, 250 гПа, температури T у землі і на поверхностях 700, 500, 400, 250 гПа, а також абсолютного вихря швидкості Ω_a на поверхності 500 гПа з просторовим розрешенням $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ по широті і довготі.

Для дослідження будемо використовувати хвильовий канал довжиною L , шириною b , висотою $z_0 = 5,5 \cdot 10^3$ м, орієнтований зонально, обмежений з півночі і півдня твердими вертикальними стінками. Початок координат помістимо в точку $(L/2; b/2; 0)$, координатні осі відповідають наступній системі координат: вісь x – на схід, вісь y – на північ, вісь z – по вертикалі вгору. Точки з координатами $(L/2; 0; 0)$ і $(L/2; b; 0)$ визначаються умовою $u = u_{\max}/2$ вздовж меридіана, де u_{\max} – максимальна швидкість зонального вітру в межах хвильового каналу (полоси).

Для баротропного движения вращение Земли учитывается с помощью приближения β -плоскости: $\beta = df/dy = const$, где f – значение параметра Кориолиса при $y = 0$. Для бароклинного движения принимаем приближение f -плоскости (параметр Кориолиса постоянен: $f = const$), течение является невязким и адиабатическим, вертикальный градиент скорости ветра постоянен, горизонтальный сдвиг отсутствует.

Материалы исследований. В рамках исследования рассмотрены четыре случая циклогенеза. Первый случай (14.01.2007) представляет собой интенсивное развитие скандинавского циклона на холодной ветви атмосферного фронта, второй (09.11.2007) – пример «взрывного» циклогенеза над Средиземным морем. В обоих случаях падение давления в центре циклона за период углубления составляло не менее 20 гПа. Третий и четвертый случаи являются примерами малоинтенсивных циклонов, первый из которых (12.05.2009) есть результат развития циклона на волне слабовыраженного холодного фронта, а второй (16.05.2009) – пример циклогенеза у точки окклюзии. Барическое поле в указанных случаях характеризовалось одной замкнутой изобарой.

В табл. 1 приведены характеристики атмосферы, полученные из полей ре-анализа и принимаемые в дальнейшем в качестве исходных данных для выполнения расчетов.

Таблица 1 – Исходные данные для расчета показателей роста баротропных и бароклинных волн по моделям Го и Иди

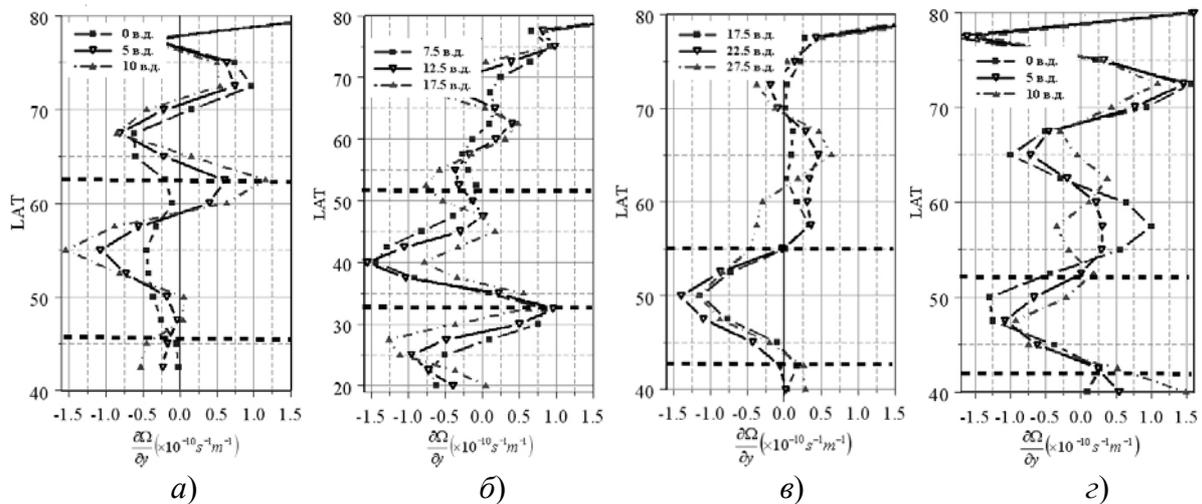
Баротропная неустойчивость											
№ случая	$L (\times 10^6, \text{м})$		$b (\times 10^6, \text{м})$								
1	3		1.880								
2	2,8		1.998								
3	2,2		1.110								
4	2,2		999								

Бароклинная неустойчивость											
№ случая	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$T_0, \text{К}$	$T_{500}, \text{К}$	$u_0, \text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	$u_{500}, \text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	$b (\times 10^6, \text{м})$	$z_0, \text{м}$	$z_{500}, \text{м}$	$dT/dz, \times 10^{-3} \text{К/м}$	du/dz
1	55	5	281	243.9	16	35.5	1.880	5500	5428	0.0068	0.0036
2	40	12.5	290	256.9	10	24.0	1.998		5656	0.0059	0.0025
3	50	22.5	284	252.4	2	20.7	1.110		5607	0.0056	0.0033
4	47.5	0	286	253	1	24.8	999		5574	0.0059	0.0043

Первый этап исследования условно разделен на два промежуточных: проверка выполнения необходимых условий баротропной и бароклинной неустойчивости при циклогенезе.

На рис. 1 для рассматриваемых случаев представлены меридиональные разрезы производной абсолютного вихря скорости в районах циклогенеза. Для случая 1 (рис. 1а) необходимое условие наличия баротропной неустойчивости выполняется в пределах выделенной полосы. В случае 2 (рис. 1б) и для процессов слабоинтенсивного циклогенеза (случаи 3 (рис. 1в) и 4 (рис. 1г)) наличие экстремума абсолютного вихря наблюдается на границах полосы или в зональном потоке. В целом, можно сделать вывод, что во всех случаях необходимое условие баротропной неустойчивости выполняется.

Діагноз зонального потоку на наличие барокліної нестійкості осуществим двома способами: перший – в рамках двухслойної моделі – с применением критерія Філіппса, другою – на основанні теореми Чарні-Стерна.



a – 14.01.2007 г.; *б* – 09.11.2007 г.; *в* – 12.05.2009 г.; *г* – 16.05.2009 г.

Рис. 1 – Меридіональні профілі похідної абсолютного вихря (жирної пунктирної лінії показані границі полоси) на рівні 500 гПа.

Критеріальні значення для соотношения (4) (необходимое условие существования неустойчивых волн) примем, согласно [5], равными $\delta\rho = 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для холодного полугодия и $\delta\rho = 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для теплого. Зоны со значениями локального сдвига ветра, соответствующие процессам циклогенеза, обычно располагаются несколько выше по потоку от района интенсивного роста барокліних возмущений синоптического масштаба.

На рис. 2 приведены расчетные поля критерия Філіппса для рассматриваемых случаев циклогенеза. Видно, что необходимое условие роста возмущений выполняется во всех случаях. При этом для случаев интенсивного циклогенеза максимальные значения критерия Філіппса достигают больших значений (первая замкнутая изолиния $25\text{-}35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), чем в случае возникновения малоинтенсивных циклонов (значения $15\text{-}20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для первой замкнутой изолинии). Расположение очагов максимальных значений для случаев развития глубоких циклонов приходится на область, расположенную на циклонической периферии выделенной широтной полосы несколько ниже по потоку от района их возникновения.

Для неглубоких циклонов расположение очагов максимальных сдвигов приходится на район, расположенный выше по потоку (случай 3) и непосредственно над местом возникновения замкнутой изобары для случая 4.

Діагноз необхідних умов (определяемых теоремой Чарні-Стерна) наличия барокліної нестійкості зонального потоку в рассматриваемых случаях выполним на основании меридіональных профілей похідної потенціального вихря Ертеля, определяемого выражением (2). Анализ указанных профілей (рис. 3) свидетельствует, что в случаях развития рассматриваемых глубоких циклонов, необходимое условие барокліної нестійкості выполняется. При развитии неглубоких циклонов, смена знака похідної происходит либо на границе, либо вне выделенной полосы (зональной струи), т.е. в её пределах поток можно считать барокліно устойчивым.

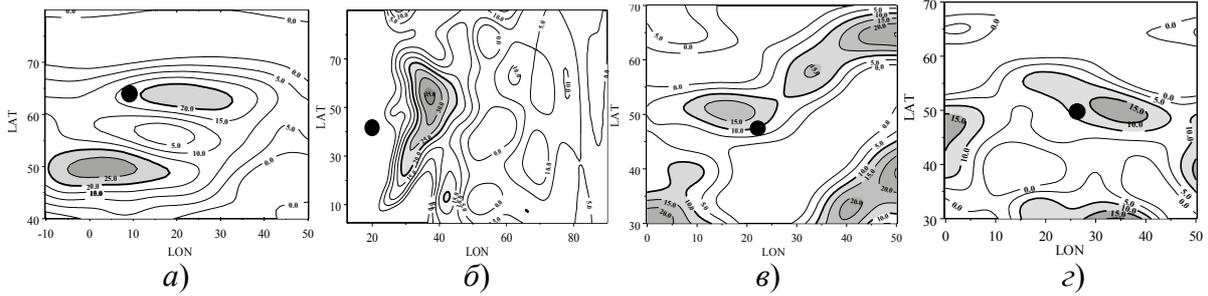


Рис. 2 – Распределение критерия Филлипса (жирными линиями маркированы зоны со значениями $\delta\rho \geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для (а), (б) и $\delta\rho \geq 10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для (в), (з)) для тех же случаев, что и на рис. 1 (кружками обозначены области возникновения первой замкнутой изобары).

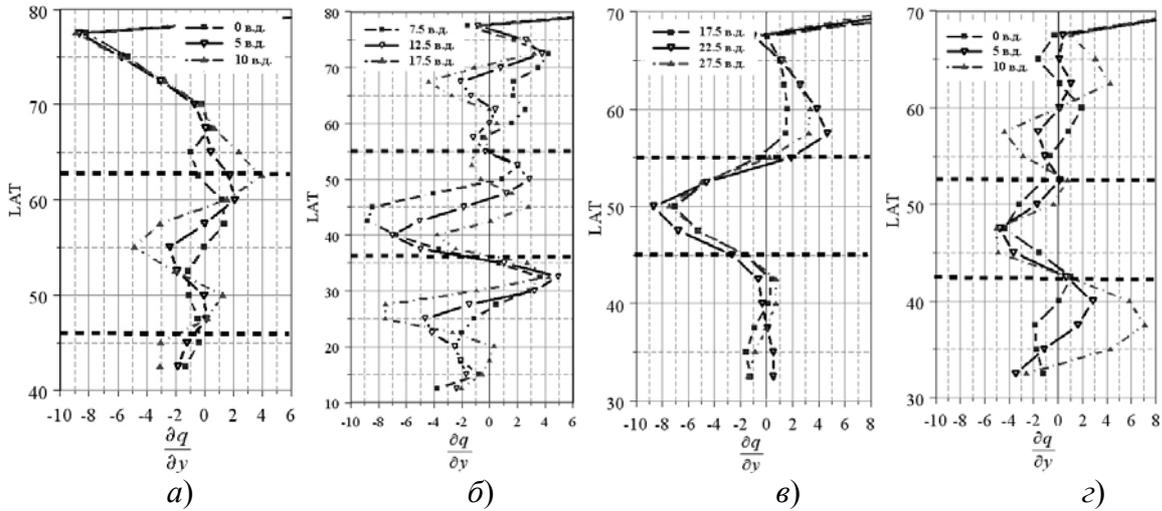


Рис. 3 – Меридиональные профили производной потенциального вихря $\frac{\partial q}{\partial y} \left(\times 10^{-12} \frac{K}{\text{м}\cdot\text{с}\cdot\text{гПа}} \right)$. Обозначения совпадают с рис. 1.

Для заданной температурно-ветровой стратификации атмосферы (табл. 1) определим фактические показатели роста по формуле (5), а также показатели роста наиболее неустойчивых баротропных и бароклинных волн согласно (6) в исследуемых случаях, а также величину коротковолнового отсечения, определяемую выражением (7).

Вид зависимости $\beta(\alpha)$, представленный на рис. 4 и определяющей наиболее неустойчивую волну, которой соответствуют значения $|\beta| \approx 0,3$ и $|\alpha| \approx 0,8$ (т.е., $\alpha < \alpha_0$), дает возможность сделать вывод о наличии неустойчивого решения во всех случаях циклогенеза.

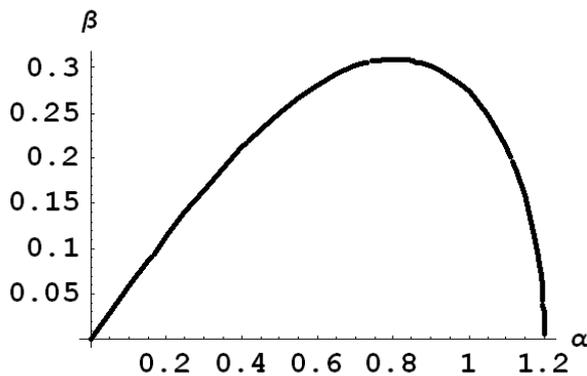


Рис. 4 – График зависимости $\beta(\alpha) = [(\alpha - \text{th } \alpha)(\text{cth } \alpha - \alpha)]^{1/2}$.

Длины волн, соответствующие коротковолновому отсечению, определены на рис. 5, из которого видно, что в случаях 2-4 длина наименьшей неустойчивой волны составляет около $3 \times 10^6 \text{ м}$, а в 1 случае – $2 \times 10^6 \text{ м}$ при значениях волновых чисел $k \geq 2 \times 10^{-6} \text{ м}^{-1}$, что в целом соответствует реально наблюдающимся в атмосфере процессам. Длинноволновое отсечение в модели Иди отсутствует.

Рассчитанные спектры показателей роста для бароклинного движения зонального потока приведены на рис. 6. При этом за вертикальный масштаб (следуя [4]) принимается $z_0 = 5500$ м.

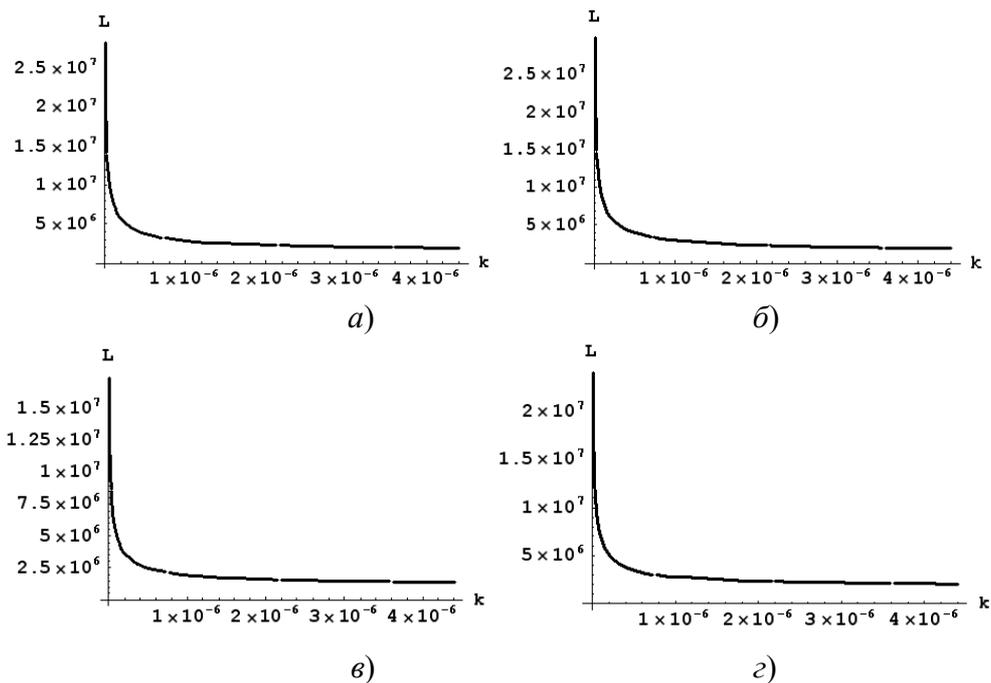


Рис. 5 – Зависимость величины коротковолнового отсечения L от зонального волнового числа k , рассчитанная по модели Иди для случаев 1 – а; 2 – б; 3 – в; 4 – з.

Сравнение фактических показателей роста со спектром показателей роста в баротропном зональном потоке показывает, что наилучшее совпадение между ними (табл. 2) наблюдается в 3 и 4 случаях, расхождения между фактическими показателями роста и модельными для случаев интенсивного циклогенеза более значительное.

Таблица 2 – Показатели роста баротропных и бароклинных волн ω_i ($\times 10^{-6} \text{ c}^{-1}$)

№ случая	Фактические	По модели Го	По модели Иди
1	11,4	4,8	11,0
2	11,0	5,7	4,8
3	4,5	2,0	6,1
4	3,8	1,7	4,7

Для бароклинного потока наилучшее соответствие наблюдается в случае интенсивного циклогенеза (1 случай). Для случаев развития неглубоких циклонов (случаи 3-4) наблюдаемые расхождения больше. Наибольшая погрешность наблюдается для случая «взрывного» циклогенеза, наблюдавшегося в период 09-11.11.2007 г., что, наиболее вероятно, объясняется определяющим вкладом интенсивной конвективной деятельности, которая не учитывается моделью Иди.

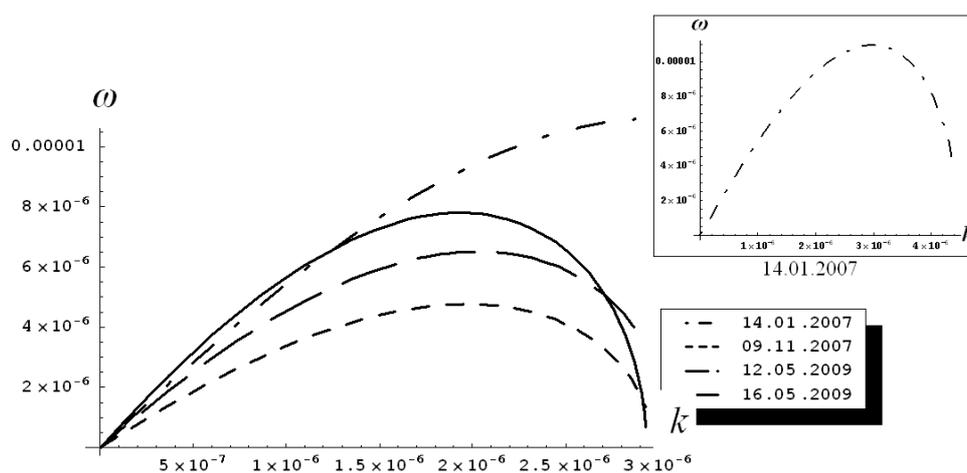


Рис. 6 – Показатели роста бароклиных волн $\omega_i \times 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, рассчитанные по модели Иди (на врезке приведен график для 1 случая).

Косвенным доказательством этого являются максимальные значения критерия Филлипса, содержащего параметр статической неустойчивости (рис.2 б), которые для указанной даты превышают максимальные значения, полученные в остальных случаях.

Выводы. Необходимое условие наличия баротропной неустойчивости выполнялось для всех рассмотренных случаев. Сравнение показателей роста баротропных волн с реальными показателями роста свидетельствуют о том, что баротропная неустойчивость хотя и имела место, но её вклад в процессы циклогенеза не был решающим.

Диагноз фактических условий на наличие бароклиной неустойчивости показал, что при её оценке в рамках двухслойной модели (критерий Филлипса), она имела место во всех случаях, оценка по теореме Чарни-Стерна показала выполнение условия для случаев интенсивного циклогенеза строго, для случаев развития неглубоких циклонов – на границах выделенной полосы. Сравнение фактических и модельных показателей роста свидетельствует, что основным механизмом циклогенеза выступает бароклиная неустойчивость зонального потока. Для «взрывного» циклогенеза (при выходе южного циклона) наиболее вероятным механизмом была конвекция, в силу значительных расхождений между реальными и модельными показателями роста волны как для баротропного, так и для бароклиного типа движения зонального потока и наиболее высокими значениями критерия, содержащего величину параметра статической неустойчивости.

Перспективы дальнейших исследований состоят в определении симметричности (антисимметричности) рассмотренных характеристик для ложбины и гребня на линейной стадии развития барических образований.

Авторы статьи выражают благодарность профессору Шакиной Н.П. за ряд ценных консультаций, оказанных в ходе написания статьи.

Исследование выполнено в рамках НИР №126.

Список литературы

1. Бедрицкий А.И., Коришнов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З. Гидрометеорологическая безопасность и устойчивое развитие России. // Право и безопасность, 2007. – № 1-2 (22-23). – http://www.dpr.ru/pravo/pravo_20_2.htm

2. Бедрицкий А.И. Влияние погоды и климата на устойчивость и развитие экономики // Бюллетень ВМО, 1999. – Т. 48, № 2. – С. 215-222.
3. Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Циклогенез в бароклинно неустойчивых волнах // Метеорология и гидрология, 1989.—Вып. № 3. — С. 11-19.
4. Скриптунова Е.И. Начальный рост циклонических вихрей в баротропно- и бароклинно-неустойчивых слоях // Труды ГМНИЦ СССР, 1985.—Вып. № 260. — С. 105-113.
5. Скриптунова Е.И., Шакина Н.П. Расчет критериев бароклинной неустойчивости и возможности их применения к прогнозу циклогенеза. – В сб.: Общая циркуляция атмосферы и численные эксперименты по данным ПГЭП (Первый глобальный эксперимент ПИГАП). – Л.: Гидрометеоздат. – 1985. – т.8. – С.132-136.
6. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. – Л.: Гидрометеоздат. – 1990. – 310 с.
7. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеоздат. – 1985. – 263с.
8. Шакина Н.П., Скриптунова Е.И., Иванова А.Р., Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклонов // Труды ГМНИЦ РФ, 2000.—Вып. № 335. — С. 3-25.
9. Кюо Н.-Л. Dynamic instability of two dimensional nondivergent flow in a barotropic atmosphere. // J. Meteorol., 1949. — vol. 6. — No 2. — P. 105-122.
10. Charney J. G., Stern M. E. On the instability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. // J. Atmos. Sci., 1962. — vol. 19. — No. 2. — P. 159-172.

Параметри зональних потоків, спектри баротропної і барокліної нестійкості на β – і f – площинах для циклогенезу різної інтенсивності. Грушевський О.М., Єшану О.Є.

З позицій теорії гідродинамічної нестійкості в атмосфері отримані кількісні характеристики процесів циклогенезу різної інтенсивності. Виконано діагноз наявності необхідних умов для баротропної та барокліної нестійкості зонального потоку. Розраховані фактичні показники росту циклонічних збурень, а також показники росту баротропних та барокліних хвиль синоптичного масштабу. З'ясовано, що основним механізмом утворення циклонів є бароклінна нестійкість, а випадок «вибухового» циклогенезу характеризується порівняно низьким показником барокліного росту. Баротропна нестійкість має місце для всіх випадків, що розглядалися, проте її внесок у процесі циклогенезу не є вирішальним.

Ключові слова: циклогенез, критерії нестійкості зонального потоку, показники росту баротропних і барокліних хвиль, короткохвильове відсікання.

Parameters of zonal streams, spectra of barotropic and baroclinic instability on β - and f -planes for the cyclogenesis of different intensity. Hrushevsky O., Yeshanu A.

From positions of theory of hydrodynamic instability in the atmosphere quantitative descriptions of processes of cyclogenesis of different intensity are obtained. The diagnosis of necessary conditions is executed for barotropic and baroclinic instability of zonal stream, the actual indexes of growth of cyclonic perturbations and indexes of growth for barotropic and baroclinic waves of a weather scale are calculated. Baroclinic instability is found to be the basic mechanism of formation of cyclones, and the case of “explosive” cyclogenesis is characterized by comparatively low index of baroclinic growth. Barotropic instability takes place in all of the considered cases, but its contribution to the processes of cyclogenesis is comparatively small.

Keywords: cyclogenesis, criteria of instability of zonal stream, indexes of growth of barotropic and baroclinic waves, short wave cut-off.