

Здесь, как и выше,

$$z_a = \frac{\Delta_0 T}{\gamma_a - \gamma}, \quad b = \frac{R_0}{a}.$$

Согласно формуле (1.7.30), уровень  $z_w$  увеличивается с ростом начального перегрева  $\Delta_0 T$ , увеличением  $\gamma$  и с возрастанием начального размера термика  $R_0$ . Эти выводы согласуются с данными наблюдений.

Если формулы (1.7.27) и (1.7.28) записать для нескольких слоев, в каждом из которых  $\gamma = \text{const}$ , то с помощью их можно описать развитие конвекции для достаточно общего распределения температуры с высотой (в частности, при наличии приземной или приподнятой инверсии).

В заключение отметим, что в случае подъема влажного ненасыщенного воздуха во всех приведенных выше формулах кинетические температуры следует заменить виртуальными.

## 2 Волновые движения атмосферы. Волнистообразные облака

В атмосфере наблюдаются волновые движения самой различной амплитуды и длины волны. Под влиянием таких движений при определенных условиях могут формироваться волнистообразные облака, которые имеют вид распространенного по горизонтали (на десятки и сотни километров) слоя, состоящего из валов, гряд, плит и др. Эти облака имеют сравнительно небольшую вертикальную протяженность — в несколько десятков и сотен метров, в отдельных случаях до 2—3 км и более (табл. 17.10 и 17.11).

Таблица 17.10. Средние значения высоты (м) нижней границы (числитель) и толщины (знаменатель) слоисто-кучевых облаков

Пункт	Весна	Лето	Осень	Зима	Год
о. Диксон	0,66/—	0,60/—	0,73/—	0,78/—	0,66/—
Минск	1,01/0,52	1,03/0,51	0,98/0,41	0,86/0,31	0,96/0,41
Ашхабад	1,07/0,57	2,10/0,80	1,10/0,50	1,10/0,50	1,51/0,59
Ташкент	1,43/0,60	2,00/0,40	1,50/0,60	1,10/0,60	1,51/0,55
Алма-Ата	1,27/0,47	2,20/0,90	1,20/0,50	1,10/0,60	1,44/0,62

Наблюдаемые в атмосфере волнистообразные облака образуются в основном под влиянием тех волновых движений, которые возникают в слоях с инверсионной или сильно устойчивой стратификацией (в так называемых задерживающих слоях) и при обтекании воздушным потоком гор и возвышенностей (волны препятствий). В гребне волны воздух совершает восходящее движение

Таблица 17.11. Повторяемость (%) толщины облаков (преимущественно слоистых и слоисто-кучевых) в антициклонах

Полугодие	Толщина, км										Число случаев
	<0,5	0,5-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-8	8-10	10-12	
Теплое	35,6	19,5	19,6	11,6	4,0	3,0	2,6	2,0	1,4	0,5	430
Холодное	51,8	20,2	13,0	7,0	4,7	1,9	0,8	0,6	—	—	486

и охлаждается, приближаясь к состоянию насыщения; здесь и может образоваться облачность.

Остановимся кратко на характеристике волн, которые возникают на поверхностях, разделяющих воздушные потоки с различной плотностью (температурой) и скоростью движения. В том простейшем случае, когда рассматривается плоское движение двух бесконечно протяженных (по вертикали) несжимаемых воздушных потоков с горизонтальной скоростью  $u_1$  и  $u_2$ , не меняющейся с высотой, но различной в обоих потоках, скорость распространения волн  $c$  рассчитывается по формуле Гельмгольца:

$$c = \frac{T_2 u_1 + T_1 u_2}{T_1 + T_2} \pm \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \frac{T_2 - T_1}{T_1 + T_2} - T_1 T_2 \left( \frac{u_2 - u_1}{T_1 + T_2} \right)^2}. \quad (2.1)$$

Здесь  $\lambda$  — длина волны,  $T_2$  и  $T_1$  — температуры воздуха вблизи поверхности раздела соответственно верхнего (более теплого) и нижнего потоков,  $g$  — ускорение свободного падения.

Согласно теории, устойчивость волны зависит от знака подкоренного выражения в формуле (2.1). Приравнивая его нулю, найдем выражение для предельного значения  $\lambda = \lambda^*$ :

$$\lambda^* = \frac{2\pi}{g} T_1 T_2 \frac{(u_2 - u_1)^2}{T_2^2 - T_1^2}. \quad (2.2)$$

Все волны, для которых  $\lambda > \lambda^*$ , устойчивы (амплитуда не изменяется во времени), а более короткие волны ( $\lambda < \lambda^*$ ) неустойчивы (амплитуда увеличивается со временем). Предельные значения  $\lambda^*$  приведены в табл. 17.12 (в ней  $\Delta u = u_2 - u_1$ ,  $\Delta T = T_2 - T_1$ ).

Согласно табл. 17.12, предельная длина волны изменяется от сотен метров до 5—8 км. В таких же пределах заключены и наблюдаемые в атмосфере расстояния между соседними валами облаков. Так, В. А. Зайцев и А. А. Ледохович по колебаниям температуры нашли, что вблизи верхней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков Арктики среднее расстояние между точками с максимальными температурами составляет 1060 м в верхней части облака (ниже верхней границы на 50—100 м)

Таблица 17.12. Значения  $\lambda^*$  (м) при  $T_1 = 273$  К

$\Delta T$ К	$\Delta u$ м/с				
	4	8	12	16	20
4	320	1408	3668	5616	8789
8	177	709	1595	2829	4426
12	119	475	1073	1901	2974
16	90	359	808	1431	2244
20	73	289	652	1156	1809

и 760 м в слое 0—50 м над верхней границей облака или тумана (соответствующие средние амплитуды колебаний температуры равны 0,57 и 1,15 °С, максимальные амплитуды 1,63 и 4,54 °С).

Данные табл. 17.12 можно толковать также следующим образом. Волна с длиной  $\lambda$ , равной указанному в таблице значению (например, значению 1595 м, соответствующему  $\Delta T = 8$  К и  $\Delta u = 12$  м/с), будет оставаться устойчивой до тех пор, пока разность скоростей ветра в воздушных потоках не превзойдет (при  $\Delta T = 8$  К) 12 м/с, и наоборот, волна с  $\lambda = 1595$  м потеряет устойчивость, если при  $\Delta T = 8$  К  $\Delta u > 12$  м/с. При постоянной разности  $\Delta u = 12$  м/с волна длиной 1595 м будет устойчивой лишь в случае таких поверхностей раздела, на которых скачок температуры превышает 8 К. Из структуры подкоренного выражения в формуле (2.1) следует, что увеличение разности температур способствует росту устойчивости, а увеличение  $\Delta u$  — росту неустойчивости волн.

Волны, длина которых равна приведенным в табл. 17.12, распространяются, как следует из формулы (2.1), со скоростью

$$c^* = \frac{T_2 u_1 + T_1 u_2}{T_1 + T_2} \approx \frac{u_1 + u_2}{2}. \quad (2.3)$$

Если длина волны  $\lambda < \lambda^*$ , то  $c$  может быть как больше, так и меньше  $c^*$ .

При обтекании гор и возвышенностей возникает, как следует из теории, развитой Н. Е. Кочиным, А. А. Дородницыным и др., сложная система волн (рис. 17.6), в которой чередуются слои с восходящими и нисходящими вертикальными движениями. Длина и амплитуда волн зависят от целого ряда факторов: скорости набегающего потока, вертикального градиента температуры, ширины горы и др. Возмущающее влияние гор распространяется до большой высоты (на всю тропосферу, а возможно, и стратосферу).

Известную роль в формировании облаков упорядоченного строения играет также *ячейковая циркуляция*.

Наблюдения за облачностью со спутников показали, что в атмосфере часто образуются облачные системы, горизонтальные размеры которых изменяются от нескольких до десятков километров. Такие системы принято называть *мезомасштабными*. Облачные элементы, из которых состоит система, наиболее часто имеют форму не вполне правильных ячеек — шестиугольников; наблюдаются также гряды облачности и некоторые переходные формы от первых ко вторым. Анализ опытных данных позволил установить, что мезомасштабные облачные системы образуются под влиянием конвективных движений, развивающихся в слоях с неустойчивой стратификацией или над неоднородной подстилающей по-

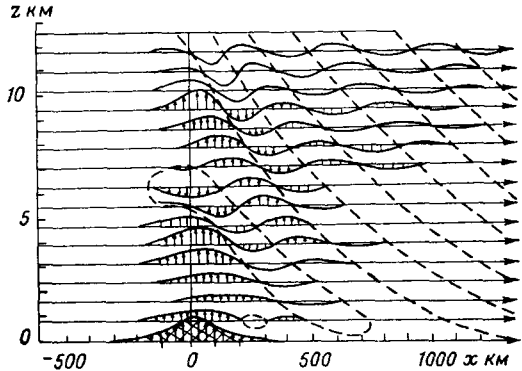


Рис. 17.6. Вертикальные проекции линий тока при обтекании горного хребта.

верхностью. При сильно развитой конвекции облачные системы состоят из кучево-дождевых облаков, формирующих отдельные массивы, крупные гряды или спирали.

**Ячейки.** Первые исследования по выявлению условий, при которых возникают конвективные движения (циркуляция) в форме ячеек, были выполнены Бенаром (1900 г.) и Рэлеем (1916 г.). Бенар изучал это явление в лабораторных условиях экспериментально, Рэлей — теоретически. Линейная теория конвекции, развитая Рэлеем, позволила сформулировать два основных вывода.

1. Режим движения зависит от безразмерного числа, названного позднее числом Рэля:

$$Ra = \frac{\bar{g}}{\bar{T}} \frac{\gamma - \gamma_a}{\nu k} h^3.$$

Здесь  $h$  — толщина конвективного слоя;  $\gamma$  — вертикальный градиент температуры;  $\gamma_a$  — сухоадиабатический градиент, заменяемый внутри облака на влажноадиабатический  $\gamma'_a$ ;  $\nu$  и  $k$  — коэффициенты молекулярной вязкости и температуропроводности;  $\bar{T}$  — средняя температура слоя;  $g$  — ускорение свободного падения.

2. При числах Рэля больше некоторого критического значения  $Ra_{кр}$  в слое жидкости или газа возникают периодические (волно-

вые) движения типа ячеек, амплитуда которых со временем растет. При  $Ra < Ra_{кр}$  амплитуда волновых движений не изменяется со временем.

Теория, в основе которой лежат линеаризованные уравнения движения, не могла ответить на вопрос, почему при  $Ra > Ra_{кр}$  наблюдаются периодические движения, амплитуда которых не увеличивается со временем, и когда последние перестают быть устойчивыми. Ответ на этот вопрос удалось получить лишь в рамках нелинейной теории. Было показано, что под влиянием нелинейных эффектов  $Ra_{кр}$  возрастает до  $10^5 - 5 \cdot 10^5$ . С другой стороны, при оценке  $Ra$  в условиях атмосферы  $\nu$  и  $k$  следует заменить на турбулентные коэффициенты, имеющие порядок  $10 - 10^2$  м<sup>2</sup>/с. Поскольку множитель  $\gamma - \gamma'_a$  имеет порядок  $10^{-4} - 10^{-3}$  °С/м, то для  $Ra$  получаем значения  $10^4 - 10^6$  при  $h = 1 \div 3$  км.

Таким образом, при толщине конвективного слоя 1—3 км в атмосфере вполне могут существовать устойчивые (поскольку  $Ra \leq Ra_{кр}$ ) периодические движения типа конвективных ячеек.

Анализ решения и опытные данные показали, что конвективные ячейки бывают двух видов — *открытые* и *закрытые*. В открытой ячейке восходящее движение и облачность располагаются на периферии, в центральной части воздух опускается и облачность отсутствует, в закрытой — наоборот.

Над неустойчивым конвективным слоем (где  $\gamma > \gamma'_a$ ) располагается задерживающий слой ( $\gamma < 0$ ).

Согласно опытным данным, проанализированным Н. Ф. Вельтищевым, средняя толщина конвективного слоя, начинавшегося от подстилающей поверхности, составила в случае открытых ячеек 1,74 км, закрытых — 1,53 км (при средних квадратических отклонениях соответственно 0,62 и 0,44 км, число случаев 98 и 37). Среднее значение  $\gamma$  в конвективном слое равнялось 0,82 °С/100 м в открытых и 0,81 °С/100 м в закрытых ячейках (при  $\sigma_r$ , равном 0,15 и 0,12 °С/100 м). Толщина задерживающего слоя составляла

0,62 км в открытых и закрытых ячейках, однако  $\bar{\gamma}$  в этих слоях было различным: соответственно —0,16 и —0,86 °С/100 м.

Горизонтальный диаметр  $D$  открытых ячеек заключен (по данным 635 случаев) между 11 и 100 км при максимуме повторяемости (47 %) в интервале 31—40 км. Диаметр закрытых ячеек изменялся (по данным 386 случаев) от 11 до 80 км с максимумом повторяемости (47 %) в том же интервале 31—40 км.

Отношение  $h/D$ , по опытным данным, заключено между  $1/30$  и  $1/7$  при среднем значении  $1/16$ . По теории Рэлея это отношение равно примерно  $1/3$ . Высказано предположение, что столь большое различие между опытным и теоретическим значениями  $h/D$  объясняется различием коэффициентов турбулентной вязкости в горизонтальном ( $\nu_{гор}$ ) и вертикальном ( $\nu_{верт}$ ) направлениях.

Объяснить образование открытых и закрытых ячеек удалось

на основе предположения о различной кривизне вертикального профиля температуры.

Открытые ячейки возникают в таких слоях, где вертикальный градиент температуры убывает с высотой, т. е.  $\partial\gamma/\partial z < 0$ , а закрытые — в слоях с  $\partial\gamma/\partial z > 0$ . Так, по опытным данным, среднее значение  $\partial\gamma/\partial z$  равнялось  $-2,2 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}^2$  в случае открытых и  $0,2 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}^2$  в случае закрытых ячеек. Этот вывод подтверждают наблюдения за географическим распределением облачных ячеек. Открытые ячейки образуются чаще всего над теплыми океаническими течениями в холодное полугодие, когда разность температур вода—воздух ( $\Delta T$ ) положительна и в среднем равна  $3\text{—}4 \text{ } ^\circ\text{C}$  (в этих условиях  $\gamma$  велико вблизи водной поверхности, а с высотой убывает, т. е.  $\partial\gamma/\partial z < 0$ ).

Закрытые ячейки наиболее часто наблюдаются над холодными океаническими течениями, где  $\Delta T < 0$  и в среднем составляет около  $-1 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Это свойство ячеек можно использовать при анализе синоптической обстановки по спутниковым данным: районы, где наблюдаются открытые ячейки, заняты холодными воздушными массами, перемещающимися над более теплой подстилающей поверхностью; там, где ячейки закрытые, располагаются теплые воздушные массы, движущиеся над более холодной поверхностью.

Правильные конвективные ячейки, как следует из теории, образуются при слабом ветре (теоретически при штиле). Наблюдения показывают, что скорость ветра вблизи земной поверхности при образовании ячеек не превышает  $5\text{—}7 \text{ м/с}$ . Отметим также, что, согласно теории и наблюдениям, наиболее благоприятные условия для возникновения устойчивых ячеек создаются в антициклонах, где малó значение так называемого абсолютного вихря.

**Гряды конвективных облаков.** В тех случаях, когда в конвективном слое скорость ветра резко изменяется с высотой (велик вертикальный градиент скорости ветра), отдельные ячейки объединяются в *облачную гряду*. В последней расстояние между облачными элементами вдоль гряды в несколько раз меньше, чем расстояние между соседними облачными грядами. Длина волны (ширина облачной гряды плюс безоблачное пространство) колеблется между  $5$  и  $25 \text{ км}$  над сушей (при среднем значении  $9,1 \text{ км}$ ) и между  $6$  и  $50 \text{ км}$  над океаном (при среднем значении  $15,8 \text{ км}$ ). Толщина конвективного слоя, в верхней части которого образуются облачные гряды, в среднем равна  $2,3 \text{ км}$  и редко превышает  $3,5 \text{ км}$ ; вертикальный градиент температуры в этом слое в среднем равен  $0,89 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  и убывает с высотой ( $\partial\gamma/\partial z = -1,3 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}^2$ ). Над конвективным слоем располагается задерживающий слой (средняя толщина  $0,76 \text{ км}$ ,  $\bar{\gamma} = -0,36 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ).

Образование облачных гряд сопровождается повышенными скоростями ветра вблизи земной поверхности и в нижней тропо-

сфере. Скорость ветра растет с высотой во всем конвективном слое (среднее значение градиента  $du/dz = 2,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ), направление же ветра изменяется мало (в среднем на  $6,9^\circ/\text{км}$ ). Облачные гряды ориентированы по направлению ветра: разность между направлением ветра на уровне облаков и направлением гряды в среднем не превышает  $2^\circ$ .

На более детальном анализе волновых движений атмосферы останавливаться не будем по той причине, что, согласно современным представлениям, основную роль в возникновении волнистообразных облаков играют турбулентный обмен, крупномасштабные вертикальные движения и радиационные эффекты, которые рассматриваются ниже. Только после того, как под влиянием этих факторов воздух приблизился к состоянию насыщения или образовалась облачность, волновые движения могут привести к появлению тех особенностей в структуре облаков (валы, плиты и др.), которые рассмотрены выше.

### 3 Динамика формирования слоистообразных облаков

Рассмотрим теорию образования и эволюции слоистообразных облаков, под которыми имеются в виду как собственно слоистообразные (в основном фронтальные  $Ns—As—Cs$ ), так и плотные волнистообразные ( $Sc—St—Ac$ ) облака. Общее для этих облаков состоит в том, что их горизонтальная протяженность в десятки и сотни раз превышает вертикальную. По этой причине основные факторы формирования слоистообразной облачности и, как следствие, исходные уравнения имеют одинаковый вид для облаков всех форм данной группы. Различия же между многочисленными формами, видами и разновидностями слоистообразных облаков обусловлены вариациями основных физических параметров, от которых зависят условия формирования облачности.

**3.1. Некоторые экспериментальные данные.** Турбулентный обмен и вертикальные токи играют важную роль в формировании и эволюции облачности, в частности ее границ. Практика полетов и оценки числа Ричардсона  $Ri = (g/T)(\gamma_a - \gamma)/\beta^2$  показывают, что в облаках наблюдается повышенный по сравнению с безоблачной атмосферой турбулентный обмен.

На рис. 17.7 приведена зависимость разности  $\gamma_a - \gamma$  от вертикального градиента вектора скорости ветра  $\beta$ . Из этого графика следует, что при одном и том же значении  $\gamma_a - \gamma$  в атмосфере могут наблюдаться самые различные значения  $\beta$ , а вместе с этим и параметра  $Ri$ . Однако если произвести дифференциацию точек в зависимости от физического состояния атмосферы, то окажется, что основная масса точек, лежащих в облаках и под облаками, располагается в правой нижней части графика, которой соответ-