

Глава 16 Туманы

Туман и дымка представляют собой результат конденсации водяного пара в непосредственной близости к земной поверхности (в приземном слое атмосферы). *Туманом* называют совокупность взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда, ухудшающих дальность видимости¹ до значений менее 1 км. При видимости от 1 до 10 км эта совокупность взвешенных капель или кристаллов льда носит название *дымки*. Наряду с понятием дымки существует понятие *мглы*, которая представляет собой совокупность взвешенных в воздухе твердых частиц, ухудшающих видимость до 10 км и менее. Мгла отличается от тумана и дымки тем, что относительная влажность в ней, как правило, значительно меньше 100 %.

В зависимости от дальности видимости различают следующие виды туманов и дымок (по интенсивности):

Вид тумана и дымки	Дальность видимости
Сильный туман	< 50 м
Умеренный туман	50—500 м
Слабый туман	500—1000 м
Сильная дымка	1—2 км
Умеренная дымка	2—4 км
Слабая дымка	4—10 км

Важнейшей характеристикой туманов является их *водность*. *Абсолютной водностью туманов* (равно как облаков и осадков) называют массу капель воды и кристаллов льда, содержащихся в единичном объеме воздуха (чаще всего в 1 м³). *Удельная водность* — это масса капель воды и кристаллов льда в 1 кг воздуха. Нередко абсолютную водность называют просто водностью.

1 Физические условия образования и классификация туманов

В тумане вода находится в двух, а при низких отрицательных температурах в трех фазовых состояниях. Введем новую величину Q — абсолютное влагосодержание воздуха, под которым бу-

¹ Всюду в книге под дальностью видимости понимается метеорологическая дальность видимости S_m , т. е. дальность видимости черного пред-

мета с угловыми размерами не менее 0,3°, проектирующегося на фоне неба, в светлое время суток.

дем понимать суммарную массу водяного пара (a), капель воды и кристаллов льда (δ^*) в 1 м^3 воздуха, т. е.

$$Q = a + \delta^*.$$

В этом равенстве a представляет собой абсолютную влажность, δ^* — водность тумана. До момента образования тумана $\delta^* = 0$ и $Q = a$; в тумане абсолютная влажность близка к насыщающей (a_m), которая является функцией только температуры T . Для тумана

$$\delta^* = Q - a_m(T).$$

Из этого соотношения следует, что водность тумана может возрасти под влиянием: 1) увеличения влагосодержания воздуха Q ; 2) понижения температуры воздуха, с которым связано уменьшение $a_m(T)$.

С количественной стороны изменение влагосодержания и температуры воздуха описывается с помощью тех дифференциальных уравнений, которые приведены в главах 9 и 14. Решение этих уравнений для некоторых частных случаев дано в п. 3 настоящей главы. Здесь же процесс туманообразования анализируется с качественной стороны.

Влагосодержание индивидуальной массы воздуха может увеличиваться под влиянием: 1) испарения воды с земной поверхности, 2) горизонтального и вертикального перемешивания.

Понижение температуры той же массы воздуха происходит вследствие: 1) турбулентного и молекулярного теплообмена с окружающими ее массами воздуха и земной поверхностью, 2) радиационного выхолаживания, 3) адиабатического расширения массы воздуха при ее вертикальных движениях.

Если рассматривается фиксированная точка (область) пространства, то наряду с указанными процессами на изменение влагосодержания и температуры в ней оказывают влияние горизонтальный перенос (адвекция) и вертикальные движения воздуха. Рассмотрим кратко механизм образования тумана под влиянием указанных выше процессов.

Испарение. Скорость испарения пропорциональна разности $E_0 - e$, где E_0 — давление насыщения при температуре испаряющей поверхности, e — истинное давление водяного пара в воздухе. Испарение может происходить лишь до тех пор, пока $e < E_0$.

Пусть E — давление насыщения при температуре воздуха. Если температура воздуха больше температуры испаряющей поверхности, то $E > E_0$. Испарение прекратится, когда $e = E_0 < E$. Это означает, что в таком случае состояние насыщения не может быть достигнуто. Если температура испаряющей поверхности выше температуры воздуха, то $E_0 > E$, т. е. испарение будет продолжаться и после того, как водяной пар достигнет состояния насыщения, когда его давление $e = E < E_0$.

При отсутствии ядер конденсации воздух оказался бы перенасыщенным водяным паром. При наличии ядер начнется конденсация водяного пара, которая и приведет к образованию тумана испарения.

Таким образом, туман может образоваться под влиянием испарения с поверхности теплой воды в относительно холодный воздух. Такие условия наблюдаются при движении холодной воздушной массы над более теплой водной (или сильно увлажненной) поверхностью.

Туманы, образовавшиеся путем испарения, носят название туманов испарения (иногда туманов морских испарений). Туманы испарения особенно часто образуются над арктическими морями, где температура поверхности льда или снега значительно ниже температуры открытой воды. Поэтому воздух, перемещавшийся над льдом или материком, при переходе на водную поверхность оказывается значительно холоднее воды. Под влиянием интенсивного испарения с водной поверхности над полярными областями образуется туман.

Следует заметить, что в связи с прогреванием воздуха снизу он становится неустойчивым над водной поверхностью. Неустойчивость способствует развитию интенсивного турбулентного тепло- и влагообмена. Но неустойчивость развивается лишь в нижнем (приводном) слое. Выше этого слоя сохраняется инверсия, которая образовалась в воздушной массе при движении ее над льдом или материком. Благодаря этой инверсии водяной пар задерживается под ней, и туман образуется во всем нижнем слое, от поверхности воды до инверсии.

Испарение воды играет заметную роль в образовании тумана над озерами и реками осенью, а также ночью, когда воздух при перемещении с суши оказывается холоднее воды. Однако основную роль в образовании таких туманов играет радиационное охлаждение воздуха. Испарение лишь усиливает эффект охлаждения.

Туманы испарения над Кольским заливом (Баренцево море) детально исследованы в двух экспедициях, проведенных Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова в январе—феврале 1953 и 1954 гг. под руководством П. А. Воронцова и М. П. Тимофеева. Туманы испарения над Кольским заливом образуются при натекании сильно выхолаженного воздуха континентального происхождения на водную поверхность, имеющую температуру около 0°C . Парение залива начинается при температуре воздуха (на высоте 2 м) -11°C и ниже. Чем ниже температура натекающего воздуха, тем интенсивнее испарение и туман, образующийся над водной поверхностью. Средние (за январь и февраль) значения вертикальных градиентов температуры в различных слоях даны в табл. 16.1.

Таблица 16.1. Вертикальные градиенты температуры ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) над Кольским заливом

Год	Слой, м						
	2—25	25—50	50—100	100—150	150—200	200—300	300—400
При тумане							
1953	1,6	0,8	0,2	-1,6	-2,3	-1,6	-1,3
1954	2,0	1,2	-0,6	-1,8	-2,0	-1,7	-3,2
Без тумана							
1953	2,4	1,2	0,7	0,7	0,7	-0,2	-0,1
1954	2,0	1,2	0,6	0,6	0,6	-0,5	-0,9

Из табл. 16.1 следует, что в приводном слое (до высоты около 50 м) существенного различия в распределении температуры в дни с туманами и без них не наблюдается: стратификация этого слоя в том и другом случае неустойчивая ($\gamma > \gamma_a$). Выше этого слоя различия существенны. В дни с туманами на высоте 60—100 м

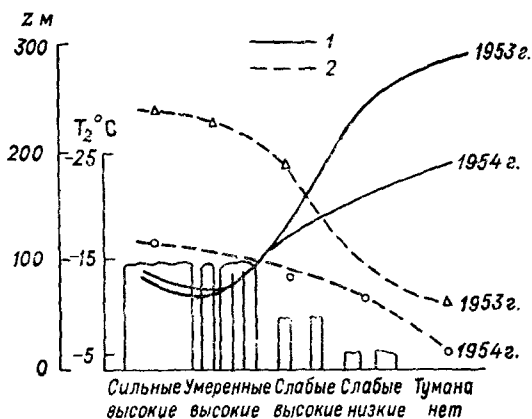


Рис. 16.1. Высота инверсии (1) и температура воздуха на уровне 2 м (2) при туманах разной интенсивности.

наблюдается резкий переход к инверсии температуры (отрицательные значения γ). В дни без туманов падение температуры наблюдается до высоты 200—300 м. В этом случае водяной пар переносится в более высокие слои, что не способствует образованию тумана. Положение нижней границы инверсии, под которой образуются туманы различной интенсивности, и температура на уровне 2 м при этих туманах представлены на рис. 16.1. Согласно этому рисунку, чем ниже начинается инверсия и чем ниже температура натекающего воздуха, тем интенсивнее туман испаре-

ния. Скорость ветра в слое 2—50 м при тумане испарения составляла 3,5—4,5 м/с.

Над Боденским озером (Швейцария) туманы возникают также при натекании воздуха более холодного, чем водная поверхность. Наибольшую повторяемость (30—40 %) имеют туманы, образующиеся при разности $\Delta T = T_v - T$, равной 4—6 °С (здесь T_v — температура воды, T — температура натекающего воздуха). Однако нередко случаи образования тумана (их повторяемость 5—7 %), когда разность ΔT превышает 16 °С. Существенного различия в повторяемости разностей ΔT в летнюю и зимнюю половину года не отмечено.

Процесс образования тумана испарения исследован также в лабораторных условиях. При этом установлено, что чем больше относительная влажность f натекающего воздуха, тем меньше разность температур ΔT , которая необходима для образования тумана. Получены следующие минимальные значения разности ΔT :

f %	90—85	85—80	80	80—75	75—70
ΔT °С	8,6	9,7	10,3	12,6	14,5

Разность ΔT возрастает с увеличением скорости движения воздуха u над водной поверхностью (табл. 16.2), что можно объяснить влиянием перемешивания, которое при более высоких значениях u распространяется на слой большей толщины.

Таблица 16.2. Зависимость разности ΔT от скорости движения воздуха

f %	u м/с	ΔT °С	f %	u м/с	ΔT °С
85—80	0,22	8,5	80—75	0,00	10,1
	0,35	9,3		0,22	10,0
	0,45	9,8		0,53	12,2
	0,52	10,3		0,71	12,8
	0,66	10,8			

Перемешивание. Перемешивание масс воздуха с различными термогигрометрическими свойствами может происходить как в горизонтальном, так и вертикальном направлении. При определенных условиях в результате *перемешивания* (или *смешения*) масс воздуха может образоваться туман.

Условия образования тумана под влиянием смешения можно пояснить графически (рис. 16.2). На рисунке точками $A (e_1, T_1)$ и $B (e_2, T_2)$ изображено состояние масс воздуха до смешения. Точка C характеризует состояние воздуха после смешения. Она лежит на прямой, соединяющей точки A и B (при $m_1 = m_2$ точка C делит AB пополам). Штриховая кривая представляет зависи-

мость давления насыщения от температуры. Нетрудно видеть, что при достаточно высоких значениях относительной влажности f_1 и f_2 смешивающихся масс давление пара e оказывается больше давления насыщения E при температуре T (на графике точка D). Избыток пара сверх насыщения сконденсируется — образуется туман.

Анализ графика показывает, что благоприятными условиями для образования тумана под влиянием смешения служат: а) высокие значения относительной влажности f_1 и f_2 масс воздуха до смешения (если f_1 и f_2 близки к 100 %, то туман образуется всегда); б) достаточно высокие значения температур T_1 и T_2 (при низких температурах штриховая кривая имеет незначительную кривизну, вследствие чего только при достаточно большой разности $T_2 - T_1$ и больших значениях f_1 и f_2 точка C будет располагаться над точкой D).

Более детально теория смешения масс воздуха рассматривается в п. 4.

В целом процесс смешения воздушных масс с различными термогигрометрическими свойствами играет (в свете исследований последних лет) существенную роль в образовании облаков и туманов. Под влиянием в основном именно этого фактора образуются туманы вблизи береговой черты (при наличии значительного перепада температур между сушей и водоемом) и фронтальные туманы (вблизи фронта). При образовании других видов туманов смешение играет хотя и вспомогательную, но также немаловажную роль.

Физически механизм образования туманов (так же как и облаков) под влиянием горизонтального перемешивания можно представить в следующем виде. Если смешиваются два объема воздуха с различной температурой, то температура теплого воздуха понижается. Избыток водяного пара (сверх насыщения) в теплом воздухе при этом конденсируется. Затем капли воды распространяются на весь объем. Так как в холодном воздухе температура при этом повышается, то в нем возникает недостаток насыщения, поэтому часть капель испаряется, а оставшаяся масса капель образует туман.

Охлаждение. Понижение температуры воздуха является одной из основных причин конденсации водяного пара как вблизи земной поверхности, так и в свободной атмосфере. Вследствие понижения температуры образуются наиболее интенсивные туманы. В зависимости от вида процесса, приводящего к охлаждению,

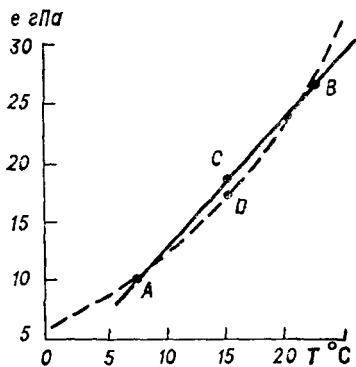


Рис. 16.2. Схема, поясняющая образование тумана под влиянием смешения.

различают: *радиационные* и *адвективные туманы* и *туманы восхождения* (вдоль склонов возвышенностей и гор).

Радиационные туманы образуются в результате охлаждения земной поверхности и прилегающего слоя воздуха под влиянием излучения и турбулентного перемешивания. Понижение температуры земной поверхности вследствие излучения составляет в среднем около $1^{\circ}\text{C}/\text{ч}$.

Обычно считают, что при образовании радиационных туманов доля водяного пара при охлаждении воздуха до точки росы остается практически постоянной¹. Понижение температуры ниже точки росы сопровождается конденсацией водяного пара, которая приводит к уменьшению доли и давления водяного пара. Для образования тумана необходимо, чтобы сконденсировалось определенное количество водяного пара.

Благоприятными условиями для образования радиационных туманов являются:

а) отсутствие облачности или наличие облачности только верхнего яруса. Увеличение количества облаков и уменьшение их высоты приводят к усилению противозлучения атмосферы и уменьшению эффективного излучения земной поверхности, что не способствует охлаждению последней;

б) высокая относительная влажность в начальный момент. Чем выше относительная влажность, тем меньше охлаждение, необходимое для достижения состояния насыщения и образования тумана.

Адвективные туманы образуются в теплой воздушной массе, перемещающейся на более холодную подстилающую поверхность, в результате неадиабатического охлаждения воздуха при соприкосновении с ней. В воздушной массе, сместившейся на холодную поверхность, устанавливается инверсионное распределение температуры. Конденсация водяного пара начинается от земной поверхности и распространяется до верхней границы инверсии.

Образованию адвективных туманов благоприятствуют следующие условия:

а) высокая относительная влажность перемещающегося воздуха до вступления его на более холодную подстилающую поверхность;

б) большая разность температур между воздушной массой и земной поверхностью;

в) умеренные скорости ветра (2—5 м/с). Если скорость ветра велика, то развивается сильный турбулентный обмен, препятствующий образованию тумана. При слабом ветре воздушная

¹ В действительности под влиянием турбулентного перемешивания и выпадения росы происходит перераспределение водяного пара между слоями атмосферы, вследствие

чего доля водяного пара и до начала туманообразования на данном уровне не сохраняет постоянного значения, а, как правило, уменьшается.

масса медленно перемещается и, следовательно, медленно охлаждается от подстилающей поверхности;

г) увеличение или постоянство доли водяного пара с высотой. Турбулентный обмен всегда способствует выравниванию доли водяного пара по вертикали. Если доля пара возрастает с высотой в приземном слое, то под влиянием турбулентного обмена количество водяного пара вблизи земной поверхности будет увеличиваться за счет переноса из более высоких слоев;

д) умеренно устойчивая стратификация и сравнительно слабый турбулентный обмен. При очень устойчивой стратификации (сильной инверсии) турбулентный обмен прекращается. Вследствие же молекулярной диффузии охлаждение от земной поверхности распространяется крайне медленно, поэтому туман образуется в данном случае в очень тонком слое вблизи земной поверхности.

Частным случаем адвективных туманов являются *береговые туманы*, образующиеся на суше зимой при ветре с моря. Адвективные туманы наиболее интенсивны и занимают большие площади.

Туманы восхождения (склонов) образуются в результате подъема воздуха вдоль склонов возвышенностей и гор. Воздух при этом адиабатически охлаждается, что приводит к конденсации водяного пара. Стратификация воздуха, поднимающегося по склону, должна быть устойчивой, иначе вместо тумана будут развиваться кучевые облака.

Основными причинами образования *фронтальных туманов* служат: адвекция теплого воздуха (туман за теплым фронтом), горизонтальное перемешивание, а также увлажнение воздуха под влиянием испарения (с земной поверхности и капель дождя, выпадающих из облаков).

Следует обратить внимание на некоторую условность приведенного подразделения туманов. Четкой границы между отдельными видами туманов не существует, поскольку образование их обусловлено, как правило, несколькими причинами. Так, при образовании радиационных туманов определенное значение имеют и адвективные изменения температуры, ибо не существует воздушных масс, абсолютно однородных по горизонтали. Образование туманов испарения и адвективных туманов, как правило, сопровождается и радиационным выхолаживанием. Поэтому, когда говорят о том или другом виде туманов, то подразумевают основную причину туманообразования. Некоторые исследователи считают, что туманы следует подразделить лишь на *радиационные*, возникающие в результате местного выхолаживания воздуха, *адвективные*, причиной образования которых служат адвективные изменения температуры и влажности, и *смешанные*, или *адвективно-радиационные*.

По данным Н. В. Петренко, проанализировавшего наблюдения за туманами в Московской области за 1947—1956 гг., на долю адвективных туманов приходится 29 % случаев (128 случаев из 440), радиационных и адвективно-радиационных — 47 % (204 случая), фронтальных — 16 % (72 случая) и на туманы, возникающие вследствие опускания слоистых облаков до земной поверхности — 8 % (36 случаев).

Большой интерес представляют данные о горизонтальной протяженности туманов. Н. В. Петренко сопоставил наблюдения за туманами в 1953—1956 гг. на 6 станциях в районе Москвы, удаленных друг от друга на расстояние от 5 до 50 км. Оказалось, что одновременно на 4—6 станциях туман наблюдается в несколько раз реже, чем на 1—2 станциях. Так, в 37 % случаев (из 331) туман наблюдался только на 1 станции, в 21 % — одновременно на 2, в 16 % — на 3, в 11 % — на 4, в 6 % — на 5 и, наконец, в 9 % случаев — одновременно на 6 станциях.

Из всех видов туманов наиболее протяженными являются адвективные. Примерно в 20 % случаев они покрывали все 6 станций и в 33 % случаев — 4—6 станций, в то время как радиационные туманы на 6 станциях одновременно отмечались лишь в 8 % и на 4—6 станциях — в 24 % случаев. За 4 года (1953—1956 гг.) каждая из 6 станций была закрыта туманом в среднем в течение 778 ч, одновременно 2 станции — в течение 334 ч, 3 станции — 214 ч, 4 станции — 131 ч, 5 станций — 84 ч и все 6 станций — в течение 113 ч. Продолжительность тумана, одновременно наблюдавшегося в Быкове и Внукове (расстояние между ними 50 км), в 70 % случаев не превышала 3 ч, в 25 % случаев — 5 ч и только в 5 % случаев — 10 ч и более. Туман во Внукове при отсутствии его в Быкове в 74 % случаев имеет продолжительность до 3 ч, в остальных случаях — от 4 до 12 ч.

В центральной части Украины на долю адвективных туманов приходится 59 % общего числа дней с туманом, радиационных — 34 %, фронтальных (в образовании которых адвекция также играет немаловажную роль) — 7 % (за 1951—1960 гг. число дней с туманом в Киеве составило 831). Адвективные туманы имеют и наибольшую продолжительность: в 30 и 9 % случаев они непрерывно сохранялись соответственно более 12 и 24 ч (отмечены случаи существования тумана более 100 ч подряд). Максимум повторяемости времени существования адвективных туманов приходится на интервал 7—12 ч.

Радиационные туманы сохраняются в течение значительно меньших (по сравнению с адвективными) интервалов времени: в центральной части Украины они непрерывно наблюдались менее 3 ч в 51 % случаев и менее 6 ч — в 75 % случаев.