

вкладе радиационного притока тепла ( $\epsilon_p$ ) приращения температуры  $\Delta T_n$  и  $\Delta T_v$  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  $\Delta T_n$  и  $\Delta T_v$  будет отрицательной (коэффициенты корреляции  $r < 0$ ). Однако, вопреки ожиданиям, корреляционная связь между фактическими приращениями (изменениями) температуры  $\Delta T_n$  и  $\Delta T_v$  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  $\Delta T_n$  и  $\Delta T_v$  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

Таблица 17.23. Повторяемость (%) типов распределения температуры при облаках различных форм. Юго-запад Украины

Форма облаков	Тип распределения						N
	подынверсионный	безынверсионный	надынверсионный	инверсионный	частично инверсионный	межнверсионный	
St	64	25	2	4	4	1	3 125
St	70	14	1	4	9	2	1 172
Ac	40	52	1	4	3	—	2 293
Ns	20	49	9	3	19	—	1 300
As	18	67	4	2	9	—	2 035
Frnб, St fr.	44	39	3	10	3	1	564
Все облака	44	41	3	4	7	1	10 489

формах облаков отмечаются (в 10—20 % случаев) другие типы распределения: надынверсионный — облако расположено над слоем инверсии; инверсионный — температура в облаке растет; частично инверсионный — облако и инверсия частично перекрываются; межнверсионный — облако расположено между двумя слоями инверсий.

В. А. Девятова, используя данные самолетного зондирования в Москве (за 1934—1969 гг.), все вертикальные профили температуры при наличии однослойных облаков Sc—St разделила на шесть типов. Типы I—III характеризуются падением температуры от земной поверхности до некоторого уровня  $z^*$ , который совпадает с верхней границей облака в типе I (повторяемость его 78 %), несколько ниже ее (в среднем на 100 м) в типе II (повторяемость 5 %) и выше границы облака (в среднем на 240 м) в типе III (повторяемость 5 %). Выше  $z^*$  располагается инверсия температуры, средняя толщина которой в типе I составляет 280 м в холодный период года и 250 м в теплый (при максимуме повторяемости 110—200 м). В типе IV (повторяемость 3 %) температура падает с высотой в облаке и над ним. Типы V и VI (повторяемость 5 и 4 %) характеризуются наличием инверсии во всем облаке (тип V) или в большей части его (тип VI), выше облака температура падает.

Средние значения вертикального градиента температуры под облаком ( $\gamma_1$ ), в облаке ( $\gamma_2$ ) и в инверсионном слое ( $\gamma_3$ ) для типа I в теплый и холодный периоды года соответственно составляют 0,76 и 0,81; 0,71 и 0,72; —2,15 и —2,60 °C/100 м.

Большой интерес представляют данные о влиянии облаков на изменение температуры воздуха на различных высотах, в частности вблизи земной поверхности. Поскольку одновременно действует несколько видов теплообмена (адвекция, конвекция, радиация), то эффект появления облачности оказывается различным: темпера-

тура воздуха может как повышаться, так и понижаться. Так, по данным наблюдений на Украине, в тех случаях, когда облачность в течение 12 ч сохранялась, температура за это время в слое от земной поверхности до верхней границы облака в 48 % случаев понижалась и в 49 % повышалась. При этом среднее (по 114 случаям) понижение температуры в 100-метровом слое облака (вблизи верхней границы его) составило  $-1,75^{\circ}\text{C}/12$  ч, среднее (по 118 случаям) повышение температуры в том же слое равнялось  $1,53^{\circ}\text{C}/12$  ч.

Осреднение за более длительные промежутки времени (месяц, сезон) позволяет исключить (точнее, ослабить) влияние знакопеременных факторов — адвекции и конвекции. Радиационный же баланс  $R$ , как было отмечено в главе 8, при появлении облачности уменьшается по абсолютной величине. Вследствие этого летом (при положительном  $R$ ) температура под влиянием облачности в среднем понижается, а зимой (когда  $R < 0$ ) растет. Так, по данным наблюдений в Риге и Актюбинске, средние месячные значения температуры воздуха вблизи земной поверхности при наличии облаков  $St-Sc$  с марта по октябрь в Актюбинске и с мая по сентябрь в Риге меньше средних многолетних месячных значений (при этом в Актюбинске в июне разность достигает  $11,6^{\circ}\text{C}$ ); в холодную половину года при облаках  $St-Sc$  температура воздуха выше средней многолетней (в Актюбинске в феврале разность достигает максимума, равного  $7,1^{\circ}\text{C}$ ). В среднем годовом облаке  $St-Sc$  оказывают охлаждающее влияние на приземный слой воздуха: на  $0,3^{\circ}\text{C}$  в Риге и на  $2,1^{\circ}\text{C}$  в Актюбинске.

Рассмотрим данные о распределении температуры и скорости ветра, полученные при наблюдениях на мачте в Обнинске в 1964 г. в те сроки, когда высота нижней границы облаков была меньше 300 м (таких случаев оказалось 90). Все случаи по характеру распределения температуры и скорости ветра разделены на три типа (с подразделением каждого из них на два — четыре подтипа). Первый тип (табл. 17.24) отличается плавным ростом скорости ветра с высотой, при этом в подтипе 1а градиенты температуры под облаком и в облаке малы ( $0,2-0,3^{\circ}\text{C}/100$  м), а градиенты скорости ветра  $\Delta c$  всюду велики ( $2,5-4,5$  м/с на 100 м); в подтипе 1в градиент  $\Delta c$  велик только в приземном слое, а выше скорость практически постоянна; при подтипе 1г наблюдается значительная неустойчивость в подоблачном слое ( $\gamma = 1,22^{\circ}\text{C}/100$  м), малые значения  $\Delta c$  до высоты около 100 м и быстрый рост скорости выше этого уровня. Второй тип характеризуется наличием максимума скорости на некоторой высоте: при подтипе 2а — на уровне нижней границы облака, при 2б — ниже этой границы и при 2в — выше этой границы. В случае третьего типа наблюдается более сложное (чаще всего S-образное) распределение скорости ветра с высотой. Профили первого типа наблюдаются в 62 % случаев, второго типа — в 21 % и третьего типа — в 17 % случаев.

Таблица 17.24. Вертикальные градиенты температуры ( $\gamma$ ), скорости ( $\Delta c$ ) и направления ( $\Delta \alpha$ ) ветра при высоте облаков менее 300 м. Обнинск

Место наблюдения	Типы и подтипы								
	1а	1б	1в	1г	2а	2б	2в	3а	3б
$\gamma$ °C/100 м									
Под облаком	0,32	0,45	0,90	1,22	0,47	0,96	0,55	0,85	0,84
Вблизи границы	0,02	0,41	0,70	0,09	0,71	0,54	0,59	0,58	0,72
В облаке	0,16	0,21	0,49	0,33	0,44	0,51	0,45	0,49	0,49
$\Delta c$ м/с на 100 м									
Под облаком	4,62	1,86	0,85	1,16	1,73	1,74	2,84	2,26	0,46
Вблизи границы	3,83	1,50	0,50	1,15	0,01	-0,81	1,88	1,46	1,32
В облаке	2,47	1,05	0,33	2,36	-1,03	-0,75	-0,64	1,42	0,46
$\Delta \alpha$ °/100 м									
Под облаком	-5	-2	-1	1	-1	-2	-2	-3	-2
Вблизи границы	11	3	14	0	0	12	10	8	4
В облаке	12	12	14	27	9	20	9	10	10

Характерная особенность распределения температуры, как следует из табл. 17.24, — это уменьшенные в большинстве случаев градиенты температуры вблизи границы (градиент рассчитывался для слоя толщиной 50 м, включающего нижнюю границу облака) и в нижней части облака по сравнению с подоблачным слоем. Эти экспериментальные данные подтверждают вывод теории, который был сформулирован в п. 3 на основе анализа системы уравнений переноса тепла и влаги в атмосфере. Что касается направления ветра, то в среднем в подоблачном слое наблюдается слабый левый поворот. При этом вероятность небольшого левого и правого поворота ветра почти одинакова, но в отдельных случаях поворот может достигать 40° и более в ту и другую сторону. Вблизи границы и в облаке преобладает правое вращение ветра с высотой.

**5.2. Водность.** Первые измерения водности кучевых облаков выполнены в 1946—1948 гг. В. А. Зайцевым с помощью разработанного им самолетного измерителя водности (СИВ). В последующие годы многочисленные наблюдения за водностью облаков различных форм были проведены сотрудниками ГГО, ЦАО, ААНИИ и других научных учреждений.

Сведения о водности облаков в районе Москвы приведены в табл. 17.25. В зависимости от сезона года и формы облаков средние значения водности изменяются в сравнительно узких пределах — от 0,16 до 0,42 г/м<sup>3</sup>. Но поскольку водность зависит от мно-

гих факторов, то наблюдается большой разброс индивидуальных значений водности, о чем свидетельствуют большие значения  $\sigma_{\delta^*}$  и разности между максимальной ( $\delta_{\text{макс}}^*$ ) и минимальной ( $\delta_{\text{мин}}^*$ ) водностью (табл. 17.26).

Таблица 17.25. Средние значения водности ( $\text{г/м}^3$ ) в разные сезоны года

Сезон	Форма облаков				
	Sc	St	Ns	Ac	As
Зима	0,21	0,30	0,23	0,16	0,21
Весна	0,22	0,28	0,33	0,19	0,20
Лето	0,26	0,35	0,32	0,24	0,42
Осень	0,28	0,36	0,38	0,24	0,34

Таблица 17.26. Средняя за год водность ( $\bar{\delta}^*$ ) и среднее квадратическое отклонение водности ( $\sigma_{\delta^*}$ ) облаков различных форм в районе Москвы ( $\text{г/м}^3$ )

Форма облаков	$\bar{\delta}^*$	$\sigma_{\delta^*}$	$\delta_{\text{макс}}^* - \delta_{\text{мин}}^*$	$\delta_{\text{макс}}^* - \bar{\delta}^*$	$\bar{\delta}^* - \delta_{\text{мин}}^*$
Sc	0,24	0,18	1,36	1,16	0,20
St	0,32	0,23	1,51	1,23	0,28
Ns	0,31	0,26	1,39	1,12	0,27
Ac	0,20	0,14	0,63	0,47	0,16
As	0,31	0,24	1,08	0,84	0,24

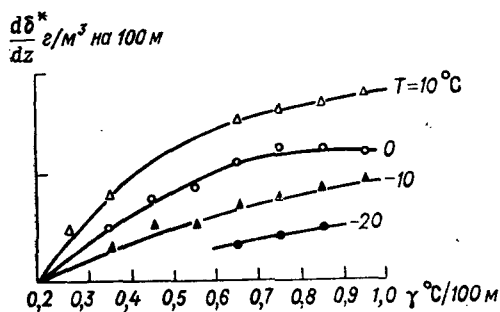
К настоящему времени теоретически или экспериментально исследована зависимость водности от температуры, толщины облака, высоты над основанием облака, вертикальной скорости, коэффициента турбулентности и др. Таблица 17.27 содержит опытные данные о водности облаков Sc—St. Согласно этим данным, при заданной толщине облаков средняя водность облака увеличивается с повышением температуры. Увеличение толщины облака от 300 до 600 м сопровождается ростом средней (по всему облаку) водности на 80—100 % при отрицательных температурах и примерно на 60 % при положительных. При дальнейшем увеличении (свыше 600 м) толщины облака средняя водность может даже уменьшаться, что объясняется неоднородностью облака, наличием в нем прослоек.

Уровень максимальной водности облаков St—Sc располагается между серединой и верхней границей; с увеличением толщины расстояние между этим уровнем и верхней границей увеличивается (от 30—40 м при толщине 200 м до 80—90 м при толщине 600 м).

Таблица 17.27. Средние значения водности ( $\text{г}/\text{м}^3$ ) облаков Sc—St

Толщина облака, м	Температура, °C				
	-15 . . . -10	-10 . . . -5	-5 . . . 0	0 . . . 5	5 . . . 10
100	0,02	0,03	0,04	0,06	0,08
150	0,04	0,05	0,08	0,10	0,15
200	0,05	0,07	0,11	0,15	0,19
250	0,07	0,09	0,14	0,19	0,23
300	0,08	0,11	0,16	0,22	0,26
350	0,09	0,13	0,18	0,24	0,29
400	0,10	0,15	0,20	0,26	0,32
450	0,11	0,16	0,22	0,29	0,34
500	0,12	0,17	0,24	0,31	0,36
550	0,14	0,19	0,26	0,33	0,38
600	0,15	0,20	0,28	0,35	0,40

Наибольшие вертикальные градиенты водности наблюдаются в нижнем 100-метровом слое, с высотой они уменьшаются. При низких температурах градиенты водности меньше, чем при более высоких (рис. 17.23).

Рис. 17.23. Зависимость вертикального градиента водности облаков St—Sc от  $T$  и  $\gamma$ .

Распределение водности облаков Ns—As носит более сложный (по сравнению с облаками St—Sc) характер. Нередко в Ns—As отмечается несколько уровней повышенной водности. При толщине их до 1,5 км наиболее часто (в 60 %) наблюдается два уровня повышенной водности (вблизи основания и в середине облака), при толщине 2—3 км — три уровня (в 60—75 % случаев).

Средняя водность ( $\bar{\delta}^*$ ) облаков Ns—As с увеличением толщины ( $z^*$ ) растет:

$z^*$ км . . .	<0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	2,0—3,0	3,0—4,0
$\bar{\delta}^*$ $\text{г}/\text{м}^3$ . . .	0,14	0,19	0,25	0,39	0,42

Максимум повторяемости водности с ростом  $z^*$ , как правило, смещается в сторону более высоких значений  $\bar{\delta}^*$ : при  $z^* < 0,5$  км

преобладают (53 %)  $\delta^* < 0,1 \text{ г/м}^3$ , при  $0,5 \text{ км} < z^* < 2 \text{ км}$  чаще (47 %) встречаются  $\delta^*$ , равные  $0,1-0,2 \text{ г/м}^3$ , а при  $z^* > 2 \text{ км}$  максимум повторяемости  $\delta^*$  приходится на интервал  $0,3-0,5 \text{ г/м}^3$ .

Для кристаллических облаков при различных температурах получены следующие средние значения водности:

$T \text{ } ^\circ\text{C}$ . . . . .	-30...-25	-25...-20	-20...-15	-15...-10	-10...-5	-5...0
$\bar{\delta}^* \text{ г/м}^3$ . . . . .	0,017	0,024	0,029	0,044	0,073	0,200
$N$ . . . . .	9	9	28	37	43	20

Сравнение этих данных с данными табл. 17.27 показывает, что водность кристаллических облаков значительно меньше водности переохлажденных капельных облаков при тех же температурах. В 66 % случаев водность ледяных облаков меньше  $0,05 \text{ г/м}^3$ , в 14 % случаев составляет  $0,05-0,10 \text{ г/м}^3$ , в 12 % составляет  $0,10-0,20 \text{ г/м}^3$  и только в 8 % случаев превышает  $0,20 \text{ г/м}^3$ .

По данным В. Е. Минервина, создавшего метод измерения водности кристаллических облаков, последняя резко убывает с высотой (начиная от земной поверхности) и выше 2 км примерно на порядок меньше водности капельных облаков:

$z \text{ км}$ . . . . .	<1	1-2	2-3	3-4	4-5	>5
$\bar{\delta}^* \text{ г/м}^3$ . . . . .	0,17	0,088	0,032	0,026	0,016	—
$\delta^*_{\text{макс}} \text{ г/м}^3$ . . . . .	0,67	0,74	0,14	0,17	0,078	0,052
$N$ . . . . .	21	47	28	34	17	1

Эти данные относятся в основном к верхним частям  $N_s-A_s$ ; при выпадении снега измерялась водность облака и осадков.

Форма кристаллов в ледяных облаках зависит от условий образования. Преобладают вытянутые и плоские гексагональные кристаллы; нередко образуются кристаллы неправильной формы, округленные столбики и пластинки. Размеры столбиков  $500 \times 150 \text{ мкм}$ , а пластинок  $50 \times 2000 \text{ мкм}$ .

По данным полетов за 1970 и 1971 гг. в США получены следующие значения характеристик облаков верхнего яруса ( $C_s$ ,  $C_i$  *potius*,  $C_i$  *unc.*): число ледяных кристаллов 10—25 в 1 л воздуха, длина кристаллов 0,6—1,0 мм, водность  $0,15-0,25 \text{ г/м}^3$ , плотность кристаллов  $0,6-0,9 \text{ г/см}^3$ . Между длиной  $l$  и шириной  $h$  кристалла в форме столбика установлена связь:  $h=0,5l$  при  $l < 0,3 \text{ мм}$ ;  $h=0,197^{0,414}$  при  $l > 0,3 \text{ мм}$ . По этим данным на долю столбиков приходится 75 %, пластинок — 25 %.

В период 1957—1968 гг. получен обширный экспериментальный материал о водности облаков практически всех форм (кроме облаков верхнего яруса) и во всех крупных географических районах СССР.

Приводим в табл. 17.28 сведения о средних значениях ( $\bar{\delta}^*$ ) и средних квадратических отклонениях ( $\sigma_{\delta^*}$ ) абсолютной водно-

Таблица 17.28. Средние значения ( $\bar{\delta}^*$ ) и средние квадратические отклонения ( $\sigma_{\delta^*}$ ) абсолютной влажности облаков на территории СССР в среднем за год, лето и зиму ( $\text{г/м}^3$ )

T °C	Год			Лето			Зима		
	$\bar{\delta}^*$	$\sigma_{\delta^*}$	N	$\bar{\delta}^*$	$\sigma_{\delta^*}$	N	$\bar{\delta}^*$	$\sigma_{\delta^*}$	N
15...10	0,25	0,22	527	0,25	0,19	401	—	—	—
10...5	0,28	0,23	1494	0,31	0,23	642	—	—	—
5...0	0,26	0,22	3683	0,29	0,21	793	0,23	0,22	539
0...-5	0,21	0,19	7164	0,23	0,19	1003	0,19	0,15	1996
-5...-10	0,17	0,15	5310	0,17	0,11	442	0,16	0,12	2047
-10...-15	0,15	0,13	2734	0,16	0,12	141	0,15	0,13	1201
-15...-20	0,12	0,07	806	—	—	—	0,12	0,07	419
-20...-25	0,09	0,04	234	—	—	—	0,09	0,04	104

сти облаков ( $\text{г/м}^3$ ) всех форм на территории СССР. Число измерений, по которым определено каждое среднее значение, колеблется между несколькими тысячами (максимальное — 7164) и несколькими сотнями (минимальное — 104). Как и приведенные выше, эти данные подкрепляют вытекающую из теории закономерность: с ростом температуры воздуха осредненная влажность облаков увеличивается (неясным остается лишь уменьшение её при переходе от температуры 5—10 к 10—15 °C). Такая же зависимость средней влажности от температуры сохраняется как для отдельных форм облаков (St—Sc, Ns, Ac, As), так и для различных районов СССР (север и запад ЕЧС, Закавказье, Сибирь, Арктика). Средние значения  $\bar{\delta}^*$  (преимущественно капельных и смешанных облаков) изменяются от сотых долей до 0,2—0,3  $\text{г/м}^3$ . Индивидуальные значения  $\bar{\delta}^*$  изменяются в широких пределах — от значений, близких к нулю, до 2—3  $\text{г/м}^3$  в слоистообразных и волнистообразных и до 20—30  $\text{г/м}^3$  в кучево-дождевых облаках, о чем свидетельствуют большие значения  $\sigma_{\delta^*}$ .

Большой интерес представляет аппроксимация повторяемости различных значений влажности с помощью некоторых аналитических выражений. С этой целью вводится понятие функции распределения  $F(\delta^* < X)$  — это вероятность того, что влажность облака  $\delta^*$  не превосходит некоторого заданного значения  $X$ . При  $X=0$  функция  $F(\delta^* < 0)=0$ . С другой стороны, если  $X$  велико (теоретически стремится к бесконечности), то функция  $F(\delta^* < \infty)=1$  (поскольку физически очевидно, что все значения  $\delta^*$  меньше очень большого значения  $X$ , например, 100  $\text{г/м}^3$ ). При увеличении  $X$  от 0 до бесконечности функция распределения, будучи неубывающей функцией  $X$ , растет от 0 до 1. Нередко значения  $F(\delta^* < X)$  выражают в процентах, а саму функцию записывают в виде  $F(X)$  или  $F(\delta^*)$ .



Разность значений функции распределения при  $X_1$  и  $X_2$  представляет собой вероятность  $P$  (называемую также повторяемостью) того, что водность облака заключена между  $X_1$  и  $X_2$ :

$$P(X_1 \leq \delta^* < X_2) = F(\delta^* < X_2) - F(\delta^* < X_1).$$

Если эта разность отнесена к единичному интервалу водности, то мы приходим к понятию плотности распределения

$$f = \frac{F(\delta^* < X_2) - F(\delta^* < X_1)}{X_2 - X_1}$$

или после перехода к пределу (когда  $X_1 \rightarrow X_2$ )

$$f(X) = \frac{dF(X)}{dX}; \quad dF(X) = f(X) dX.$$

Отметим, что функция распределения  $F$  и вероятность  $P$  — величины безразмерные, а плотность распределения  $f$  — величина, имеющая размерность обратной  $X$  (в данном случае — обратную водности, а в общем случае — обратную той метеовеличине, распределение которой описывают функции  $F$  и  $f$ ).

Зная функцию распределения, получаем возможность не только представить многочисленную информацию в наиболее компактном (или, как еще говорят, упакованном) виде, но и с большей достоверностью оценить вероятность очень малых и очень больших значений метеовеличины (поскольку они наблюдаются в природе очень редко, то по данным ограниченных по объему измерений вероятность их определяется, как правило, с большой погрешностью).

Анализ данных наблюдений показал, что распределение ряда метеовеличин (температура, влажность, скорость ветра и др.) подчиняется нормальному (гауссову) закону, функция и плотность распределения которого имеют вид:

$$F(X) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^X \exp\left[-\frac{(X-\bar{X})^2}{2\sigma^2}\right] dX, \quad (5.2.1)$$

$$f(X) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(X-\bar{X})^2}{2\sigma^2}\right], \quad (5.2.2)$$

где  $\bar{X}$  — среднее арифметическое значение,  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение величины  $X$ . Если ввести новую переменную  $Y = (X - \bar{X})/\sigma$ , то формулы (5.2.1) и (5.2.2) примут вид:

$$F(Y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^Y \exp\left(-\frac{Y^2}{2}\right) dY. \quad (5.2.3)$$

$$f(Y) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{Y^2}{2}\right). \quad (5.2.4)$$

Составлены подробные таблицы этих функций, с помощью которых при известных  $\bar{X}$  и  $\sigma$  легко определяется распределение метеовеличины  $X$ .

Однако распределение некоторых метеовеличин и характеристик не подчиняется нормальному закону; к таким величинам относятся водность облаков, размеры капель, высота границ и толщина облаков, напряженность электрического поля и др. Анализ данных наблюдений показал, что распределение этих величин подчиняется логарифмически нормальному закону (впервые использованному А. Н. Колмогоровым для описания распределения размеров частиц ценных металлов, образовавшихся в процессе многократного дробления).

Функция и плотность распределения в случае логарифмически нормального закона имеют вид формул (5.2.3) и (5.2.4), если в них под  $Y$  понимать выражение:

$$Y = \frac{\ln \delta^* - \ln \delta_0^*}{\sigma_{\ln \delta^*}}, \quad (5.2.5)$$

где  $\ln \delta_0^*$  — среднее (арифметическое) значение логарифма водности ( $\delta_0^* = (\delta_1^* \cdot \delta_2^* \dots \delta_n^*)^{1/n}$  — среднее геометрическое значение водности), или так называемое медианное значение: при  $\delta_0^*$  функция  $F(\delta_0^*) = 1/2$ ;  $\sigma_{\ln \delta^*}^2$  — дисперсия логарифма водности.

Нетрудно доказать, что параметры  $\delta_0^*$  и  $\sigma_{\ln \delta^*}$  логнормального закона связаны со средним (арифметическим) значением  $(\bar{\delta}^*)$  и дисперсией  $\sigma_{\delta^*}^2$  водности облака соотношениями:

$$\delta_0^* = \frac{\bar{\delta}^*}{(1 + \sigma_{\delta^*}^2 / \bar{\delta}^{*2})^{1/2}}; \quad \sigma_{\ln \delta^*}^2 = \ln \left( 1 + \sigma_{\delta^*}^2 / \bar{\delta}^{*2} \right). \quad (5.2.6)$$

В результате расчета получены параметры  $\delta_0^*$  и  $\sigma_{\ln \delta^*}$  для всего массива данных за весь период наблюдений водности облаков над территорией СССР:

$T$ °С . . . . .	-25...-20	-20...-15	-15...-10	-10...-5
$\delta_0^*$ г/м <sup>3</sup> . . . . .	0,08	0,10	0,11	0,13
$\sigma_{\ln \delta^*}$ . . . . .	0,42	0,54	0,75	0,76
$T$ °С . . . . .	-5...0	0...5	5...10	10...15
$\delta_0^*$ г/м . . . . .	0,16	0,20	0,22	0,19
$\sigma_{\ln \delta^*}$ . . . . .	0,77	0,71	0,72	0,76

Эти параметры определены также для всех сезонов года и различных форм облаков. Имея параметры  $\delta_0^*$  и  $\sigma_{\ln \delta^*}$ , можно рассчитать распределение водности облаков, определить по формуле

2.3) вероятность того, что водность облака не превосходит заданного значения  $\delta^*$  (с которым входим в соотношение (5.2.5), считывая переменную  $Y$ ), а по формуле (5.2.4) — вероятность  $f$  попадания водности в единичный интервал ее вблизи того же значения  $\delta^*$ .

**5.3. Количество облаков.** *Количество облаков* — доля обозреваемой площади, занятой облаками. Наиболее часто оно оценивается баллах: 10 баллов — вся площадь покрыта облаками, 5 баллов — половина ее занята облаками, 0 баллов — ясно. Иногда количество облаков измеряется в долях единицы или в процентах.

При заданном состоянии неба оценка количества облаков зависит от положения обозреваемой наблюдателем площади небосвода. Если эта площадь находится в зените, то определенная по ней доля облаков носит название *абсолютного количества облаков* ( $n'$ ). К этой величине близко количество облаков, наблюдаемое со спутника (в силу большой удаленности его от облаков).

Обозревая небосвод с земной поверхности или с какого-либо уровня в тропосфере, наблюдатель имеет возможность определить так называемое *относительное количество облаков* ( $n''$ ), зависящее от разности высот между наблюдателем и облаками, толщины последних и направления визирования. Совершенно очевидно, что всегда  $n'' > n'$ . Исследованиями эстонских ученых установлено, что связь между  $n'$  и  $n''$  удовлетворительно описывается функцией

$$n'' = n' + 0,5(1 - n')$$

здесь  $n$  — в долях единицы).

Визуальная оценка количества облаков наблюдателем на метеостанциях ближе к  $n'$  (хотя и не совпадает точно с ним), поскольку при наблюдении исключается облачность, расположенная вблизи горизонта (при зенитных углах больше  $75^\circ$ ).

Каково же количество облаков? Как они распределены по высотам (ярусам)? В каком соотношении находятся облака различных ярусов и форм?

Наблюдения за облаками с земной поверхности не дают ответа на эти и другие вопросы, представляющие познавательный и практический интерес. Более полные сведения о количестве облаков можно получить при самолетном зондировании атмосферы.

Материалы 4400 зондирований атмосферы в восьми пунктах Советского Союза с разным климатическим режимом были использованы для расчета повторяемости различных сочетаний облачных форм отдельно для теплого (апрель—октябрь) и холодного (ноябрь—март) периодов года.

Согласно этим данным, повторяемость какой-либо одной формы облаков или ясного неба достаточно мала: летом С<sub>1</sub> наблюдаются в единичестве только в 3% случаев, Ас — в 3%, Аs — в 2%, Cu — в 5%, Сu — в 6%, Sc — в 10%, Ns — в 2%, ясное небо — в 3% случаев. В целом в 34% случаев летом и в 46% случаев

зимой бывает ясно или наблюдается какая-либо одна форма облаков. В остальных 66 % случаев летом и 54 % случаев зимой небо занято одновременно несколькими формами облаков, повторяемость отдельных сочетаний которых также примерно одинакова и, как правило, мала. Наибольшую повторяемость имеет сочетание облаков верхнего яруса (Сi) с облаками других семейств: в 44 % случаев летом и в 34 % зимой. Облаками среднего яруса (Ас и Аs) в сочетании с облаками нижнего яруса и конвективными облаками (Сu и Сb) небо покрыто в 20 % случаев летом и в 19 % зимой. Наконец, на сочетание Сb—Сu с облаками нижнего яруса приходится 2 % случаев летом и 1 % зимой. Если в основу сочетания положить облака нижнего яруса, то окажется, что эти облака в сочетании с какими-либо другими наблюдаются в 35 % случаев летом и в 48 % зимой.

В холодный период года резко уменьшается повторяемость конвективных облаков и сочетаний их с другими облаками, а вероятность облаков нижнего яруса и ясного неба возрастает. В случае однослойной облачности зимой, как и летом, наиболее часто встречаются слоисто-кучевые облака (в 16 % случаев зимой и в 10 % летом).

Повторяемость количества облаков тесно связана с их формой: в случае Ns, St и отчасти Sc наиболее часто наблюдается сплошная облачность. Поскольку эти формы зимой преобладают, то на долю сплошной облачности в этот период года приходится 74 %, на долю облачности 7—9 баллов — 12 %, 4—6 баллов — 4 %, 1—3 балла — 4 % и ясно — 6 %. Летом существенно уменьшается (до 52 %) доля сплошной облачности, возрастает доля облачности 7—9 баллов (до 32 %) и 4—6 баллов (до 8 %).

**5.4. Изменчивость высоты облаков во времени и пространстве.** Уже первые специальные измерения высоты облаков, осуществленные в 1950—1952 гг., показали, что нижняя граница облаков испытывает значительные колебания во времени и пространстве. Колебания эти носят неупорядоченный характер, свидетельствующий о том, что в облаках наблюдаются турбулентные пульсации водности и других величин. Позднее наличие пульсаций водности облаков было подтверждено и непосредственными измерениями. В 1963 и 1964 гг. было проведено измерение высоты облаков через различные интервалы времени на 23 станциях, расположенных в различных районах СССР.

Результаты статистического анализа этих многочисленных наблюдений приведены в табл. 17.29. Согласно этим данным, с ростом интервала времени между наблюдениями увеличивается разность высот облаков: примерно в 97 % случаев  $|\Delta z_{\kappa}|$  не превышает 40, 60, 80, 100 и 150 м при  $\Delta t$ , равном соответственно 1, 5, 15, 30 и 60 мин (в таблице эти интегральные повторяемости отделены жирной линией). Однако при каждом  $\Delta t$  могут наблюдаться разности  $|\Delta z_{\kappa}|$ , достигающие в отдельных случаях 200—300 м и более.

Таблица 17.29. Повторяемость (%) абсолютных величин  $|\Delta z_k|$  разности высот облаков через различные интервалы времени

$\Delta t$ мин	$ \Delta z_k $ м								N	Способ измерений	
	$\leq 20$	21—40	41—60	61—80	81—100	101—150	151—200	201—300			$> 300$
1	89,8	7,4	1,8	0,5	0,3	0,2	0,0			7 547	1
5	83,5	10,1	3,3	1,0	0,6	0,6	0,1	0,1		7 463	1
15	75,1	14,7	5,1	2,0	1,0	1,4	0,4	0,3	0,0	7 253	1
	82,5	11,4	3,6	1,3	0,6	0,5	0,1	0,0	0,0	43 433	2
30	64,1	20,8	7,2	3,0	1,9	1,9	0,6	0,4	0,1	6 936	1
	68,5	16,0	6,9	3,2	1,8	1,8	0,7	0,4	0,7	63 685	2
60	56,7	19,3	9,7	5,0	3,1	3,1	1,3	0,8	1,0	55 090	2

Примечание. В графе «Способ измерения» цифрой 1 отмечены наблюдения с помощью регистратора нижней границы облаков (РНГО А-26), цифрой 2 — с помощью измерителя высоты облаков (ИВО). Первый из этих приборов, обладая большей чувствительностью, дает более низкие значения  $z_k$ , чем второй: в 80 % случаев разность показаний этих приборов меньше нуля. Однако на разности  $\Delta z_k$  это различие показаний двух приборов сильно не сказывается.

Данные табл. 17.29 можно использовать для расчета интегральных функций распределения  $|\Delta z_k|$ . Так, из таблицы следует, что  $|\Delta z_k|$  не превышает 40 м в 97,2, 94,3, 89,8 и 84,9 % случаев при  $\Delta t$ , соответственно равных 1, 5, 15 и 30 мин (при первом способе измерения). Вероятность больших значений  $|\Delta z_k|$  увеличивается с ростом интервала времени между отсчетами, однако в целом эта вероятность мала. Так, значения  $|\Delta z_k|$ , превышающие 100 м, наблюдаются при  $\Delta t = 5$  мин в 0,8 % случаев, при  $\Delta t = 15$  мин — в 2,1 %, при  $\Delta t = 30$  мин — в 3,0 % случаев.

Установлено, что изменчивость высоты облаков зависит от ее среднего значения  $\bar{z}_k$ : с увеличением  $\bar{z}_k$  растет в целом и  $|\Delta z_k|$ . Однако отношение  $|\Delta z_k|/\bar{z}_k$  не остается постоянным. Так, это отношение, превышающее 0,1 при  $\Delta t = 15$  мин, отмечено в 48 % случаев для облаков высотой до 100 м, в 8 % случаев для облаков высотой 100—300 м и в 13 % случаев для облаков 300—400 м. Таким образом, наибольшая относительная изменчивость высоты облаков наблюдается в случае самых низких облаков (высотой до 100 м).

**5.5. Вертикальная и горизонтальная протяженность слоистообразных облаков.** Слоистообразные облака являются преимущественно фронтальными облаками. Различают системы облаков теплого и холодного фронтов, а также фронтов окклюзии (сомкнутых фронтов). Детальное описание форм, видов и разновидностей облаков, которые входят во фронтальные системы, содержится в книгах по синоптической метеорологии. Не останавливаясь на этом

описании, приведем некоторые сведения о толщине и горизонтальных размерах облачных систем различных фронтов.

Как из табл. 17.30, так и из многочисленных данных о высоте нижней и верхней границ фронтальных облаков на различном удалении от линии фронта следует, что количественные характеристики фронтальных облачных систем чрезвычайно разнообразны. Это подтверждают и вертикальные разрезы облачности, построенные по данным самолетного зондирования.

**Таблица 17.30. Повторяемость (%) толщины фронтальных облаков над Европейской частью СССР в среднем для всей системы**

Фронт	Полугодие	Толщина, км							N
		<1	1-3	3-5	5-7	7-9	9-11	11-13	
Теплый	Холодное	16,8	31,1	19,8	16,4	11,4	4,2	0,3	1775
	Теплое	11,1	25,3	21,7	17,9	16,5	6,9	0,6	1364
Холодный	Холодное	23,2	33,4	17,8	13,4	8,4	3,8	—	564
	Теплое	12,3	33,0	22,4	10,3	13,7	7,8	0,5	550
Окклюзии	Холодное	18,0	40,8	33,8	7,7	7,4	2,1	0,2	662
	Теплое	15,7	36,7	33,0	10,5	10,8	3,1	0,2	479

Характерной особенностью фронтальных облачных систем является их расслоенность, т. е. наличие безоблачных прослоек в общем массиве облачности. Однослойная облачность на теплых и холодных фронтах наблюдается соответственно в 42 и 53 % случаев, двухслойная — в 37 и 32 %, трехслойная — в 15 и 12 %, четырехслойная — в 5 и 3 %.

Данные о горизонтальных размерах облачных полей, приведенные в табл. 17.31, показывают, что примерно в 50 % случаев площадь облачных полей заключена в интервале 0,5—3 млн. км<sup>2</sup> в холодное полугодие и 0,5—2 млн. км<sup>2</sup> в теплое.

**Таблица 17.31. Число облачных полей различной площади над северным полушарием**

Месяц	Площадь, млн. км <sup>2</sup>									
	<0,25	0,25-0,5	0,5-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	>7
Март	—	67	114	165	96	72	59	30	19	59
Июнь	41	157	267	199	94	43	13	9	7	5
Сентябрь	12	109	238	205	121	68	45	32	17	32
Октябрь	5	52	149	167	105	67	37	27	22	114

Представление о среднем распределении водности в облачной системе теплового фронта дает рис. 17.24, построенный по данным многочисленных полетов в облаках. Даже по средним данным поле

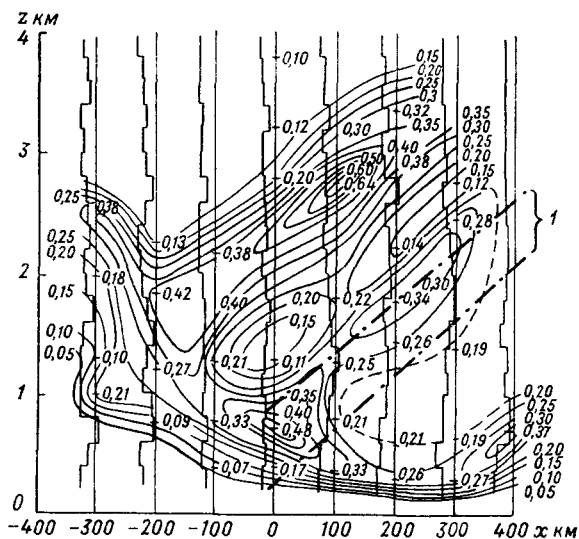


Рис. 17.24. Среднее распределение водности ( $\text{г/м}^3$ ) в облачной системе теплового фронта (1).

$x$  — горизонтальное расстояние по перпендикуляру к фронту.

водности облаков теплового фронта достаточно неоднородно: наблюдаются большие изменения водности как по горизонтали, так и по вертикали.

## 6 Основные результаты исследования облачных систем с помощью спутников

Метеорологические спутники Земли открыли уникальную возможность регулярного наблюдения за облачностью и другими атмосферными явлениями на огромных территориях. Особенно важно то, что спутники позволяют проводить наблюдения в тех районах, где наземные наблюдения отсутствуют или очень редка сеть станций. Еще и сейчас примерно  $\frac{4}{5}$  поверхности нашей планеты слабо освещены наземными наблюдениями (океаны, пустыни и горные массивы, полярные и малообжитые районы). К тому же наземные наблюдения не лишены некоторых недостатков. Они носят прерывистый (дискретный) характер как во времени, так и в пространстве. Расстояние между станциями, как правило, превышает 100—150 км, вследствие чего большие участки территории остаются не освещенными наблюдениями. Так, наземными наблю-