

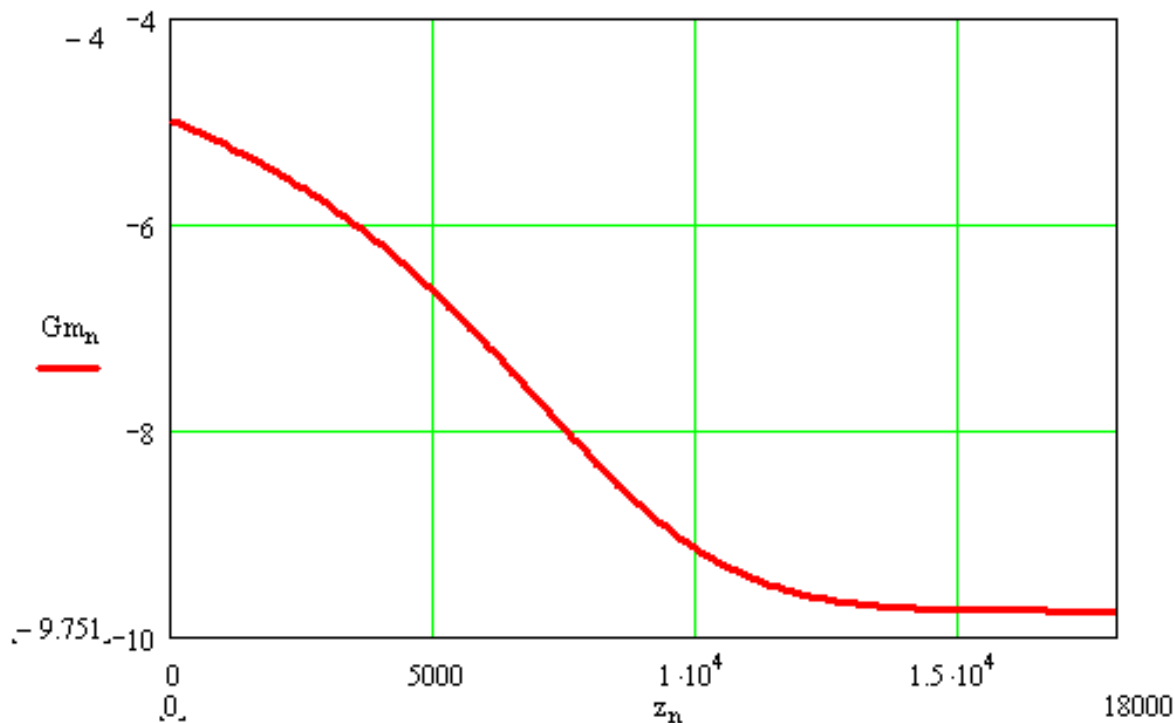
Формирование облачности над океаном при вторжении холодного воздуха


П.Б.Руткевич, Г.С. Голицын, Б.П.Руткевич

Институт космических исследований РАН,
Москва

email: peter_home@tarusa.ru

Хорошо известно, что вертикальные адиабатические градиенты температуры (град/км) в атмосфере для сухого и влажного воздуха отличаются.





В основном градиент температуры определяется общей циркуляцией атмосферы. Обычно считается, что градиент температуры в тропосфере равен 5 - 6,5 град/км. Но часто не говорится, что речь идёт о среднем градиенте температуры, кроме того остаётся непонятен механизм усреднения: по высоте, по широте, по времени, и т.п. С одной стороны, видим практически универсальную константу. Но, с другой стороны, естественно задаться вопросом — каким же образом этот градиент устанавливается. Ведь в атмосфере насыщенных облаков немного, а градиент ненасыщенного воздуха близок к «сухоадиабатическому» градиенту. Казалось бы, градиент температуры в тропосфере должен устанавливаться на всей планете сухоадиабатическим, т.е. равен 9,8 град/км. Однако измеряемый градиент температуры в тропической тропосфере существенно меньше (по абсолютной величине), чем в сухом воздухе.

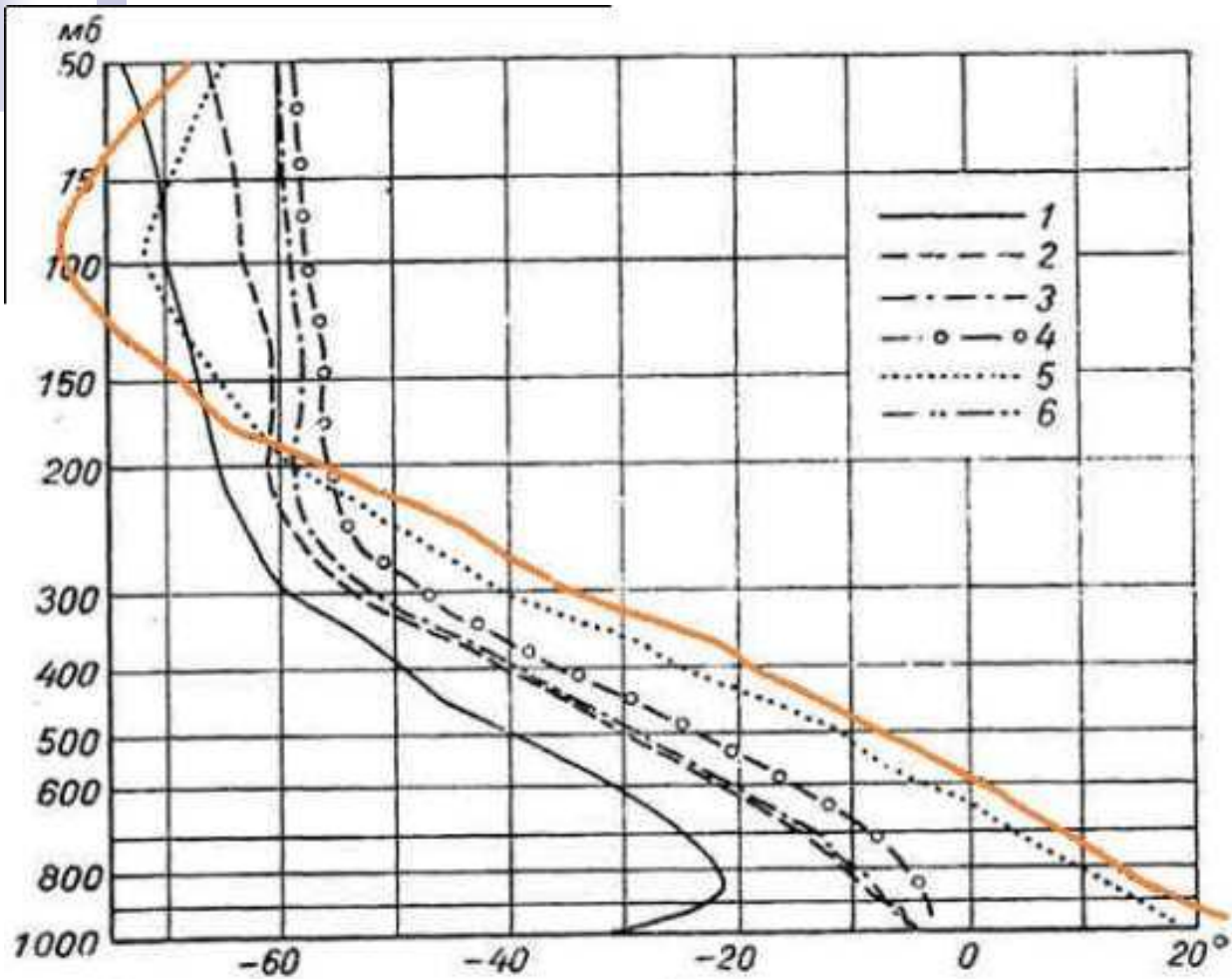
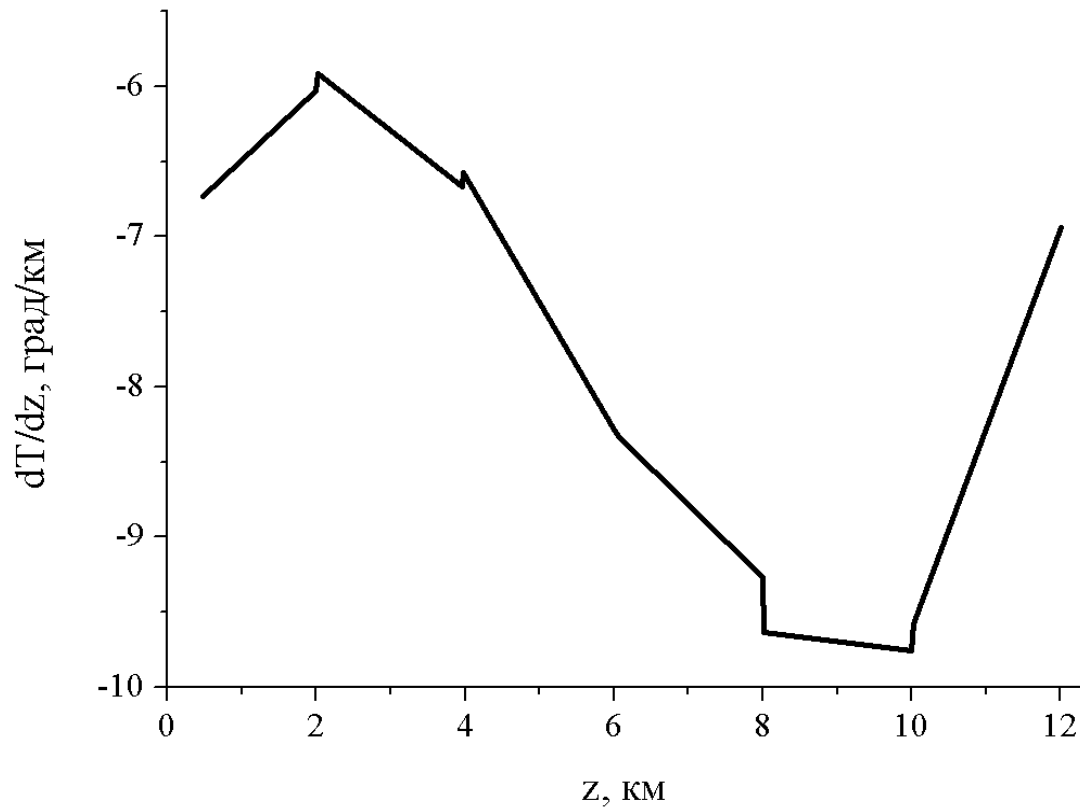


Рис. 19. Распределение температуры с высотой над различными широтами между станциями СП-4, СП-5 и Аденом зимой. 1 — СП-4, СП-5; 2 — Мурманск; 3 — Москва; 4 — Ереван — Тбилиси; 5 — Бахрейн; 6 — Аден.

Погосян Х.П.
Общая циркуляция
атмосферы. Л.:
Гидрометеиздат,
1972. 394 с.

В ссылке приводятся средние декадные вертикальные распределения температур над разными регионами.



Аппроксимация градиента температуры с рисунка 1 а. Аден ($12^{\circ}47' N$, $45^{\circ}1' E$). Эшелоны по 2 км.

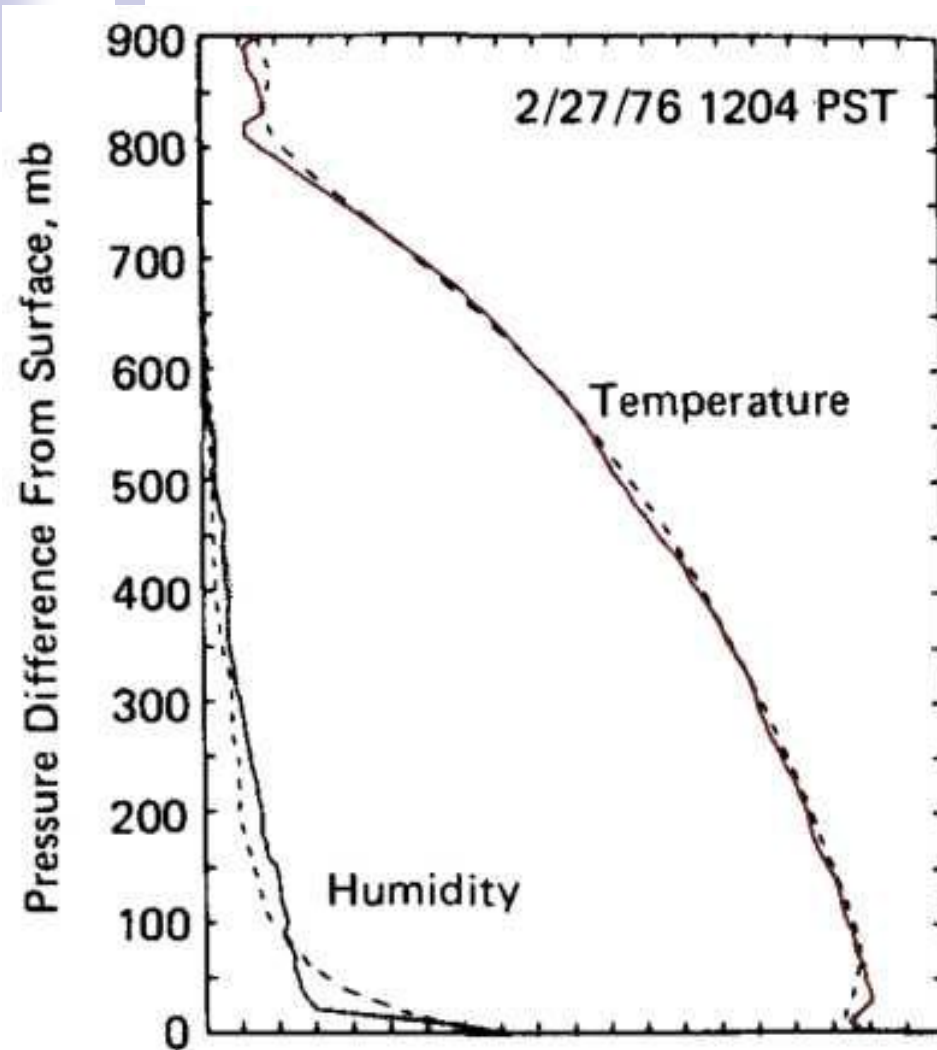
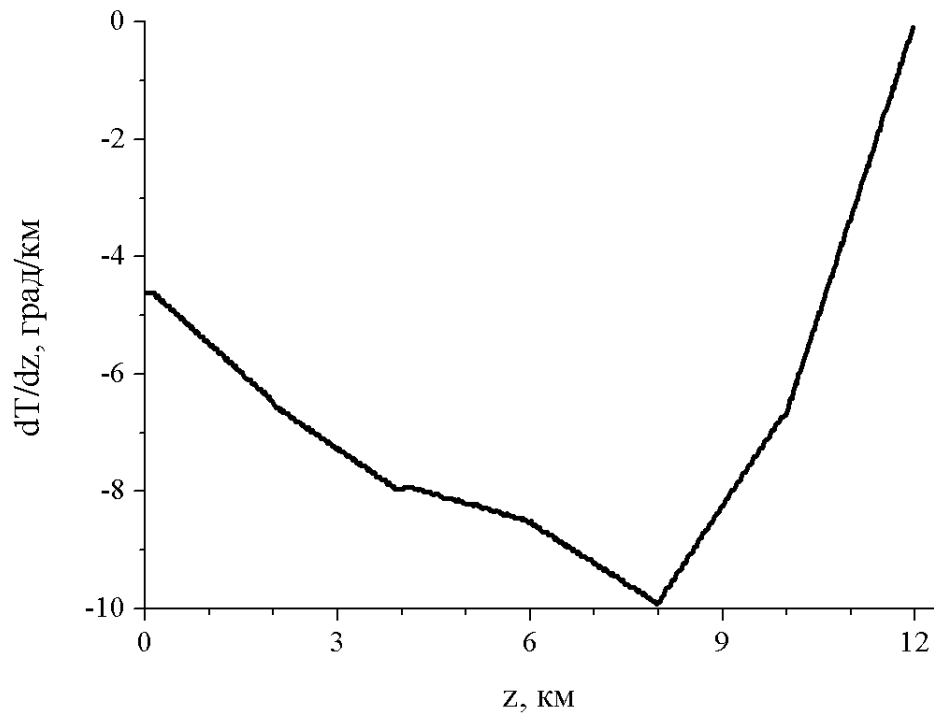


Рисунок 2 из работы Decker.

Decker, M. T., E. R. Westwater, F. O. Guiraud, Experimental Evaluation of Ground-Based Microwave Radiometric Sensing of Atmospheric Temperature and Water Vapor Profiles. 1978, 17, 1788–1795.



Аппроксимация градиента температуры рисунка 2 из работы Decker. Эшелоны по 2 км.

Термодинамика насыщенного влажного воздуха и вертикальные распределения термодинамических функций отличаются от соответствующих распределений в сухом воздухе. Таким образом, для изучения развития турбулентного конвективного слоя в плотных облаках необходимо учитывать термодинамику насыщенного влажного воздуха. Термодинамическая система насыщенного влажного воздуха описывается пятью параметрами - давлением P_m и плотностью ρ_m сухого воздуха, упругостью насыщенного пара E , плотностью пара ρ_v и температурой смеси T_m .

В случае термодинамического равновесия на эти параметры должны быть наложены три условия, ограничивающие размерность пространства параметров задачи до двух. Это - уравнение состояния сухого воздуха $P_m = \rho_m R T_m$, рассматриваемого как идеальный газ, уравнения состояния водяного пара, также рассматриваемого как идеальный газ, и уравнение Клапейрона – Клаузиуса, которое мы записываем в дифференциальной форме

$$dE = \frac{EL}{R_v T_m^2} dT_m,$$

уравнение состояния водяного пара -- $E = \rho_v R_v T_m$,

R_v -- газовая постоянная водяного пара, L -- скрытая теплота конденсации.

Уравнение состояния водяного пара, можно представить как уравнение для отношения смеси $q_m = \rho_v / \rho_m$

$$q_m = \frac{R}{R_v} \frac{E}{P_m}$$

Уравнение состояния для сухого воздуха и уравнение для отношения смеси также удобно представить в дифференциальной форме:

$$\frac{dP_m}{P_m} = \frac{d\rho_m}{\rho_m} + \frac{dT_m}{T_m}, \quad \frac{dq_m}{q_m} = \frac{dE}{E} - \frac{dP_m}{P_m}.$$

Количество тепла dQ , подводимое к элементу объема влажного воздуха, в условиях отсутствия диссипации расходуется на увеличение его внутренней энергии $dU=C_vdT$, совершение работы против сил давления PdV и испарение капель, т.е. на увеличение количества пара Ldq

$$dQ = TdS = C_v dT + PdV + Ldq$$

Уравнение теплового баланса насыщенного влажного воздуха в этом случае принимает вид $\rho \left(C_v \frac{dT}{dt} + P \frac{dV}{dt} + L \frac{dq}{dt} \right) = \kappa \Delta T$

В результате получаем квадрат термодинамической скорости звука в насыщенном водяным паром воздухе

$$c^2 = \frac{dP_m}{d\rho_m} = RT_m K \left/ \left(\frac{c_V}{c_P} - \frac{Lq_m}{c_P T_m} + \frac{L^2 q_m}{c_P R_v T_m^2} \right) \right. \quad K = 1 + \frac{L^2 q_m}{c_P R_v T_m^2}$$

Принимая во внимание уравнение статики $dP_m / dz = -g \rho_m$, получим обыкновенные нелинейные дифференциальные уравнения первого порядка для вертикального распределения всех пяти термодинамических параметров:

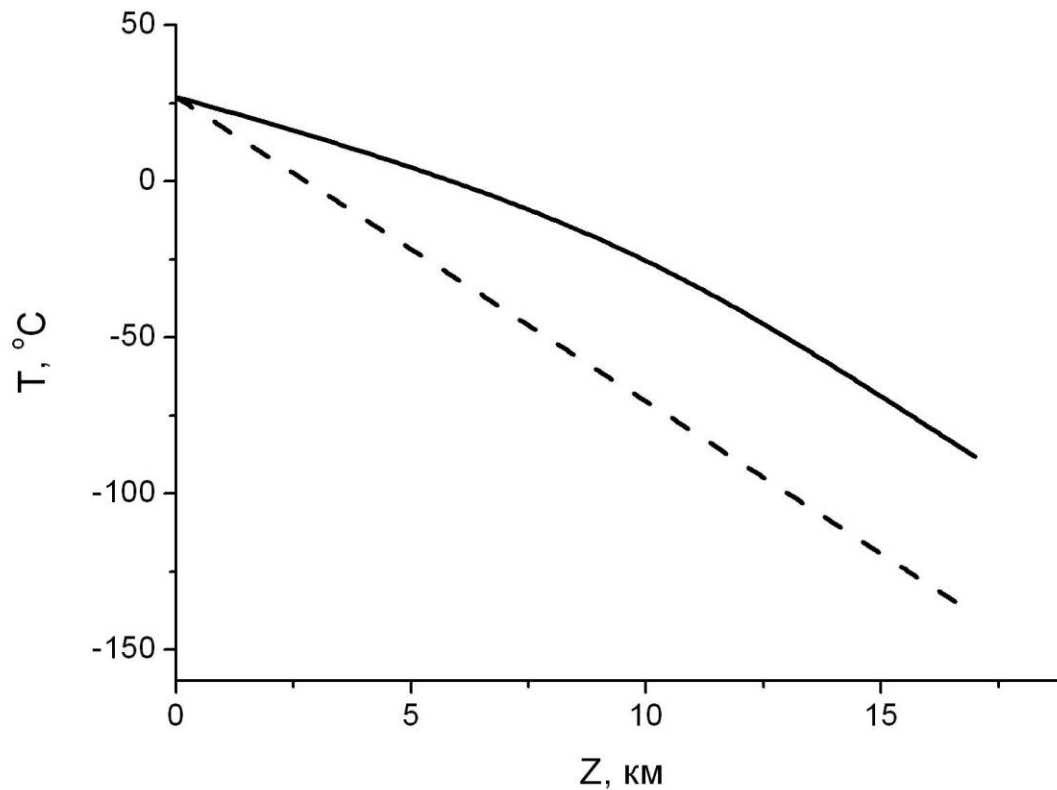
$$\gamma_P = \frac{1}{P_m} \frac{dP_m}{dz} = -\frac{g}{RT_m},$$

$$\gamma_\rho = d\rho_m / \rho_m dz = -gc^{-2},$$

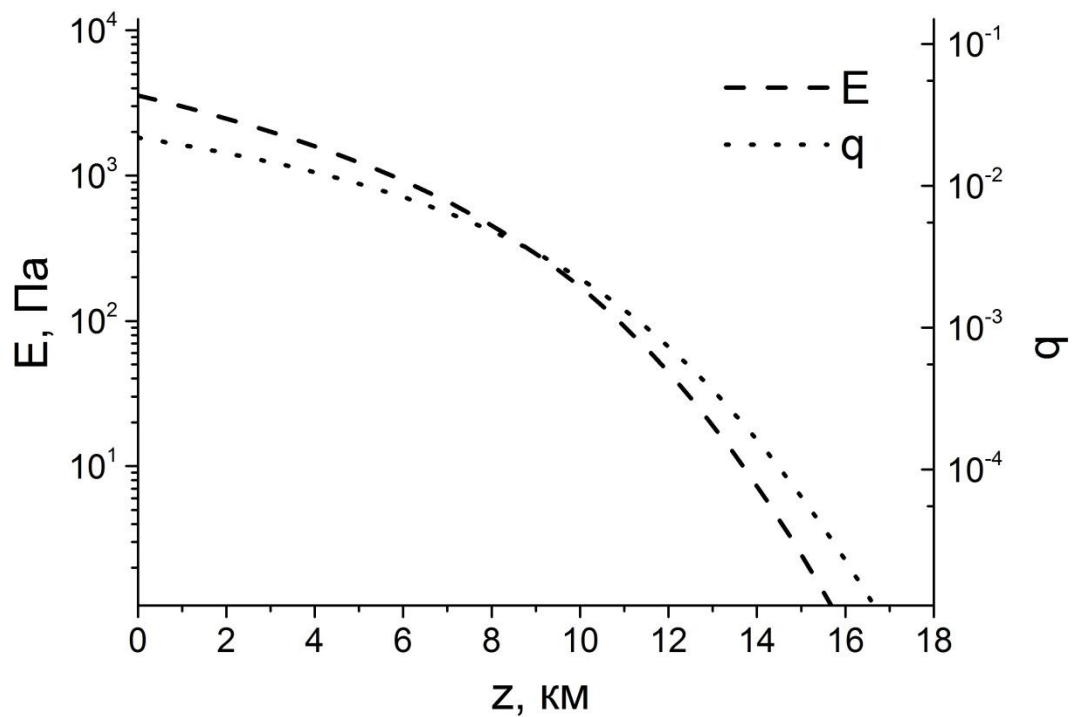
$$\gamma_q = \frac{dq_m}{q_m dz} = -\frac{g}{RT_m K} \left(\frac{R}{R_v} \frac{L}{c_P T_m} - 1 \right),$$

$$\gamma_T = \frac{dT_m}{dz} = -\frac{g}{Rc_P K} \left(R + \frac{Lq_m}{T_m} \right),$$

$$\gamma_E = \frac{dE}{Edz} = -\frac{gL}{R_v c_P T_m^2 K} \left(1 + \frac{Lq_m}{RT_m} \right).$$



Вертикальные адиабатические распределения температуры в насыщенном влажном воздухе (сплошная линия) и в сухом воздухе (пунктирная линия).



Вертикальное адиабатическое распределение упругости насыщенного пара и отношения смеси в насыщенном влажном воздухе

Расчёт начального этапа формирования облака существенно отличается от расчёта роста конвективного подоблачного слоя. Однородный рост облака может оказаться энергетически менее выгодным, по сравнению с формированием узких «башенных» облаков, которые растут до максимальной высоты. В рассматриваемой модели мы полагаем рост облака однородным, что соответствует росту умеренной облачности и одномерной задаче.

Потоки тепла и влаги с поверхности океана определяются состоянием подоблачного слоя. Они изменяют состояние, как подоблачного слоя, так и облака. Сосуществование и взаимодействие в задаче двух существенно разных областей требует дополнительных условий. Потребуем непрерывность температуры и влажности в точке нижней границы облака.

За время dt облако вырастает от z до $z+dz$, потребляя количество пара

$$\delta m_{v,1} = \int_z^{z+dz} \rho(z') [q_2(z') - q_1] dz'.$$

Полный баланс тепла при этом примет вид:

$$L(F_q dt - \delta m_{v,1}) + F_Q dt = c_p \int_z^{z+dz} \rho(z') [T_2(z') - T_1(z')] dz',$$

где первое слагаемое описывает конденсацию избытка пара в облаке, второе слагаемое учитывает поток тепла с поверхности океана и в правой части приращение температуры в столбе высотой dz от наступающего воздуха до влажно-адиабатического профиля.

В силу непрерывности термодинамических функций на нижней границе облака, подоблачная температура и влажность также меняются. Это приводит к двум следствиям: к изменению высоты нижней границы облака и уменьшению потоков с поверхности океана, согласно так называемым балк-формулам, которые описывают потоки тепловой энергии и водяного пара с поверхности океана и определяются как:

$$F_Q = c_T \rho c_p U \Delta T, \quad F_q = c_E \rho U \Delta q.$$

Коэффициенты сопротивления тепла и влаги оказываются близкими по величине $c_T \approx c_E \approx 1.2 \cdot 10^{-3} = c_0$.

Введем искомые приращения температуры dT и влаги dq , и найдем эти приращения за время dt . Наличие двух переменных требует ввести дополнительное условие на них, например $dT/(T_{\text{сг}} - T(t)) = dq/(q_{\text{сг}} - q(t))$, где $T_{\text{сг}}$ – температура, а $q_{\text{сг}}$ – отношение смеси на верхней границе облачного слоя.

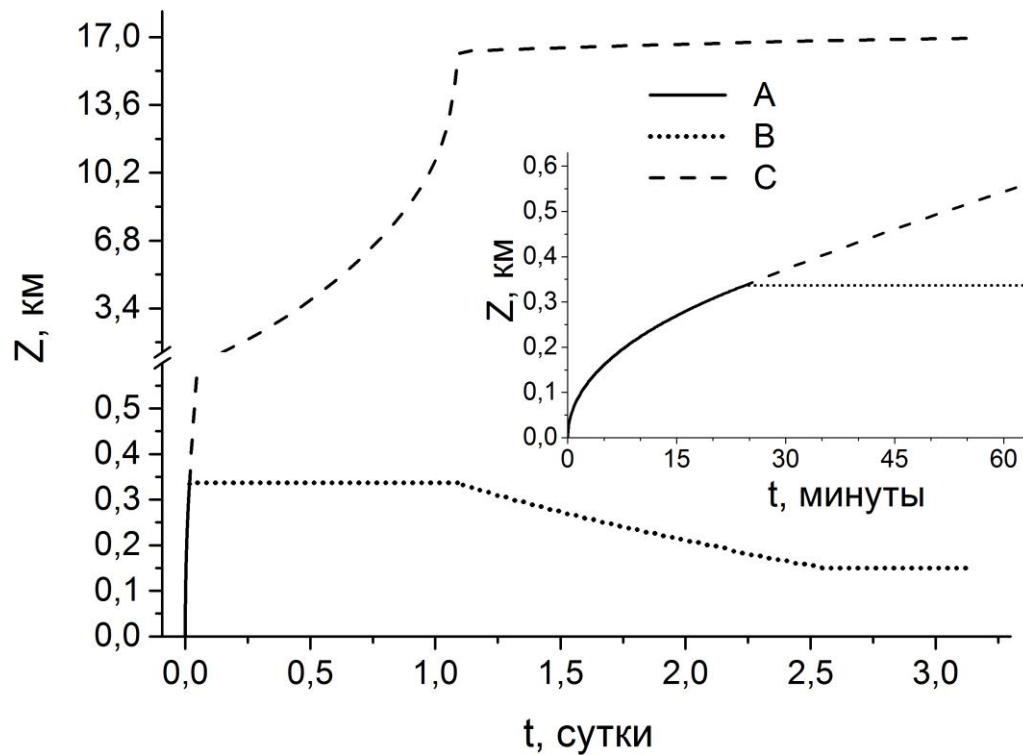
Масса пара, которая идет на насыщение облачного слоя, равна:

$$\delta m_{v,2} = \int_{z_c(t)}^{z_{\text{now}}(t)} \rho(z) [q_2(z) - q_1] dz + dq \int_0^{z_c(t)} \rho(z) dz$$

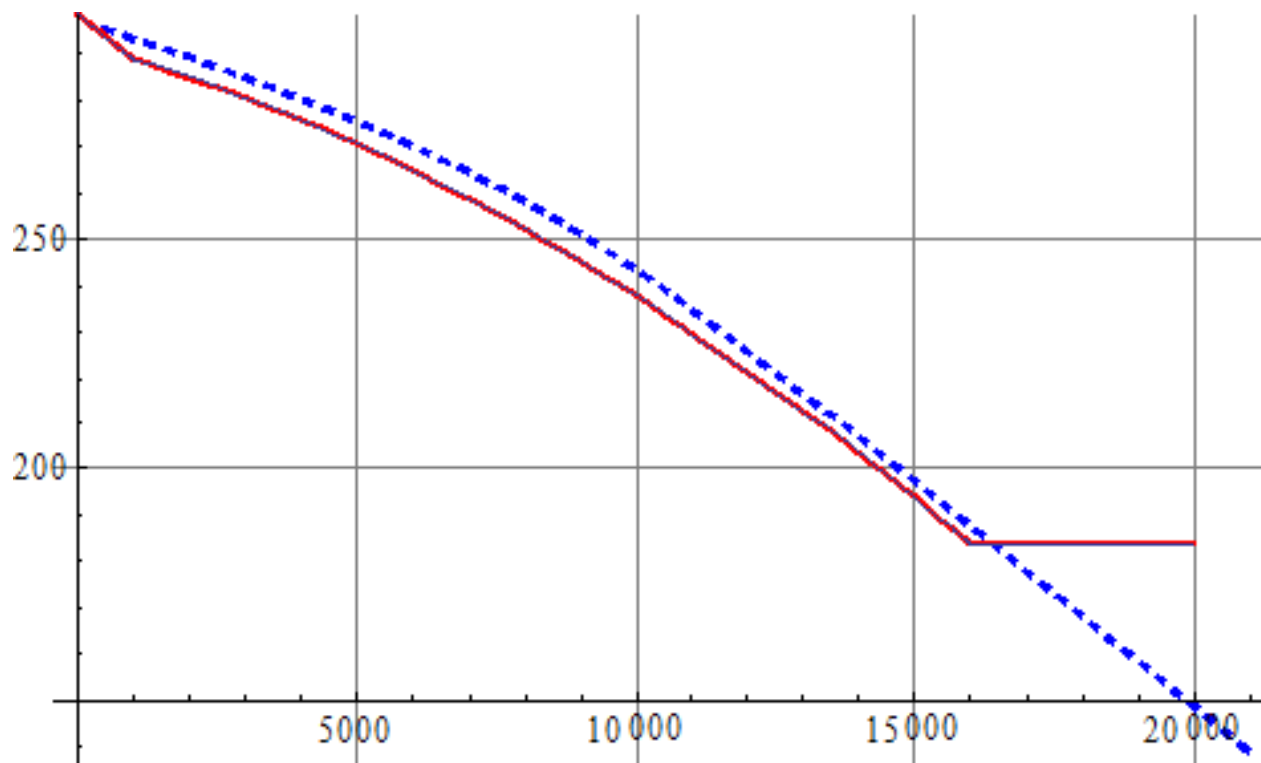
Баланс полного количества тепла принимает вид:

$$L(F_q(t)dt - \delta m_{v,2}) + F_Q(t)dt = c_p \int_{z_c(t)}^{z_{\text{now}}(t)} \rho(z) [T_2(z) - T_1(z)] dz + c_p dT \int_0^{z_c(t)} \rho(z) dz,$$

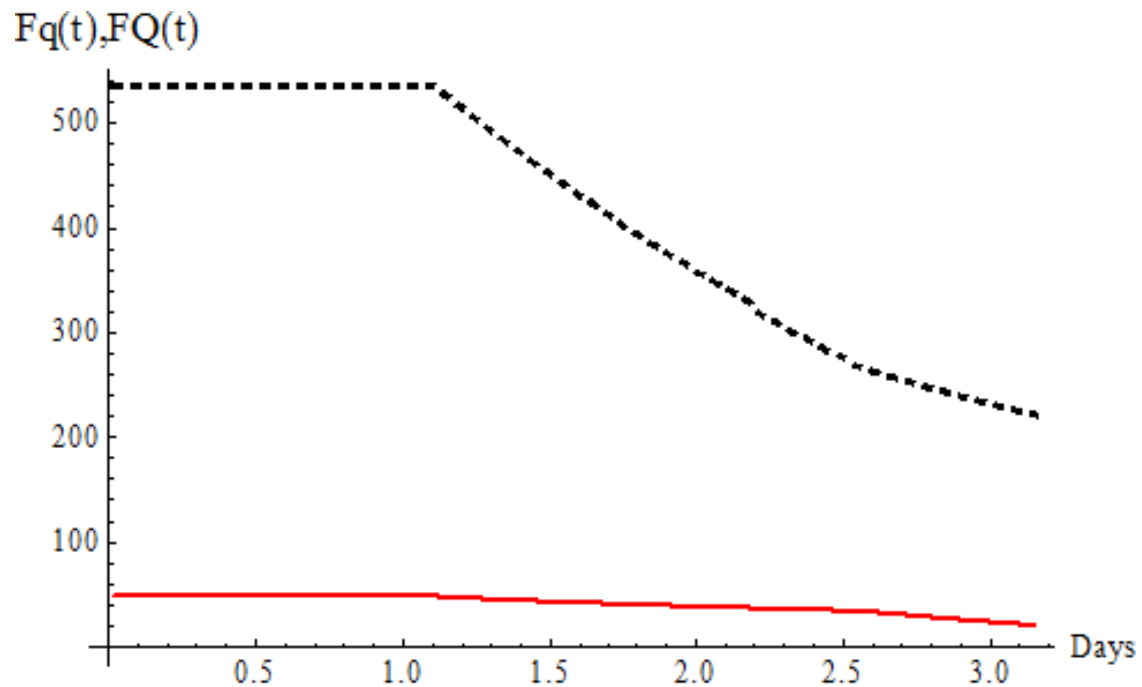
где два слагаемых слева описывают выделение скрытой теплоты конденсации избытка пара и поток тепла с океана, а справа полное количество тепла, необходимое для нагрева всей системы на температуру dT . Уравнение является интегральным уравнением для связи dt и dT .



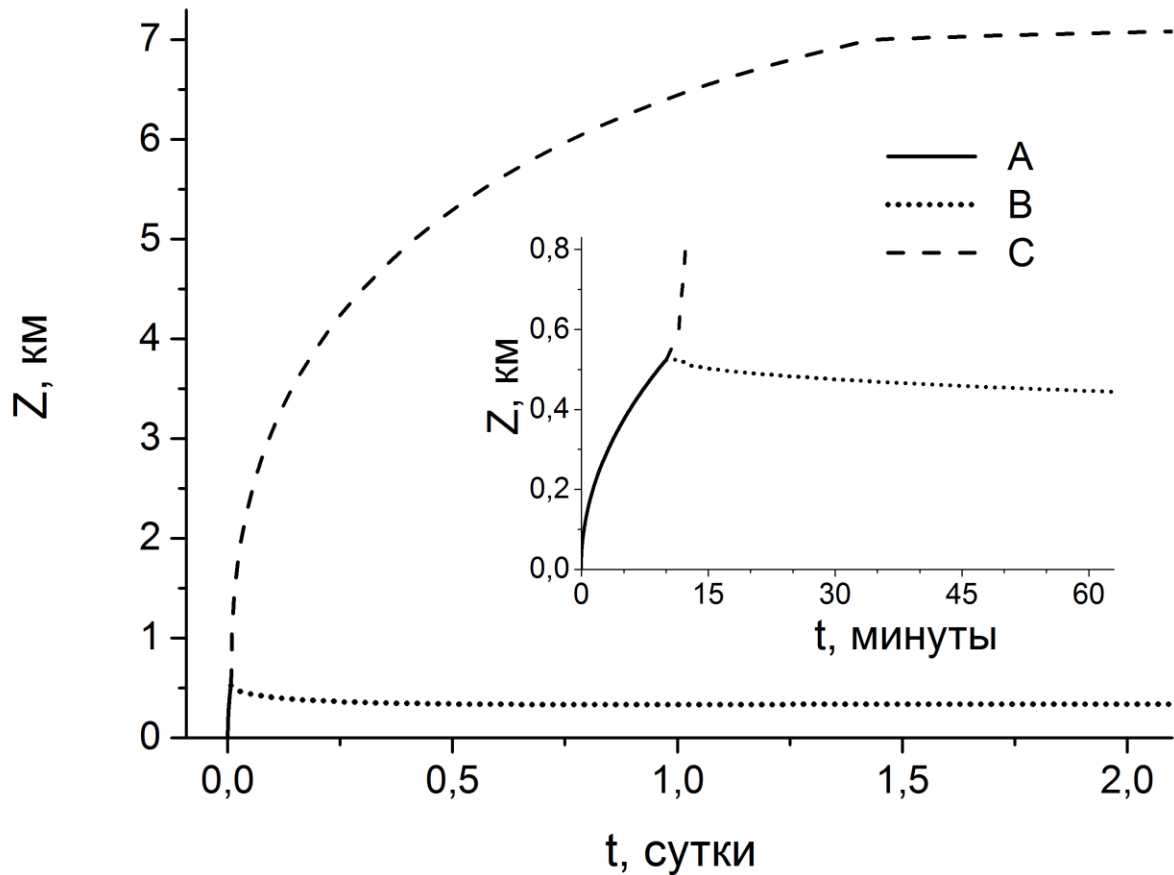
Рост конвективного слоя и нижняя граница конвективного слоя в тропической области. Температура воды $T_0 = 27^{\circ}\text{C}$, температура наступающего воздуха $T = 25^{\circ}\text{C}$, скорость ветра в стене глаза $U = 37$ м/с. Верхняя граница облачного турбулентного конвективного слоя в тропической области достигается на высоте $h = 17$ км. Рост конвективного слоя на начальной стадии в тропической области. Понижение высоты нижней границы облака по окончании 1,2 суток в тропической области после достижения верхней границы конвективного слоя в облаке – точки излома. Сплошная линия – подоблачный слой, пунктир – верхняя граница облака, точки – нижняя граница облака.



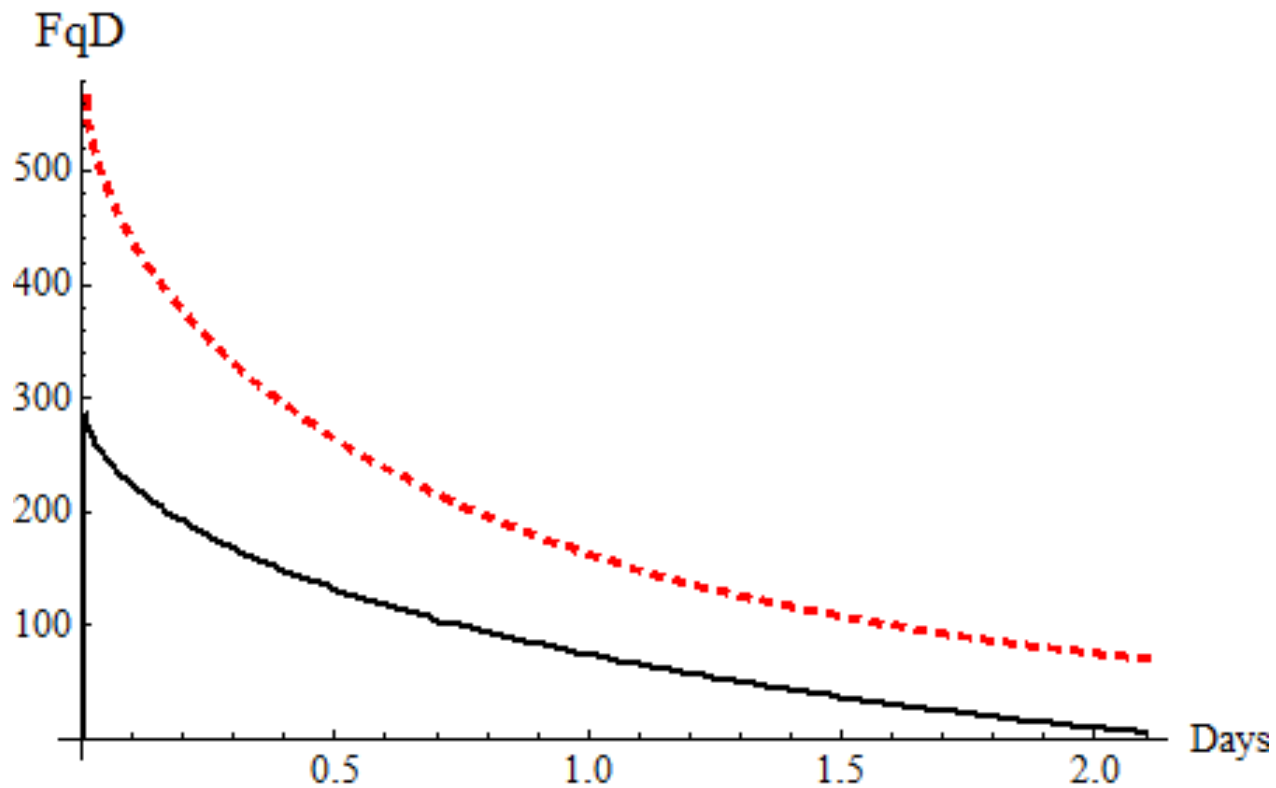
- Распределения температуры в тропической тропосфере. Сплошная линия – вертикальное распределение температуры в наступающем воздухе, пунктирная линия – влажно адиабатическое распределение температуры (характерное для облака).



Потоки явного тепла (сплошная линия) и скрытого (пунктирная линия) тепла (Вт/м^2) в тропической области.



- Рост конвективного слоя и нижняя граница конвективного слоя в полярной области. Температура воды $T_0 = -1^{\circ}\text{C}$, температура наступающего воздуха $T = -2^{\circ}\text{C}$, скорость ветра в стене глаза бури $U = 40$ м/с. Верхняя граница турбулентного конвективного слоя в облаке в полярной области достигает высоты $h = 7$ км. Сплошная линия – подоблачный слой, пунктир – верхняя граница облака, точки – нижняя граница облака.



Потоки скрытого тепла (сплошная линия) и явного (пунктирная линия) тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$) в полярной области.

Высота нижней границы облака z_c , высота верхней границы облачного слоя $z_{\text{вз}}$ и потоки тепла F_Q и влаги F_q суть функции текущих значений температуры и влажности у поверхности океана. Задачу Коши об определении верхней границы облачного слоя решалась численно. В приведенных решениях на каждом шаге вычисление значений dT и dq было выполнено из уравнения баланса тепла с точностью до 10^{-6} Дж/м².

Из результатов видно, что рост облака на первом этапе происходит намного быстрее, что объясняется малой массой нагреваемого воздуха. Этот этап соответствует формированию башенных облаков. Второй этап роста облака может занимать несколько суток.



Спасибо за внимание!!