

ФІЗИКА АТМОСФЕРИ, МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ

УДК 551.576

Пирнач А.М., Белый Т.А.

ДИНАМИКА ОБЛАЧНОСТИ ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Приводятся результаты численных экспериментов по исследованию поведения облачности во время землетрясений в Крыму 20 и 29 сентября 2002г., выполненных с помощью трехмерной нестационарной прогностической модели фронтальной облачности. Целью численных экспериментов было нахождение распределения во времени и пространстве облачности при естественном развитии атмосферного процесса и при смоделированном изменении давления в эпицентре землетрясения. Показано, что при вариации давления в эпицентре землетрясения облачность претерпевает изменения на расстоянии десятков-сотен километров от него.

Ключевые слова: облака, численный эксперимент, землетрясение.

Введение

Колебания атмосферы находятся в тесной связи с колебаниями земной коры [4, 5, 8]. Так, например, в работе [12, с. 262] было инструментально зафиксировано локальное изменение давления на 10 мб в замкнутом пространстве (штольне), на расстоянии 160 км от очага, перед землетрясением 12 энергетического класса. Такие наблюдения являются не регулярными, имеют локальный характер и не рассматриваются в контексте взаимосвязи давления с облачностью. Еще одной особенностью отклика атмосферы на сейсмическую активность является морфологическое изменение облачности [9], [10, с. 866].

В настоящей статье, путем численного моделирования, предпринимается попытка смоделировать поведение облачной системы в период землетрясения при естественном развитии атмосферного процесса и при модельном изменении давления в эпицентре землетрясения. В качестве расчетной используется численная трехмерная нестационарная модель фронтальной облачности [11].

Постановка задачи

При моделировании во времени и пространстве эволюции облачных систем, наблюдавшихся в период землетрясения, была использована численная трехмерная нестационарная модель фронтальных облаков, основы которой заложены в работах [1-3, 14, 16]. Модель включает систему интегродифференциальных уравнений, которые описывают динамику и термодинамику атмосферы, а также распределение облачных частиц по размерам. Система включает уравнения движения воздуха, неразрывности, уравнения для температуры и влажности, кинетические уравнения для функций распределения облачных частиц и частиц осадков по размерам. Для учета орографии использовалась Z-сигма система координат (ξ, η, ζ) [13, 15], которая позволила учесть форму рельефа и хранить постоянной высоту плоскости, ограничивающую сверху область интегрирования. Численные расчеты проводились как в Декартовой, так и в Z-сигма системе координат. Полная система уравнений с устойчивыми численными схемами приведена в монографии [11].

В свернутом виде система уравнений гидротермодинамики в Z-сигма системе координат имеет вид:

$$\frac{dS_i}{dt} = F_i + \Delta N_i, \quad i = 1, 2, \dots, 8 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial \xi} + \frac{\partial \rho v}{\partial \eta} + \frac{\partial \rho \tilde{w}}{\partial \zeta} = 0, \quad (2)$$

$$\rho = \frac{p}{RT}, \quad (3)$$

где $S_i = (u, v, \tilde{w}, T, q)$.

$$\Delta N_i = k_\xi (N_{\xi\xi} + N_{\eta\eta}) + k_\zeta S_{\zeta\zeta}, \quad (4)$$

$$F_1 = lv - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \xi} - \rho g G_1 \right] + \Delta u, \quad (5)$$

$$F_2 = -lu - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} - \rho g G_2 \right] + \Delta v, \quad (6)$$

$$F_3 = -g - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \zeta} - \rho G_0 \right] + \Delta \tilde{w}, \quad (7)$$

$$F_4 = \sum_{k=1}^3 \alpha_k \varepsilon_k + \alpha_p \frac{dp}{dt} + \Delta T, \quad (8)$$

$$F_5 = -\sum_{k=1}^3 \varepsilon_k + \Delta q, \quad (9)$$

$$\alpha_k = \frac{L_k}{c_p}, \quad \alpha_p = \frac{c_p - c_v}{c_p R \rho}.$$

Здесь u, v, \tilde{w} – компоненты скорости ветра вдоль осей ξ, η, ζ , направленные соответственно на восток, север и перпендикулярно к земле; ξ, η, ζ – z-сигма орографические координаты; q – удельная влажность воздуха; ρ – плотность воздуха; p, T – давление и температура воздуха; R – газовая постоянная сухого воздуха; ε_k – скорость конденсации водяного пара на облачных каплях; ΔN_i – турбулентный перенос; $N_{\xi\xi}, N_{\eta\eta}, N_{\zeta\zeta}$ – производные второго порядка от функций ξ, η, ζ соответственно; k_ξ, k_ζ – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности; $F_1 - F_3$ – правые части уравнений для проекций скорости, учитывающие ускорения Кориолиса и силы тяжести, градиенты давления и т.д.; $F_4 - F_5$ – притоки тепла и влаги.

В уравнениях (1-9) перевод из Декартовой системы координат в Z-сигма систему координат осуществлялся следующим образом:

$$\xi = x, \quad \eta = y, \quad \zeta = \frac{z - \Gamma}{H - \Gamma} H. \quad (10)$$

Вертикальная скорость \tilde{w} в Z-сигма системе координат рассчитывалась следующим образом:

$$G_0 = 1 - \frac{\Gamma}{H}, \quad G_1 = \Gamma_x \left(\frac{\zeta}{H} - 1 \right), \quad G_2 = \Gamma_y \left(\frac{\zeta}{H} - 1 \right),$$

$$\tilde{w} = \frac{G_1 u + G_2 v + w}{G_0}, \quad (11)$$

где u, v, w – компоненты скорости ветра вдоль осей x, y, z ; x, y, z – декартовы координаты; $\Gamma(x, y)$ – функция рельефа; H – максимум z ; Γ_x, Γ_y – первые производные от функции Γ по x и y .

Подсистема уравнений, которая включала градиенты давления, записывалась в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \xi} \right],$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial \eta} \right].$$

Градиенты давления по вертикальным координатам находились из уравнений (12) с граничными условиями на верхней границе сетки:

$$P_{\xi\xi}^{j+1} = -G_0 g \rho_{\xi}^j,$$

$$P_{\eta\xi}^{j+1} = -G_0 g \rho_{\eta}^j$$

Индексы $j, j+1$ обозначают значения функций на двух соседних этапах вычислений, $\rho_{\xi}, P_{\xi\xi}$ – первые и вторые производные от функций.

Численный эксперимент

Чтобы понять, каким образом ведет себя облачная система при изменении атмосферного давления перед землетрясением, в модели, вводилось условие, позволяющее варьировать приземное атмосферное давление на нижней границе сетки. Результаты расчетов сравнивались с расчетами, полученными при естественном развитии атмосферного процесса. Изменение приземного атмосферного давления вводилось согласно следующему выражению:

$$P_t = \alpha \cos(2\pi/a_t) \cdot (1 - d/d_m),$$

где α – максимальный градиент давления, задается как параметр согласно экспериментальным данным; a_t – время однознакового изменения давления; d – расстояние от эпицентра землетрясения, d_m – максимальное расстояние, на котором задавалось изменение давления. Важно отметить, что пик градиента соответствует пику давления в естественных условиях, взятых из данных станций наземных измерений.

При численных расчетах использовались вложенные сетки с шагом 5 км по горизонтали и 150 м по вертикали. Расчеты проводились как для плоского (без учета орографии), так и для сложного (с учетом орографии) рельефов. В качестве исходных случаев были взяты даты 20 и 29 сентября 2002 г. класса $K = 8,8$. 20 сентября в 20.41 UTC в Крыму зарегистрировано землетрясение с координатами эпицентра 44.77° с. ш. и

37.12° в. д. или ($x = 290$ км, $y = 12$ км) от центральной точки расчета (г. Симферополь, $x = y = 0$ км). 29 сентября в 03.04 UTC в Крыму зарегистрировано землетрясение с координатами эпицентра 44.82° с. ш. и 37.38° в. д. или ($x = 310$ км, $y = 30$ км) от центральной точки расчета – г. Симферополь.

На рис. 1 приведено начальное состояние облачности для плоского рельефа за 20 и 29 сентября. Ряд 1 – расчет начального состояния характеристик атмосферы за 3 часа до землетрясения – 29.09.2002, 23.30 UTC. Ряд 2 – расчет начального состояния характеристик атмосферы за 3 часа после землетрясения – 20.09.2002, 23.30 UTC. Ряд 3 – расчет характеристик атмосферы за 9 часов до землетрясения – 20.09.2002, 12.30 UTC.

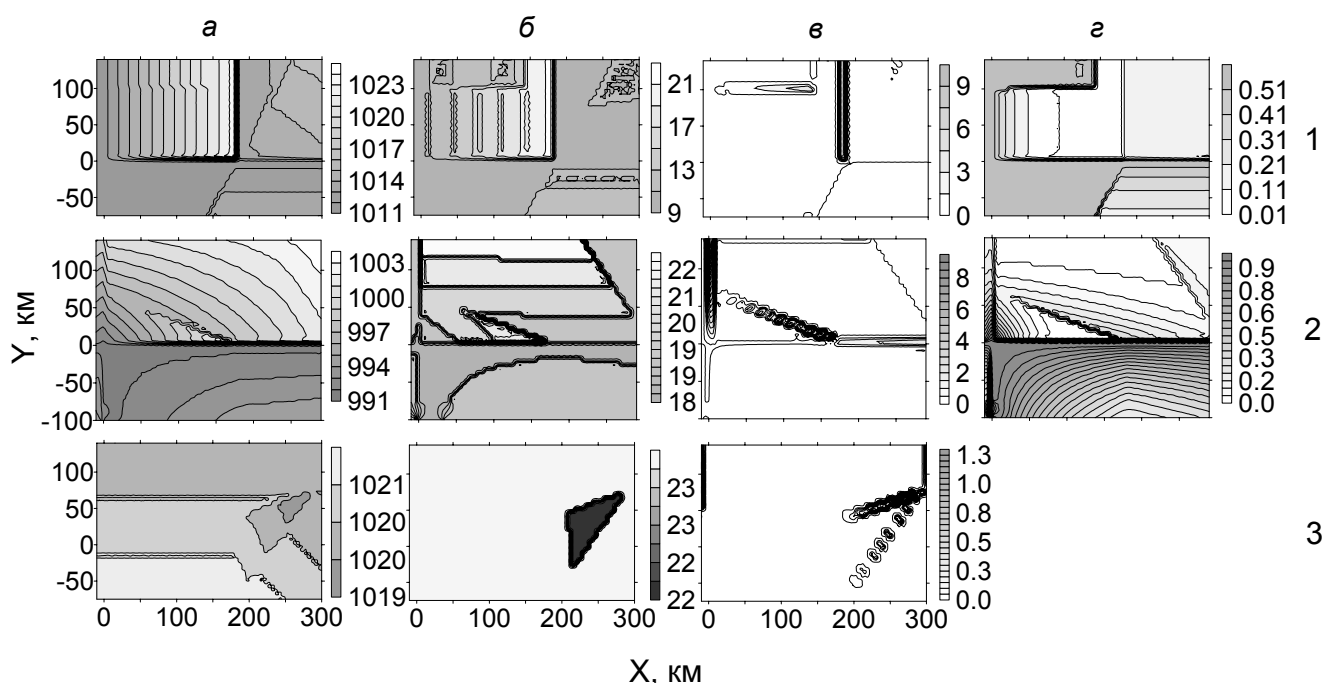


Рис. 1. Начальное состояние атмосферы для плоского рельефа: *а* – приземное давление, гПа; *б* – температура, °С; *в* – интегральная скорость конденсации, мм/ч; *г* – пересыщение по отношению ко льду, мм (соразмерное с суммой осадков)

Как видно из рис. 1, ряд 1, температура и давление имеют четко структурируемое распределение с критической точкой в эпицентре землетрясения. Вертикальные движения и скорость конденсации имеют ярко выраженную полосовую структуру. Пересыщение по отношению ко льду имеет пониженные значения вблизи эпицентра землетрясения.

Распределение облачных характеристик 20 сентября в 23.30 UTC, рис. 1, ряд 2 значительно отличается от предыдущего случая. Давление и температура имеют разнонаправленные полосы с особой критической точкой, сдвинутой влево от эпицентра землетрясения. Скорость конденсации выражена полосовой структурой, но полосы изменили свое направление. Распределение облачных характеристик 20 сентября в 12.30 UTC, рис. 1, ряд 3 показывает, что вблизи эпицентра землетрясения имеются области с пониженной температурой и давлением. Скорость конденсации представлена двумя ярко выраженными полосами, которые пересекаются справа от эпицентра. Пересыщение по отношению ко льду отсутствует.

Сравним облачные характеристики на рис. 1, рассчитанные по диагностической модели для стационарного случая, с результатами расчетов, полученных с помощью интегрирования системы (1-9) рис. 2. На рис. 2 приведены термодинамические характеристики развития облачности через три часа расчетного времени. Начало отсчета 20.09.2002, 12.30 UTC.

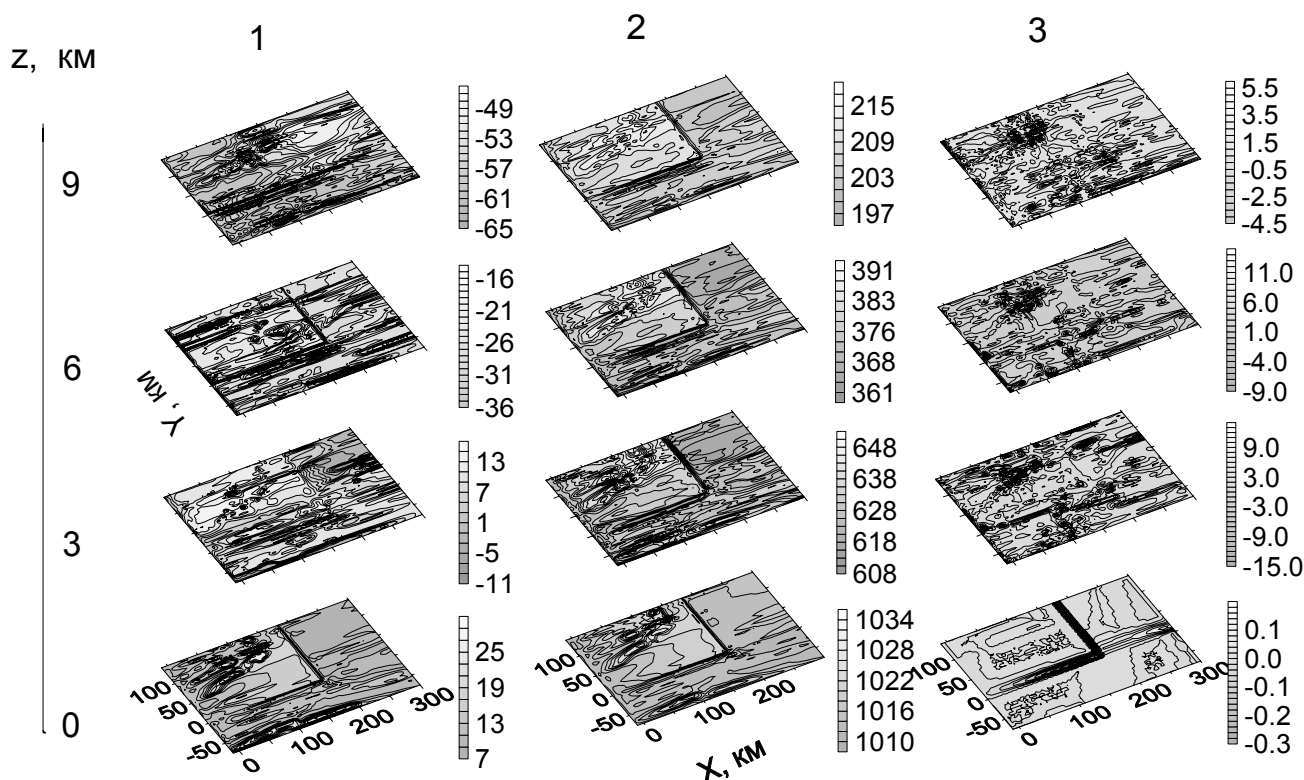


Рис. 2. Пространственное распределение рассчитанных термодинамических характеристик развития облачности: столбец 1 – температура, °С; столбец 2 – давление, гПа; столбец 3 – вихрь, 1/1000 с

Как видно из рис. 1 и рис. 2, термодинамические характеристики сохранили основные черты своего начального состояния. Причем полосы повышенных градиентов, которые лучеобразно расходятся от эпицентра землетрясения, наблюдаются до 9 км. Однако на высотах, где процессы наиболее активны (слой формирования облачности и тропопауза), они размыты – рис. 2 (3 км и 9 км). Похожим образом ведет себя и вихрь. На земле он имеет структуру, сходную с температурой и давлением. Но с высотой, по мере увеличения вихревой скорости, эти структуры теряются. Интенсивные вихри наблюдаются в отдалении от эпицентра.

Рассмотрим, как ведут себя облака, для случая плоского рельефа, во время землетрясения и в первые часы после него при естественном ходе процесса и с измененным давлением – рис. 3 и табл. 1.

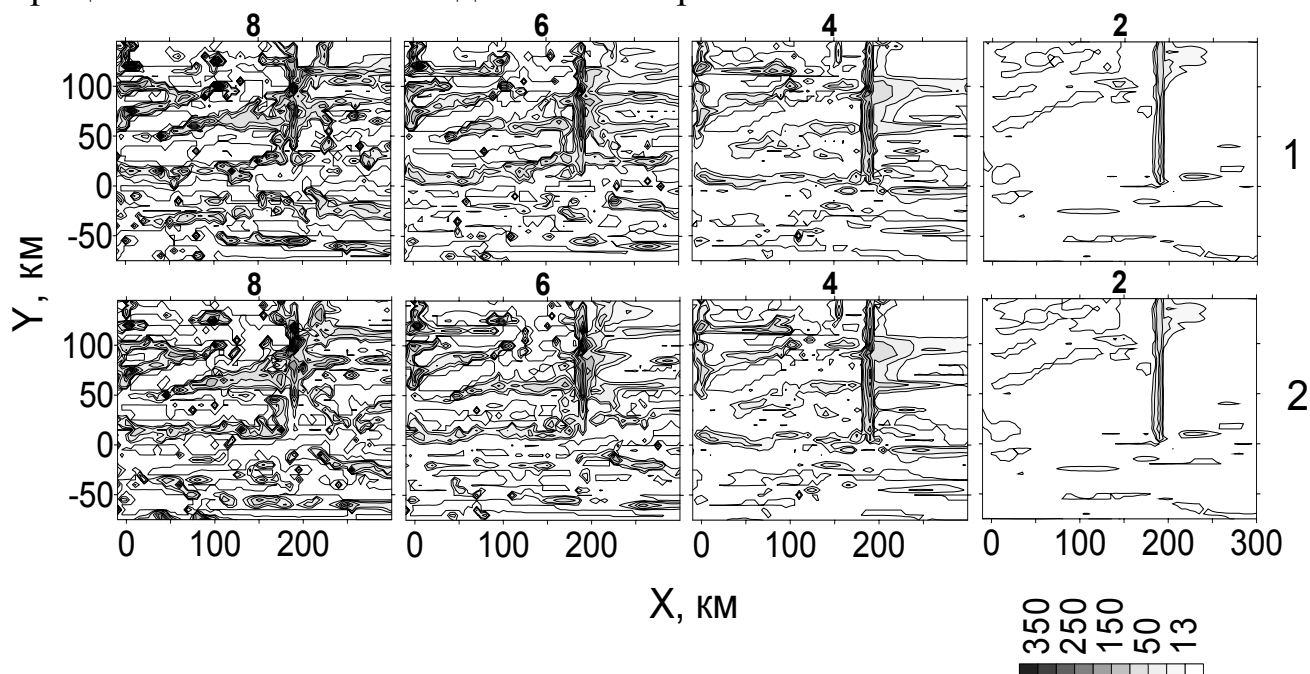


Рис. 3. Эволюция облачности (водозапас), 10^{-3} мм: ряд 1 – 29.09.02, с измененным давлением; ряд 2 – естественный ход процесса. Цифры у вершин рисунков – расчетное время в часах

Как видно из рисунка, характерным для обоих случаев есть наличие полос разного направления, но с доминирующей полосой с началом в эпицентре землетрясения. Влияние измененного давления на развитие облачности проявляется через несколько часов, что хорошо прослеживается в максимальных значениях водозапаса (табл. 1).

Как видно из табл. 1, при естественном ходе процесса водозапас несколько меньше, чем при измененном давлении, а полосы начинают

разрушаться быстрее (см. рис.3). Радикального же изменения в развитии облачности не обнаружено.

Таблица 1

Максимальный по площади водозапас облачности, 10^{-3} мм: ряд 1 – 29.09.02 с измененным давлением, $\alpha = 5$ гПа; ряд 2 – 29.09.02 естественный ход процесса

№	Время, ч. Гринвич								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	34	98	197	259	292	364	409	443	451
2	34	97	191	246	282	351	406	440	451

Рассмотрим развитие облачности 20.09.02, 23.30 UTC с различными динамическими и микрофизическими параметрами (табл. 2 и рис. 4). Особенностью этого случая является то, что землетрясение произошло за 3 часа до расчетного времени. В этом случае моделировалось только уменьшение давления. Увеличение давления не моделировалось в виду отсутствия данных радиозондирования до срока 23.30 UTC.

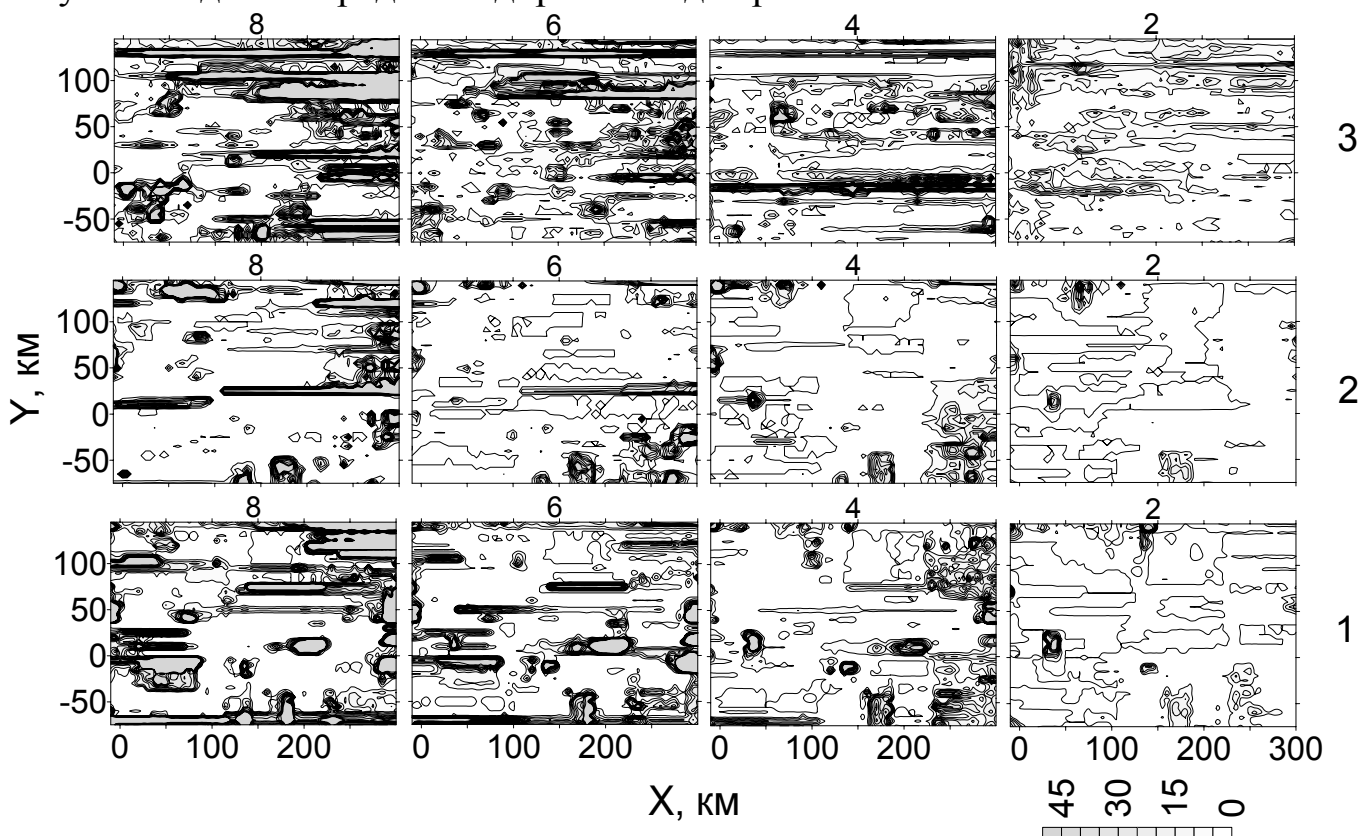


Рис. 4. Эволюция облачности (водозапас) 10^{-3} мм, $\alpha = 2,5$ гПа: ряд 1 – плоский рельеф; ряд 2 – сложный рельеф, без учета коагуляции; ряд 3 – сложный рельеф, с учетом коагуляции. Цифры у вершин рисунков – расчетное время в часах

Как видно из табл. 2, уменьшение давления мало сказалось на максимальном водозапасе облачности. Учет орографии уменьшил максимальные значения водозапаса (табл. 2, случай 2) и количество полос (рис. 4, ряд 2). Исключение составил случай 3, где в расчете была включена коагуляция. Это увеличило максимальные значения водозапаса (табл. 2, случай 3) и количество облачных полос, а также отдельных облаков (рис. 4, ряд. 3), что сделало распределение менее структурированным.

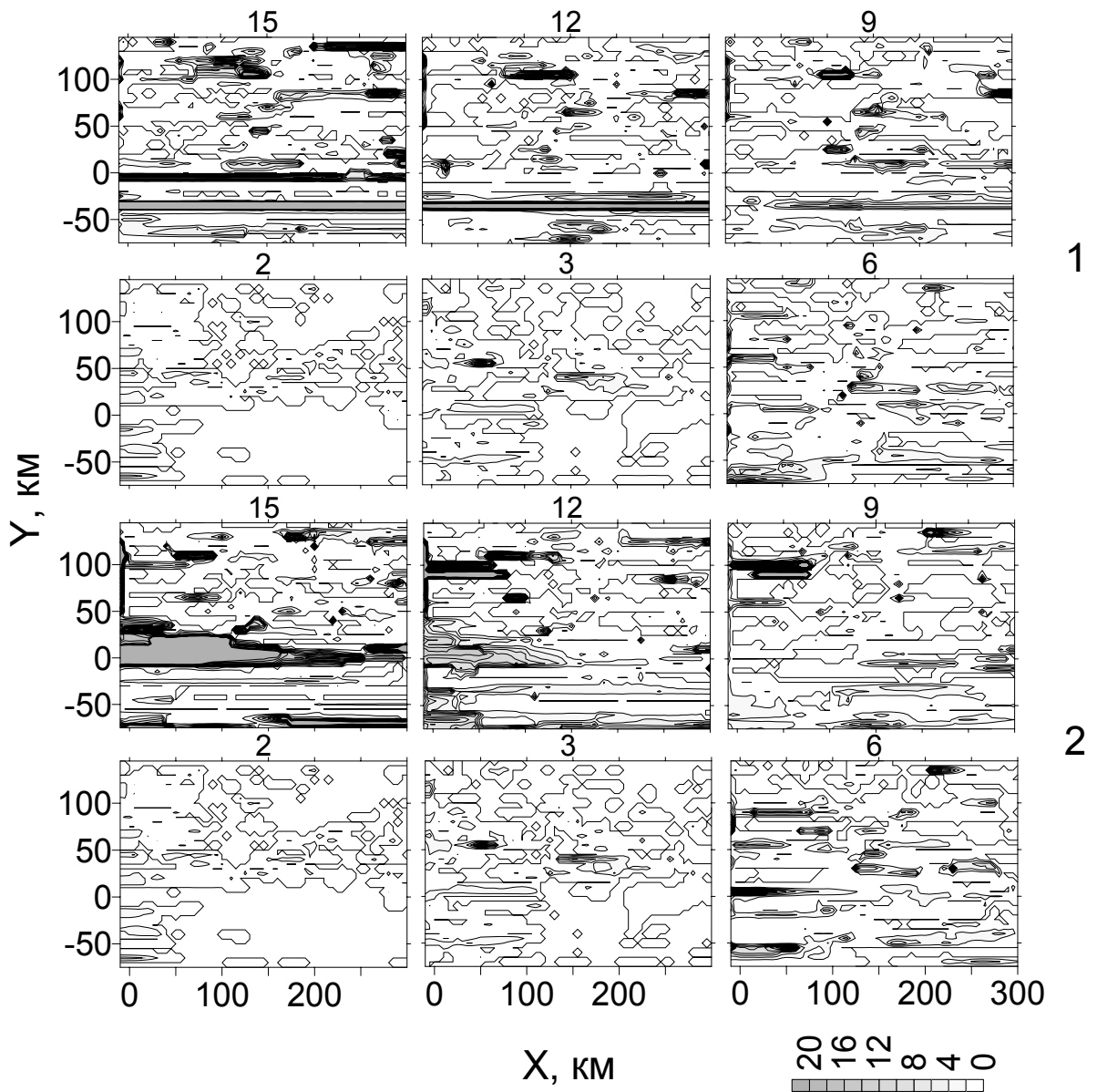


Рис. 5. Эволюция облачности (водозапас), 10^{-3} мм: ряд 1 – при измененном давлении; ряд 2 – естественный ход процесса. Цифры у вершин рисунков – расчетное время в часах

Расчеты для плоского рельефа, с учетом и без учета коагуляции, проводились с целью оценить вклад падения давления в водозапас облачности.

Таблица 2

Максимальный по площади водозапас облачности, 10^{-3} мм: ряд 1 – 20.09.02, $a = 2,5$ гПа, плоский рельеф; ряд 2 – 20.09.02, $a = 2,5$ гПа, сложный рельеф; ряд 3 – сложный рельеф, с учетом коагуляции

№	Время, ч. Гринвич								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	132	244	282	320	519	606	610	636	700
2	125	244	231	271	319	375	469	591	651
3	131	244	283	304	383	464	577	710	853

Наиболее интересным представляется случай с точкой отсчета 20.09.02 12.30 UTC, за 9 ч до землетрясения. Изменение давления программировалось следующим образом: 9 ч оно повышалось с максимальной прибавкой 5 гПа в эпицентре, а затем 3 ч. понижалось. В этом случае эффект от изменения давления был гораздо заметней, чем в предыдущих случаях и представлен на рис. 5 и в табл. 3.

Таблица 3

Максимальный по площади водозапас облачности, 10^{-3} мм, $a = 5$ гПа; ряд 1 – с измененным давлением; ряд 2 – естественный ход процесса

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	3	5	13	11	15	13	19	16	27	30	36	41	57	72	94
2	3	5	13	10	18	25	24	49	44	56	71	57	45	76	79

Данные табл. 3 показывают, что повышение давления на земле на протяжении 9 ч привело к значительному уменьшению максимальных значений водозапасов и только после 12 ч, после 3-х часового уменьшения давления, эти величины начали сравниваться.

Распределение облачности под влиянием измененного давления (рис. 5) начало заметно проявляться через 6 ч. Это привело к размыванию облачности в естественных условиях в одних местах (рис. 5, 9 и 12 часов) и формированию (в случае измененного давления) в других (рис. 5, 15 ч). Также, измененный ход давления оказал влияние на масштаб занимаемой площади облаков. Обширные зоны облачности (естественные условия) рис. 5, 12 и 15 часов, становятся более структурированными и узкими, рис. 5, 12 и 15 часов (измененное давление). В научной литературе

появление таких узких полос облачности большой протяженности связывают с линейными облачными аномалиями (ЛОА), образующимися в сейсмически активных регионах [6, 7, 9] за счет ионизации нижних слоев атмосферы. В нашем случае, как показало численное моделирование, появление ЛОА возможно, если приземное атмосферное давление на протяжении длительного периода изменяется под влиянием дополнительного фактора. Как было сказано выше, такие изменения атмосферного давления инструментально наблюдались и описаны в работе [12].

Выводы

Путем численного эксперимента предпринята попытка смоделировать поведение облачной системы в период землетрясения при естественном развитии атмосферного процесса и при измененном давлении в эпицентре землетрясения. Чтобы учесть изменения атмосферного давления, был разработан численный алгоритм, моделирующий вариации приземного атмосферного давления в эпицентре землетрясения. В рамках модели проанализированы и получены некоторые результаты, позволяющие оценить вклад локального изменения давления (в период сейсмической активности) на динамику облачности и термодинамические характеристики атмосферы. Было показано, что если повышение давления наблюдается длительный период времени (около 9 ч), это существенно сказывается на максимальном значении водозапаса облачности, ее занимаемых масштабах, а также термодинамических характеристиках. Влияние давления на облачность проявляется через несколько часов после изменения и происходит не радикально, а постепенно.

* *

1. Белый Т.А., Пирнач А.М. Численное моделирование сильных осадков в Прикарпатье // Доповіді НАН України. – 2009, – № 10. – С. 115-121.
2. Белый Т.А., Дударь С.Н., Пирнач А.М. Численные исследования влияния различных механизмов осадкообразования на эволюцию мезомасштабных облачных образований, обусловивших сильные осадки в Карпатах 21-29 июля 2008 г. // Геофиз. журн. – 2009. – 31. – №6. – С. 107-123.
3. Буйков М.В. Численное моделирование облаков слоистых форм – Обнинск. ВНИИГМИ МЦД, 1978. – 68 с.

4. Гармаш С.В., Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Швед Г.М. Возбуждение колебаний атмосферы сейсмогравитационными колебаниями Земли // Изв. ФН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1989. – Т.25, № 12. – С. 1290-1299.
5. Гохберг М.Б. Воздействие землетрясений и взрывов на атмосферу. – М.: Наука, 2008. – 296 с.
6. Дода Л.Н., Мартынов О.В., Пахомов Л.А., Натяганов В.Л. и др. Наземно-космический мониторинг и прогноз мегаземлетрясения в Японии 11 марта 2011 г. // Наука и технол. разработки. – 2011. – 90. – № 1. – С. 35-44.
7. Ежов Б.В., Ищенко Л.И. Отображение тектонических структур в строении облачного и ледового покровов // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1983. – С. 114-119.
8. Костина А.Ф. О связи микросейсмических колебаний, наблюдаемых в Крыму, с метеорологической обстановкой над Черным морем // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. – 1958. – № 8. – С. 1029-1032.
9. Морозова Л.И. Спутниковый мониторинг землетрясений. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – 137 с.
10. Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И. Физическая геология. – Л.; М.: ОНТИ НКТП, 1935. – Т. 1. – 908 с.
11. Пірнач Г.М. Чисельне моделювання хмар та опадів у системах атмосферних фронтів. – К: Ніка-центр, 2008. – 296 с.
12. Садовский М.А., Баннов Ю.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Явление сбоя равновесного состояния функций температуры и давления в атмосфере и замкнутых объемах перед землетрясениями // Сб.: Прогноз землетрясений. – 1978, №3. – С. 242-266.
13. Степаненко С.Н. Динамика турбулентно-циркуляционных и диффузионных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. – О.: Маяк, 1998. – 286 с.
14. Belokobylski A.V., Pirnach A.M. Numerical simulation of the warm-season frontal clouds over Ukraine // In Proc. 13th ICCP. – Reno, Nevada, USA. – 2000. – P. 1165-1169.
15. Kasahara A. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction // Mon. Wea. Rev. – 1974. – Vol 102. – P. 509-522.
16. Pirnach A. Construction and application of the various numerical models for study the cloud dynamics and structure of the frontal rainbands // J. Atmos. Res. – 1998. – Vol 45-47. – P. 356-376.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

Пірнач А.М., Білий Т.А.

Динаміка хмарності під час землетрусу

Наведено результати чисельних експериментів по дослідженню поведінки хмарності під час землетрусів у Криму 20 і 29 вересня 2002 р., виконаних за допомогою тривимірної нестационарної прогностичної моделі фронтальної хмарності. Метою чисельних експериментів було знаходження розподілу в часі і просторі хмарності як в ході природного розвитку атмосферного процесу, так і в змодельованій зміні тиску в епіцентрі землетрусу. Показано, що при варіації тиску в епіцентрі землетрусу хмарність зазнає змін на відстані десятків-сотень кілометрів від нього.

Ключові слова: хмари, чисельний експеримент, землетрус.

Pirnach A.M., Belyi T.A.

Cloud dynamics during an earthquake

Numerical experiment on research behavior (dynamics) of clouds during the earthquakes in the Crimea, 20 and 29 September 2002 by using three-dimensional nonstationary forecast model frontal clouds has been obtained. The purpose of numerical experiments was to find distribution in time and space with natural cloud development of atmospheric and simulated pressure changes at the epicenter of the earthquake. Calculations demonstrated that pressure variations in the epicenter of earthquake are changing clouds at a distance of tens to hundreds kilometers away.

Keywords: clouds, numerical experiment, earthquake.