

повышение, чем в случаях высоких температур, для того чтобы давление насыщения изменилось на одно и то же значение.

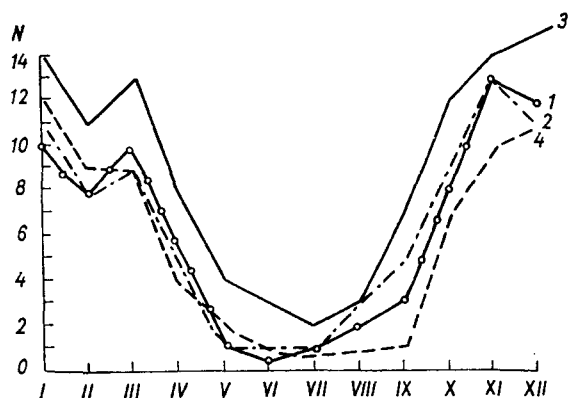


Рис. 16.11. Годовой ход числа дней (N) с туманом (первый тип). 1 — Курск, 2 — Киев, 3 — Амвросиевка, 4 — Ставрополь.

По этой причине летом туманы быстро рассеиваются после восхода Солнца и днем почти не наблюдаются, в то время как зимой они рассеиваются значительно медленнее, и, как следует из табл. 16.11 и рис. 16.10 (кривая 2), нередко сохраняются круглые сутки. Нужно также иметь в виду, что зимой температура в утренние часы повышается медленнее, чем летом.

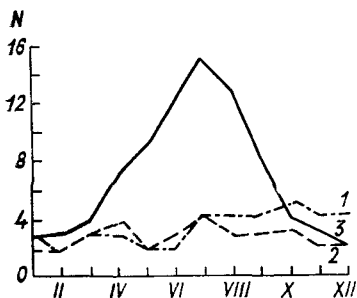


Рис. 16.12. Годовой ход числа дней (N) с туманом (второй тип). 1 — Кемь, 2 — Мезень, 3 — Канин Нос.

Годовой ход повторяемости туманов в зависимости от физико-географических и местных особенностей характеризуется большим разнообразием. Однако можно наметить два основных типа годового хода повторяемости туманов. Для первого типа характерен максимум повторяемости в осенне-зимний период и минимум летом (рис. 16.11). Такой тип преобладает в умеренных и низких широтах Советского Союза. Для второго типа характерен максимум повторяемости летом или достаточно равномерное распределение числа дней с туманом в течение всего года (рис. 16.12). Такой тип годового хода наблюдается на побережье и островах Северного Ледовитого океана.

3 Модели образования и строения туманов

В последние десятилетия много внимания уделяется построению моделей образования и строения туманов, а также методам их

прогноза. Широко известны модели строения и методы прогноза туманов, разработанные в 40—50-х годах Б. В. Кирюхиным, А. С. Зверевым, М. П. Тимофеевым, М. Е. Берляндром и др. В последние 20—25 лет для решения исходной системы уравнений переноса тепла и влаги в турбулентной атмосфере привлекаются численные методы, а расчеты выполняются на ЭВМ.

Анализ системы уравнений и результатов расчета показал, что такую тонкую особенность строения туманов, как образование слоя с падением температуры вблизи земной поверхности и приподнятой инверсией над ним, можно объяснить лишь путем отказа от тех упрощений, которые допущены при построении моделей туманов в 40—50-х годах. Это — предположение о стационарности приземного слоя, пренебрежение эффектом скрытой теплоты конденсации и др. Первая работа, в которой сняты эти ограничения и получено объяснение отмеченных выше особенностей строения туманов, выполнена автором (1957 г.), разработавшим метод анализа системы уравнений и моделирования условий образования облаков и туманов — так называемый метод инвариантов (он обсуждается в главе 17 применительно к построению моделей формирования и прогноза облаков). В последующем с помощью метода инвариантов представления об условиях образования и строении туманов были развиты и углублены Ю. Г. Лушевым, И. М. Захаровой, Л. П. Быковой, С. А. Солдатенко и др. Другой подход к моделированию туманов разработан М. В. Буйковым, В. И. Хворостьяновым и др. Приведем основные результаты моделирования туманов.¹

На рис. 16.13 приведены результаты расчета распределения температуры воздуха (рис. 16.13 а) и влажности радиационного тумана (рис. 16.13 б) по высоте в различные моменты времени. В начальный момент ($t=0$) принято, что температура воздуха линейно падает с высотой ($T(z, 0) = T(0, 0) - \gamma z$), распределение массовой доли водяного пара по высоте описывается показательной функцией ($s(z, 0) = s(0, 0) \cdot 10^{-az - bz^2}$), туман отсутствует ($\delta(z, 0) = 0$). На земной поверхности ($z=0$) выполняется уравнение баланса тепла; использовано уравнение теплопроводности в почве, а также ряд других соотношений, позволяющих определить коэффициент турбулентности и вертикальный профиль скорости ветра.

Рисунок 16.13 иллюстрирует характерные особенности изменения полей температуры и влажности в процессе формирования и развития тумана. До образования тумана под влиянием эффективного излучения происходит быстрое охлаждение земной поверхности: в течение 1 ч температура ее понижается (по сравне-

¹ Система уравнений и метод ее решения приводятся в главе 17. Здесь кратко обсуждаются резуль-

таты численного решения этой системы.

нию с начальной) на $2,4^{\circ}\text{C}$. Путем турбулентного обмена охлаждение распространяется и на прилегающий к земной поверхности слой воздуха: за 1 ч температура воздуха уменьшается на $1,0^{\circ}\text{C}$ на высоте 0,2 м, на $0,5^{\circ}\text{C}$ — на высоте 31 м, инверсия температуры распространяется до высоты 37 м. В дальнейшем скорость охлаждения почвы и воздуха снижается. Но поскольку температура воздуха понижается, то образуется туман. К 3 ч толщина тумана достигла 25 м.

По мере увеличения толщины тумана эффективное излучение земной поверхности уменьшается. С того момента, когда турбу-

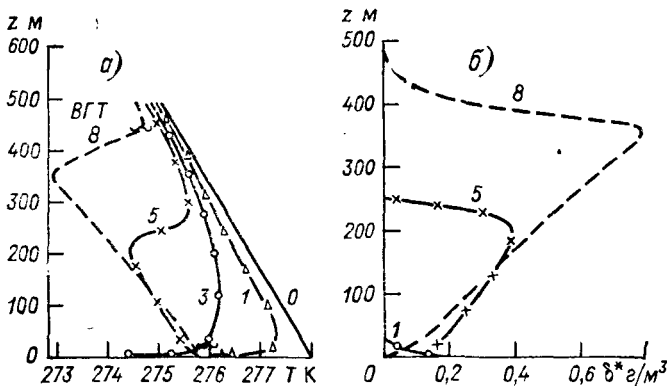


Рис. 16.13. Вертикальные профили температуры воздуха (а) и влажности тумана (б) в различные моменты времени.

ВГТ — верхняя граница тумана; цифры у кривых — время в часах.

лентный приток тепла из воздуха и молекулярный приток из почвы к тонкому поверхностному слою на границе почва—воздух превысят потерю тепла за счет эффективного излучения, начнется повышение температуры этого слоя и постепенное разрушение (под влиянием турбулентного перемешивания) инверсии во все более толстом слое вблизи земной поверхности. Между 3 и 4 ч толщина тумана увеличилась настолько (в 3 ч 30 мин она составляла 91 м), что эффективное излучение перестало оказывать охлаждающее влияние на земную поверхность и, как следствие, началось разрушение приземной инверсии температуры. К 5 ч толщина тумана достигла 250 м, а слой с падением температуры распространился до 200 м, при этом вертикальный градиент температуры был близок к влажноадиабатическому (напомним, что турбулентное перемешивание во влажном насыщенном воздухе приближает стратификацию к влажнобезразличной).

Поскольку температура верхней границы тумана понижается во времени медленно, а температура воздуха в средней части тумана под влиянием перемешивания понижается значительно быстрее, то в верхней части тумана приподнятая инверсия температуры не только сохраняется, но и усиливается (по разности температур между верхней и нижней границами). Подчеркнем, что определяющая роль в сохранении и усилении инверсии принадлежит турбулентному обмену, а не радиационным потерям тепла с верхней границы тумана (если бы этот последний механизм был определяющим, то инверсия температуры располагалась бы над туманом). В действительности, как следует из рис. 16.13 а, инверсия расположена в верхней части тумана, а не над ним.

Вертикальные профили водности (рис. 16.13 б) согласуются с приведенными выше опытными данными: на первой стадии (в 3 ч) максимум водности наблюдается вблизи земной поверхности, в заключительной (в 5 и 8 ч) — вблизи нижней границы инверсии (водность у земной поверхности уменьшилась как за счет переноса влаги под задерживающий слой, так и вследствие повышения температуры). При хорошо развитом турбулентном обмене и большой теплопроводности почвы повышение температуры вблизи земной поверхности и отток влаги вверх могут быть настолько значительными, что здесь туман полностью рассеивается — сохраняется под инверсией лишь облачность, называемая облачностью приподнятого тумана.

После восхода Солнца повышение температуры под влиянием притока рассеянной радиации более значительно вблизи земной поверхности; отсюда и начинается рассеивание тумана. В течение некоторого промежутка времени может наблюдаться облачность приподнятого тумана (в том числе разорванная). Усиливающийся турбулентный обмен приводит затем к разрушению приподнятой инверсии и полному рассеиванию приподнятой облачности.

Из многочисленных результатов моделирования туманов испарения и адвективных туманов (полученных в последнее десятилетие) приведем здесь лишь данные о водности тумана. На рис. 16.14 изображена зависимость водности тумана испарения от двух наиболее важных параметров, оказывающих влияние на процесс его образования: разности $\Delta T = T_w - T_{0,5}$ между температурой водной поверхности ($T_w \approx 0^\circ\text{C}$) и температурой воздуха ($T_{0,5}$) на высоте 0,5 м в точке перехода ($x = 0$) его с суши на воду через береговую черту, а также относительной влажности (f_0) воздуха в этой точке. Водность тумана определена на высоте 2 м для точки, удаленной от берега (в сторону водной поверхности) на 10 км при скорости ветра $u_1 = 3$ м/с на высоте 1 м. Видно, что водность растет с увеличением как ΔT (т. е. с понижением температуры натекающего воздуха) при $f_0 = \text{const}$, так и f_0 при $\Delta T = \text{const}$.

Согласно рис. 16.15, наибольшие значения влажности тумана испарения наблюдаются вблизи водной поверхности. С увеличением высоты влажность уменьшается лишь в нижней части, и практически не изменяется с высотой в большей части тумана. Толщина тумана (уровень, где $\delta^* = 0$) растет с увеличением ΔT и f_0 . Верхняя граница тумана повышается при удалении от береговой черты (например, от 100 м при $x = 10$ км до 300 м при $x = 50$ км, если $\Delta T = 20^\circ\text{C}$, $f_0 = 90\%$ и $u_1 = 3$ м/с, а также при возрастании скорости ветра u_1 (зависимость слабая).

По мере продвижения воздушной массы над водной поверхностью температура ее вблизи воды растет (например, на вы-

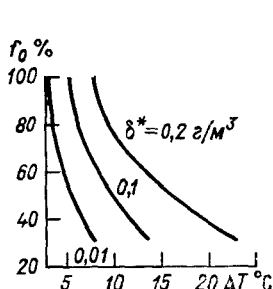


Рис. 16.14. Зависимость влажности тумана от ΔT и f_0 при $x = 10$ км, $z = 2$ м, $u_1 = 3$ м/с.

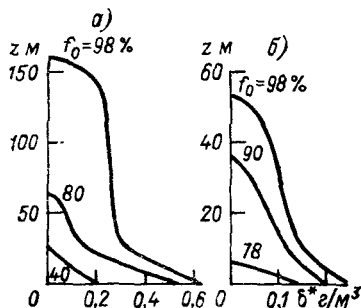


Рис. 16.15. Вертикальные профили влажности тумана испарения при $x = 10$ км, $u_1 = 3$ м/с.
а) $\Delta T = 20^\circ\text{C}$, б) $\Delta T = 10^\circ\text{C}$.

соте 0,5 м от -20°C при $x = 0$ до $-5,15^\circ\text{C}$ при $x = 20$ км). Под влиянием турбулентного обмена и тепла конденсации повышение температуры распространяется и на более высокие уровни. Вследствие этого инверсионное распределение температуры воздуха при $x = 0$ (оно описывалось логарифмической функцией), сменяется в нижней части слоя падением. Так, при $\Delta T = 20^\circ\text{C}$, $f_0 = 60\%$ и $u_1 = 3$ м/с высота нижней границы приподнятой инверсии составляет около 30 м при $x = 10$ км, 100 м при $x = 20$ км и около 400 м при $x = 50$ км. Выше этих уровней сохраняется инверсионное распределение температуры, хотя и в инверсии происходит постепенное повышение температуры по мере удаления от берега.

При построении модели адвективных туманов учтено изменение свойств воздушной массы, натекающей на подстилающую поверхность с более низкой температурой, под влиянием адвективного, конвективного и турбулентного притоков тепла, влаги и количества движения, а также за счет фазовых переходов воды.

Распределение температуры и массовой доли водяного пара по высоте на границе раздела подстилающих поверхностей ($x=0$) задается в виде:

$$T''(0, z) = T_0'' + T_* \ln \frac{z+z_0}{z_0} - \gamma_a z, \quad (3.1)$$

$$s''(0, z) = f_0'' s_m''(0, z), \quad (3.2)$$

где T_* — масштаб температуры (см. главу 9), T_0'' — температура воздушной массы при $z=0$, f_0'' — относительная влажность ее (принимается постоянной в пределах пограничного слоя), s_m'' — доля насыщенного пара при $T''(0, z)$ и давлении $p(0, z)$, которое определялось с помощью барометрической формулы.

Формула (3.1) обеспечивает рост (при $T_* > 0$) или падение (при $T_* < 0$) температуры пропорционально логарифму высоты на малых высотах (в приземном слое) и переход к падению температуры в верхней части пограничного слоя (что согласуется с данными наблюдений).

На земной поверхности ($z=0$) зависимость температуры и доли пара от горизонтального расстояния x (отсчитываемого от границы раздела в сторону более холодной подстилающей поверхности) аппроксимировалась экспоненциальными функциями:

$$T(x, 0) = T_0' + (T_0'' - T_0') \exp(-x/D), \quad (3.3)$$

$$s(x, 0) = s_0' + (s_0'' - s_0') \exp(-x/D), \quad (3.4)$$

где

$$s_0'' = f_0'' s_m''(T_0'', p_0), \quad s_0' = f_0' s_m'(T_0', p_0);$$

f_0' , T_0' и s_0' — относительная влажность, температура воздуха и массовая доля пара на достаточно большом расстоянии (теоретически при x , стремящемся к бесконечности) от границы раздела подстилающих поверхностей (поскольку моделируется образование тумана, то совершенно естественно считать f_0' равной 100 %); D — параметр (с размерностью длины), характеризующий скорость уменьшения T и s от T_0'' и s_0'' при $x=0$ до T_0' и s_0' при $x \rightarrow \infty$; $p_0 = 1000$ гПа.

Проследить за условиями образования водности тумана позволяет рис. 16.16. По мере продвижения воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность в ней образуется туман, при этом тем ближе к границе раздела, чем выше относительная влажность (f_0'') воздуха (если $f_0'' = 70\%$, то туман образуется при $x \geq 44$ км, если $f_0'' = 95\%$ — при $x \geq 19$ км и т. д.). Чем дальше продвигается воздушная масса на холодную поверх-

ность, тем выше под влиянием турбулентного обмена распространяется охлаждение, а вместе с ним и верхняя граница тумана. При значениях f''_0 , не превышающих 85—90 %, толщина тумана монотонно растет при увеличении x . Однако при более высоких значениях f''_0 (в данном примере 95 и 98 %) наблюдается качественно новое явление: наряду с туманом в определенной области (при $f''_0 = 95\%$ от 36 до 73 км) формируется также облачность, нижняя граница которой с ростом x понижается, а верхняя повышается. При некотором $x = x^*$ (если $f''_0 = 98\%$, то $x^* = 60$ км) верхняя граница тумана и нижняя граница облачности смыкаются, что сопровождается скачкообразным изменением при x^* толщины тумана. Физически очевидно, что с увеличением разности $\Delta T = T''_0 - T'_0$ и относительной влажности (f''_0) воздуха, поступающего на холодную поверхность, растут (при фиксированных T''_0 и x) толщина и водность тумана (табл. 16.12 и 16.13).

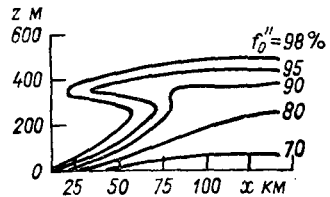


Рис. 16.16. Толщина тумана и высота границ облачности при фиксированных значениях $\Delta T = 8^\circ\text{C}$, $T''_0 = 10^\circ\text{C}$ и различных значениях f''_0

Можно отметить, что толщина тумана более сильно зависит от f''_0 чем от ΔT : при $\Delta T = 10^\circ\text{C}$ изменение f''_0 от 70 до 98 % сопровождается увеличением толщины тумана от 80 до 500 м; в то же время при фиксированном $f''_0 = 90\%$ увеличение ΔT от 6 до 12°C ведет к росту толщины тумана лишь на 65 м (от 365 до 430 м).

Как показывает табл. 16.13, водность тумана одинаково сильно зависит и от f''_0 и от ΔT . Она изменяется в широких пределах — от сотых до десятых долей грамма в 1 м^3 .

Кроме разности ΔT и относительной влажности f''_0 (а также D , скорости ветра, T_* и других параметров), на водность тумана су-

Таблица 16.12. Толщина тумана (м) при $T''_0 = 10^\circ\text{C}$ и $x = 100\text{ км}$

f''_0 %	ΔT °C			
	6	8	10	12
70	35	60	80	95
80	190	205	230	260
90	365	385	400	430
95	430	445	465	490
98	480	490	500	515

Таблица 16.13. Водность тумана (г/м^3) на высоте $z=2$ м при $T_0''=10^\circ\text{C}$ и $x=50$ км

f_0'' %	ΔT °C					
	6	7	8	9	10	12
70	0,0	0,0	0,031	0,036	0,048	0,062
80	0,054	0,155	0,246	0,311	0,380	0,451
90	0,061	0,164	0,251	0,328	0,422	0,505
95	0,070	0,174	0,258	0,340	0,462	0,586
98	0,081	0,188	0,280	0,394	0,521	0,620

щественное влияние оказывает температура T_0'' воздуха, вступающего на более холодную поверхность: с ростом T_0'' водность не очень сильно, но растет (например, при $\Delta T=7^\circ\text{C}$, $f_0''=80\%$ и $x=50$ км значение δ^* увеличивается от 0,1 до 0,2 г/м^3 , когда T_0'' повышается от 0 до 17°C . Объясняется зависимость δ^* от T_0'' уже отмечавшейся выше зависимостью приращения давления насыщения от температуры при фиксированном приращении ее.

Поскольку наибольшее охлаждение воздушная масса испытывает вблизи земной поверхности, то и максимальные значения водности тумана, согласно расчету, наблюдаются именно здесь. Вблизи земной поверхности (до высоты 2—4 м) водность испытывает и наиболее значительные изменения с высотой. В большей же части туман достаточно однороден по высоте (при $f_0''=98\%$ в слое от 2 до 100 м водность изменяется всего лишь на 0,05 г/м^3 — от 0,28 до 0,23 г/м^3).

Что касается вертикальных профилей температуры воздуха, то они характеризуются сначала (на расстояниях в несколько десятков километров от границы раздела) образованием усиливающейся с высотой приземной инверсии температуры, верхняя граница которой приподнимается при увеличении x . На больших расстояниях в нижней части (до высоты 300—400 м) распределение температуры по высоте близко к изотермическому, перепад температур в приподнятой инверсии (по сравнению с меньшими значениями x) ослаблен.

4 Роль смешения масс воздуха в образовании туманов¹

Наряду с динамическим подходом к выяснению условий образования туманов ряд полезных сведений о процессах облакообразования можно извлечь из термодинамических представлений

¹ Излагаемая в этом параграфе теория справедлива как для туманов, так и для облаков.