

Видно, что во всех географических районах зависимость опытных Q_s от T_1 и η согласуется с предсказаниями теории. При облачности 8—10 баллов (рис. 17.19) все точки располагаются между расчетными кривыми, соответствующими положительным значе-

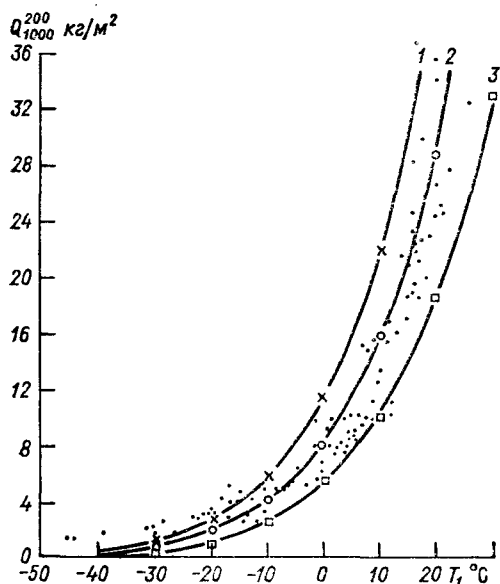


Рис. 17.20. Связь между T_1 и Q_{1000}^{200} при малооблачной погоде (облачность 0—2 балла).

1) $\eta = -1$, $f_1 = 70\%$; 2) $\eta = -1$, $f_1 = 50\%$; 3) $\eta = -5$, $f_1 = 60\%$.

ниям параметра η , в то время при малооблачной погоде (рис. 17.20) — между кривыми, соответствующими значениям $\eta < 0$. Таким образом, при пасмурной погоде преобладает восходящее ($\eta > 0$, $\omega > 0$), а при малооблачной — нисходящее ($\eta < 0$, $\omega < 0$) движение воздуха.

4 Влияние вертикальных токов, турбулентного обмена и радиации на профиль температуры

Анализируемые факторы позволяют объяснить особенности распределения температуры, которые наблюдаются в атмосфере в связи с образованием и эволюцией облаков. Важнейшими из этих особенностей являются инверсии температуры, образование которых часто связано с облачностью.

Из качественно-физических рассуждений очевидно, что процесс облакообразования сказывается на распределении температуры с высотой. Так, физически ясно, что под влиянием вертикальных

токов и эффекта тепла конденсации может образоваться как подоблачная, так и надоблачная инверсия температуры. В самом деле, если под влиянием восходящих вертикальных токов ($\omega > 0$) воздух выше некоторого уровня z_k достиг состояния насыщения и начался процесс облакообразования, то локальные изменения температуры (под влиянием ω) ниже этого уровня рассчитываются по формуле (см. п. 4, главы 9)

$$\partial T / \partial t = \omega (\gamma - \gamma_a), \quad (4.1)$$

где $\gamma_a \approx 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ — сухоадиабатический градиент. В то же время

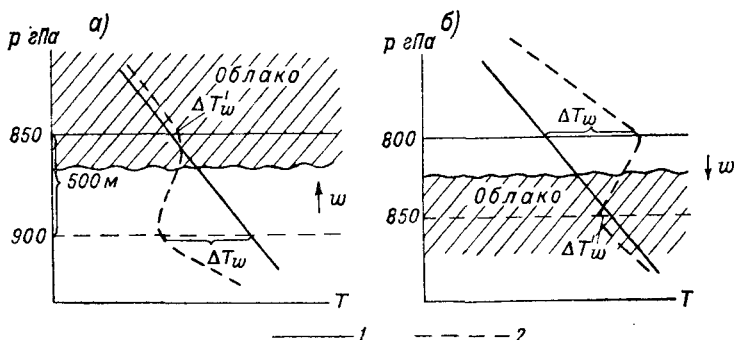


Рис. 17.21. Схема образования подоблачной (а) и надоблачной (б) инверсии динамического происхождения; кривые стратификации в начальный момент (1) и через некоторый промежуток времени (2).

выше уровня z_k эти изменения описываются формулой

$$\partial T / \partial t = \omega (\gamma - \gamma'_a), \quad (4.2)$$

где γ'_a — влажноадиабатический градиент.

Пусть воздушная масса совершает восходящее движение (например, со средней скоростью $\omega = 2 \text{ см/с}$); уровень конденсации в ней располагается вблизи изобарической поверхности 850 гПа, где температура $T_k = 5^\circ \text{C}$; начальное распределение температуры характеризуется $\gamma = 0,60^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ (рис. 17.21 а). Тогда изменение температуры ΔT_ω вблизи изобарической поверхности 900 гПа, где воздух не насыщен, по формуле (4.1) составит

$$\Delta T_\omega = 2 \cdot 12 \cdot 60 \cdot 60 (0,60 - 0,98) \cdot 10^{-4} = -3,3^\circ \text{C}/12 \text{ ч.}$$

Таким образом, температура на уровне 900 гПа упадет на $3,3^\circ \text{C}$ и по истечении 12 ч составит $4,7^\circ \text{C}$ (начальная температура на этом уровне равна 8°C , поскольку температура на уровне 850 гПа принята равной 5°C , толщину слоя 900—850 гПа считаем равной 500 м; а градиент температуры $\gamma = 0,6^\circ \text{C}/100 \text{ м}$).

В то же время вблизи изобарической поверхности 850 гПа, где началась конденсация водяного пара, температура изменится, согласно формуле (4.2), на

$$\Delta T'_w = 2 \cdot 12 \cdot 60 \cdot 60 (0,60 - 0,56) \cdot 10^{-4} \approx 0,4 \text{ } ^\circ\text{C}/12 \text{ ч},$$

т. е. через 12 ч температура на уровне 850 гПа составит $5,4 \text{ } ^\circ\text{C}$ ($\gamma'_a = 0,56 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$).

Таким образом, в слое 900—850 гПа под влиянием восходящего движения воздуха и эффекта конденсации водяного пара образовалась инверсия температуры с вертикальным градиентом $\gamma = -0,7/5 = -0,14 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Такую инверсию температуры можно назвать *подоблачной инверсией динамического происхождения*. Рассмотренный эффект играет существенную роль в образовании фронтальных инверсий температуры, над которыми располагаются облачные системы слоистообразных облаков Ns—As—Cs.

В табл. 17.20 и 17.21 приведены фактические данные о распределении температуры во фронтальной зоне (по результатам 336 случаев прохождения теплых фронтов через Киев и Харьков). Согласно данным табл. 17.21, вертикальный градиент температуры во фронтальной зоне близок к значению, полученному выше расчетным путем. Если же учесть, что во фронтальной зоне может наблюдаться (см. табл. 17.20) изотермическое ($\gamma = 0$) и нормальное ($\gamma > 0$) распределение температуры более чем в половине случаев, то становится очевидным, что вертикальные движения и тепло конденсации вполне могут обусловить наблюдаемое распределение температуры.

Таблица 17.20. Повторяемость (%) различных типов распределения температуры с высотой во фронтальной зоне

Сезон	Инверсия	Изотермия	Замедленное падение
Зима	43	17	40
Весна	41	26	33
Начало лета	12	18	70

Вертикальный градиент температуры вблизи верхней границы облака при восходящих вертикальных токах со временем увеличивается, поскольку в облаке температура, согласно формуле (4.2), или медленно понижается (во времени), или даже возрастает (при $\gamma > \gamma'_a$). В то же время над облаком температура, согласно формуле (4.1), быстро уменьшается (во времени).

Это заключение находится в согласии с известным из наблюдений фактом, согласно которому в верхней тропосфере (на высотах

Таблица 17.21. Количественные характеристики инверсионных слоев во фронтальной зоне (ΔT — разность температур на верхней и нижней границах инверсии)

Направление движения фронта	Месяц	Средняя толщина слоя инверсии, м	ΔT °C	γ °C/100 м
С запада	Март	530	1,5	-0,30
	Апрель	440	1,2	-0,27
	Май	380	0,6	-0,20
С юга	Март	600	1,9	-0,31
	Апрель	500	0,8	-0,16
	Май	310	0,4	-0,13
С северо-запада	Март	400	0,8	-0,20

6—9 км) вертикальные градиенты температуры больше, чем в средней и нижней тропосфере, где образуются облака большей водности.

Если, после того как под влиянием восходящих вертикальных токов образовалось облако, восходящие вертикальные движения сменяются нисходящими, то *инверсия температуры возникает над облаком*. В самом деле (рис. 17.21 б), если внутри некоторого слоя к моменту возникновения нисходящих токов ($w < 0$) уже существовало облако, то над облаком (в ненасыщенном воздухе) будет наблюдаться рост (во времени) температуры (в формуле (4.1) $w < 0$, $\gamma < \gamma_a$), в облаке же — или падение (в формуле (4.2) $w < 0$, $\gamma > \gamma'_a$), или очень слабое повышение (при $\gamma < \gamma'_a$). В том и другом случае вблизи верхней границы создаются условия, благоприятные для образования инверсии температуры. При этом облако, а вместе с ним и условия для образования инверсии могут длительное время сохраняться, так как изменение (во времени) температуры внутри облака крайне незначительно ($\Delta T'_w \approx 0$ за счет малой разности $\gamma - \gamma'_a$).

Образующиеся под влиянием нисходящих вертикальных токов и тепла конденсации инверсии температуры можно связать с инверсиями, которые обычно наблюдаются вблизи верхней границы облаков типа Sc—St—Ac.

Турбулентное перемешивание, всегда наблюдающееся в атмосфере, несколько сглаживает ту картину, которая возникает под влиянием одних лишь вертикальных токов, но не может изменить основной вывод: *восходящие вертикальные токи* (в сочетании с теплом конденсации) *способствуют образованию подоблачной инверсии температуры* (или замедленному падению ее), *нисходящие — образованию надоблачной инверсии температуры*.

Следует обратить внимание на то, что турбулентное перемешивание может при определенных условиях также способствовать обострению облачных инверсий температуры. В самом деле, если под влиянием вертикальных токов образуется инверсия температуры (или замедленное падение ее), то произойдет расслоение атмосферы: турбулентный обмен достаточно сильно развит ниже и выше инверсии и ослаблен внутри инверсионного слоя. Турбулентный обмен способствует приближению кривой стратификации к сухой адиабате вне облака и к влажной адиабате внутри облака. Благодаря этому в слое воздуха между земной поверхностью и нижней границей инверсии произойдет похолодание в верхней части и потепление в нижней, поскольку стратификация этого слоя устойчивая. Нетрудно видеть, что понижение температуры в верхней части слоя (под инверсией) будет способствовать обострению инверсии температуры, начавшей образовываться под влиянием вертикальных токов. Аналогичное заключение справедливо и в отношении слоя воздуха, располагающегося выше надоблачной инверсии: повышение температуры в нижней части этого слоя, которое произойдет под влиянием турбулентного обмена, будет способствовать обострению инверсии, образовавшейся под влиянием нисходящих вертикальных токов.

На основании изложенного можно наметить следующую физическую картину образования облака и его эволюции. Образуется облачность, как правило, при наличии восходящих вертикальных токов (в областях пониженного давления), при этом образуется подоблачная инверсия температуры (или слой с замедленным падением ее), вблизи же верхней границы градиент температуры в процессе развития облака увеличивается. Для образования инверсии температуры над облаками типа Sc—St—Ac необходимо, чтобы произошла смена (во времени или по высоте) восходящих вертикальных токов на нисходящие.

Вертикальные токи обуславливаются общединамическими факторами (силами трения, нестационарностью и инерционностью движения) и от наличия или отсутствия облачности зависят слабо. Смена знака вертикальной скорости может произойти под влиянием перестройки барического поля, а также вследствие горизонтального переноса облачности (например, из области циклона на периферию антициклона). В целом для областей с восходящими вертикальными токами характерна развивающаяся во времени облачность типа Ns—As—Cs. Для областей с нисходящими вертикальными токами наиболее характерна медленно разрывающаяся облачность типа Sc—St—Ac.

В последние десятилетия автором и его учениками (Ю. Г. Лушев, Л. П. Быкова, В. Н. Козлов, С. А. Солдатенко и др.) разработан метод прогноза слоистообразной и плотной волнистообразной облачности на основе решения системы уравнений (3.2.6)—(3.2.10) численными методами. При этом учитывалась зависимость

вертикальной скорости и коэффициента турбулентности от высоты, а также влияние земной поверхности на температуру и влажность воздуха (эффекты трансформации). Из всех результатов этих исследований приведем здесь только один. В зависимости от w , k , относительной влажности и температуры воздуха в начальный момент в перемещающейся воздушной массе время формирования системы облаков Ns — As — Cs толщиной в несколько километров изменяется от 3—5 до 40—50 ч. Таков же порядок величины и времени размывания этих облаков с момента смены восходящего движения на нисходящее.

Радиационные свойства облаков резко отличаются от свойств безоблачной атмосферы прежде всего потому, что существенно различны коэффициенты поглощения радиации каплями воды и водяным паром: в инфракрасном участке спектра для капель они имеют порядок $1000 \text{ см}^2/\text{г}$, для водяного пара $0,1$ — $10 \text{ см}^2/\text{г}$.

Радиационным свойствам облаков и туманов посвящены работы К. С. Шифрина, Е. М. Фейгельсон и др. В работах Шифрина главное внимание уделено исследованию оптических характеристик облаков — закономерностей поглощения и рассеяния радиации отдельными каплями и их совокупностями, распределения рассеянной радиации по направлениям (индикатрис рассеяния), преобразования потоков радиации в облаках и т. п. Фейгельсон и ее ученики основные усилия сосредоточили на выявлении роли радиации в изменении термического режима и поля водности облаков. При этом в их работах широко использован метод анализа и решения системы уравнений переноса тепла и влаги, изложенный в п. 3 настоящей главы. Исходная система уравнений имеет вид уравнений (3.2.13)—(3.2.14), при этом второе из этих уравнений дополняется членом, представляющим радиационный приток тепла. В общем случае приток тепла, обусловленный поглощением солнечной и земной радиации, описывается очень сложными уравнениями.

Большой интерес представляет обоснованный в работах Фейгельсон вывод о том, что влияние радиационных потерь тепла распространяется на тонкий (порядка 100 м) слой облака вблизи верхней границы его. Во всей остальной части облака наблюдается лучистое равновесие: элементарный слой облака поглощает лучистой энергии столько же, сколько ее и теряет. Таким образом, радиационный приток тепла при построении теории облаков можно не учитывать в уравнениях, описывающих процесс распространения тепла и влаги, а учесть его лишь в граничном условии на верхней поверхности облака.

В реальных условиях температура изменяется под влиянием не только радиации, но и вертикальных движений, турбулентного обмена и тепла конденсации. При совместном учете влияние радиации сильно ослабляется другими факторами. В качестве примера приводим результаты расчета изменения (приращения) темпера-

туры ΔT в течение 10 ч под влиянием радиационного притока тепла:

z км	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ΔT °С	0	0	0,3	-0,2	-0,9	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2

Вблизи нижней границы облака, располагающейся на высоте 2 км, радиация приводит к повышению температуры на 0,3 °С, вблизи верхней границы (на высоте 3 км) и над облаком под влиянием радиации температура понижается.

Влияние радиации на термический режим облака становится особенно малозаметным в том случае, когда над этим облаком располагается другое облако (т. е. наблюдается двухслойная облачность). В качестве примера приведем значения приращения ΔT на разных высотах в том случае, когда наблюдаются два слоя облаков (от 2 до 3 и от 4 до 5 км):

z км	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9
ΔT °С	0	0	0	0	-0,1	-0,3	0	0	-0,1	-0,1

Видно, что в нижнем облачном слое вклад радиации равен нулю. Из наблюдений же известно, что инверсия температуры нередко образуется вблизи верхней границы и таких облачных слоев (рис. 17.22). Явление это достаточно широко распространенное.

По данным самолетного зондирования атмосферы в Москве за 1956—1968 гг. инверсия температуры над нижним слоем облаков St—Sc наблюдалась в 37, а над верхним—в 77 случаях из 105; средние значения вертикального градиента температуры воздуха

Таблица 17.22. Вероятность (%) появления облаков St—Sc вследствие новообразования и переноса из других областей

Барнческое поле	Перенос и трансформация		Новообразование	
	Украина	Северо-Запад ЕЧС	Украина	Северо-Запад ЕЧС
Антициклон				
северная часть	88,6	92,0	11,4	8,0
восточная часть	86,6	93,7	13,4	6,3
южная часть	89,4	92,3	10,6	7,7
западная часть	95,4	91,3	4,6	8,7
Циклон				
теплый сектор	100	100	—	—
тыловая часть	100	95,0	—	5,0
Малоградиентное	72,5	79,7	27,5	20,3
Переходное от циклона к антициклоу	85,0	90,2	15,0	9,8

в инверсии, наблюдаемой над первым и вторым слоем слоистых и слоисто-кучевых облаков, составляют соответственно $-0,93$ и $-2,30^{\circ}\text{C}/100$ м в холодный период года и $-0,63$ и $-1,38^{\circ}\text{C}/100$ м — в теплый.

Интересные данные, подкрепляющие развиваемый автором взгляд на механизм образования и эволюции облаков, получены в последние годы по Украине и по Северо-Западу Европейской части СССР. Все облака St—Sc разделены на две группы. Первую группу составили облака, одновременно образовавшиеся на обширной территории (большей части Украины или Северо-Запада ЕЧС) после ясной погоды; такие облака можно считать вновь образовавшимися в данном районе и называть местными. Вторая группа облаков St—Sc включает облака, принесенные в данный район из других областей; переносимыми облаками могут быть как сами St—Sc, так и облака других форм (прежде всего Ns—As), которые трансформируются (в процессе переноса) в St—Sc.

Результаты анализа синоптико-аэрологических материалов представлены в табл. 17.22. Вопреки традиционному мнению, согласно которому облака St—Sc принято считать местными (образующимися в том районе, где они наблюдаются), данные табл. 17.22 показывают, что в подавляющем большинстве случаев (85—95 %) облака St—Sc появляются на данной территории вследствие переноса облаков из других областей, сопровождающегося преобразованием (трансформацией) облаков одних форм в другие. В оставшихся (немногих) случаях при образовании St—Sc на данной территории чаще всего сначала возникает туман (радиационный, адвективный, испарения), который под влиянием рассмотренных в главе 16 эффектов затем трансформируется в низкую облачность.

Еще в начале 50-х годов О. А. Дроздов отметил, что при смешении фронтов на юго-восток ЕЧС довольно часто типичная для фронтов облачность Ns—As начинает размываться, преобразуясь в облачность других форм, осадки прекращаются. Такое явление на территории Украины изучено по данным самолетного зондирования атмосферы (в четырех пунктах) за 1953—1963 гг. с привле-

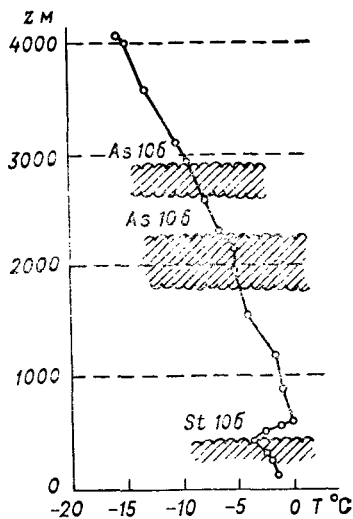


Рис. 17.22. Инверсия температуры вблизи верхней границы облачного слоя, над которым расположены другие облачные слои. Вертикальное самолетное зондирование 20 февраля 1961 г. (Ленинградская область).

чением синоптических материалов. Согласно этим данным, через территорию Украины достаточно часто проходят фронты без осадков (с октября по март в районе Киева в среднем 48 фронтов из общего числа 76; в районе Харькова — 50 из 74), на которых преобладает облачность St—Sc: ее повторяемость на холодных фронтах составляет 53—65 %, на теплых 47—54 % и на фронтах окклюзии 50—68 %. Значительна также повторяемость облачности Ac—As (свыше 30 %). Повторяемость облаков Ns на фронтах без осадков не превышает 10—12 % (более того, эти облака вряд ли можно называть слоисто-дождевыми, поскольку из них не выпадают осадки).

Эти фактические данные свидетельствуют о том, что в образовании облаков St—Sc—Ac определяющая роль принадлежит тем же динамическим факторам (вертикальным движениям, турбулентному обмену и адвекции), под влиянием которых формируется слоистообразная (Ns—As—Cs) и конвективная (Cu—Cb) облачность. Малая же роль радиационного притока тепла к воздуху (который по традиционным представлениям служит определяющим фактором в формировании термического режима облаков St—Sc) следует не только из приведенных выше данных, но и из непосредственных измерений этого притока. По данным таких измерений (выполненных в Запорожье и Донецке под руководством К. Я. Кондрачева) под влиянием радиационного притока тепла (солечного и длинноволнового) изменение температуры облаков St—Sc в декабре 1979 г. при высоте Солнца около 20° над городом (ΔT_{Γ}) и его окрестностями ($\Delta T_{ок}$) составило:

Дата	16 XII	6 XII	11 XII	20 XII	18 XII
$z_{в.г.м}$	600	1100	1500	1400	1500
Δz м	400	600	700	800	950
ΔT_{Γ} °C/ч	0,06	0,02	0,04	—0,04	0,05
$\Delta T_{ок}$ °C/ч	0,02	—0,14	—0,08	—0,08	—0,04

Из приведенных данных следует, что температура облаков St—Sc вследствие радиационного притока тепла изменяется за 1 ч всего лишь на несколько сотых долей градуса: от —0,04 до 0,06 °C/ч над городом и от —0,08 до 0,02 °C/ч вне города. Объяснить столь незначительную роль радиации можно, по-видимому, тем, что нагревание облака за счет поглощения солнечной радиации компенсируется охлаждением его под влиянием потерь тепла в инфракрасной области.

На определяющую роль вертикальных (нисходящих) движений в формировании полей температуры и влажности облаков (и в частности, надоблачной инверсии) указывают также данные о синхронных изменениях (за 12 и 24 ч) температуры нижней ($\Delta T_{н}$) и верхней ($\Delta T_{в}$) границ облаков St—Sc (использованы материалы самолетного зондирования в семи пунктах Советского Союза в 1951—1968 гг.). Все дело в том, что при определяющем

вкладе радиационного притока тепла (ϵ_p) приращения температуры ΔT_n и ΔT_v имели бы разные знаки (см. приведенные выше оценки): $\Delta T_n > 0$ (поскольку здесь $\epsilon_p > 0$) и $\Delta T_v < 0$ (поскольку $\epsilon_p < 0$, так как верхняя граница под влиянием радиации охлаждается). Таким образом, исходя из этого представления следовало ожидать, что корреляционная связь между ΔT_n и ΔT_v будет отрицательной (коэффициенты корреляции $r < 0$). Однако, вопреки ожиданиям, корреляционная связь между фактическими приращениями (изменениями) температуры ΔT_n и ΔT_v как за 12, так и 24 ч оказалась во всех пунктах и все сезоны года положительной и достаточно тесной: коэффициенты корреляции заключены между 0,41 и 0,72 (объем выборок был, как правило, не меньше 100).

Анализ результатов численного моделирования облачности, полей, температуры и влажности показал, что такая связь между ΔT_n и ΔT_v объясняется влиянием вертикальных движений (определяющий вклад) в сочетании с теплом конденсации, а также турбулентного обмена и до некоторой степени (порядка 10 % от основного фактора) радиационного притока тепла.

Подчеркнем, что роль радиационных притоков тепла огромна, но только в формировании термического режима деятельного слоя земной поверхности, а не атмосферы. В атмосфере поле температуры регулируется в основном конвективными и турбулентными потоками и притоками тепла, поступающего от земной поверхности.

Прямое влияние радиационных притоков тепла в атмосфере на процесс образования облаков, как следует из приведенных выше рассуждений и оценок, мало. Однако велико опосредованное — через посредство земной поверхности — влияние радиации на этот процесс. Исключительно велико обратное влияние облаков на притоки солнечной и инфракрасной радиации к земной поверхности.

5 Статистические данные о слоистообразных и волнистообразных облаках

5.1. Температура. С облаками связаны значительные особенности распределения температуры с высотой. В табл. 17.23 помещены сведения о повторяемости различных типов распределения температуры с высотой при наличии облаков различных форм.

Согласно данным табл. 17.23, при наличии облаков Sc и St наиболее часто (в 64 и 70 % случаев) наблюдается подынверсионный тип — облако располагается под слоем с инверсионным распределением температуры; по этой причине указанные облака нередко называют подынверсионными. При облаках Ns—As более часто встречается безынверсионное распределение — температура в пределах всей тропосферы падает с высотой. Однако при всех