

## 12 Стратификация атмосферы по отношению к влажноадиабатическому и сухоадиабатическому движению частицы

Вопрос о стратификации атмосферы по отношению к сухоадиабатическому процессу рассмотрен в п. 5. Поскольку выше уровня конденсации частица воздуха находится уже в насыщенном состоянии, то на этих уровнях стратификацию атмосферы следует оценивать по отношению к влажноадиабатическому процессу. При этом, как и в случае сухоадиабатического процесса, возможны три различных вида стратификации атмосферы: а)  $\gamma > \gamma'_a$  — влажнонеустойчивая; б)  $\gamma = \gamma'_a$  — влажнобезразличная; в)  $\gamma < \gamma'_a$  — влажноустойчивая.

По отношению к сухоадиабатическому и влажноадиабатическому движению возможны следующие пять видов стратификации атмосферы: а)  $\gamma > \gamma_a > \gamma'_a$  — сухо- и влажнонеустойчивая, или *абсолютно неустойчивая*; б)  $\gamma_a = \gamma > \gamma'_a$  — сухобезразличная и влажнонеустойчивая; в)  $\gamma_a > \gamma > \gamma'_a$  — сухоустойчивая и влажнонеустойчивая, или *условно устойчивая*; г)  $\gamma_a > \gamma = \gamma'_a$  — сухоустойчивая и влажнобезразличная; д)  $\gamma < \gamma'_a < \gamma_a$  — сухо- и влажноустойчивая, или *абсолютно устойчивая стратификация*.

Большой интерес представляет изменение стратификации больших объемов (слоев) воздуха при их подъеме или опускании. Стратификация слоя влажного воздуха, движущегося по вертикали как единое целое, может существенно изменяться в сторону устойчивости или неустойчивости. Движение слоя как целого часто наблюдается в атмосфере (при восходящем движении воздушной массы вдоль фронтальных поверхностей, при переваливании через горные хребты и в других случаях). Изменение стратификации слоя при его подъеме зависит от распределения в нем влажности по вертикали.

Характерные случаи изменения стратификации слоя при вертикальном движении представлены на рис. 4.6 и 4.7. На этих рисунках кривая  $AB$  иллюстрирует распределение температуры внутри слоя до подъема. Вертикальный градиент температуры  $\gamma < \gamma'_a$  (слой абсолютно устойчив). Но в первом случае (рис. 4.6) относительная влажность в нижней части (точка  $A$ ) значительно больше, чем в верхней части слоя (точка  $B$ ). Поэтому частица  $A$ , быстро достигнув уровня конденсации, начнет затем подниматься по влажной адиабате, более медленно охлаждаясь. Частица же  $B$  при подъеме слоя будет длительное время подниматься по сухой адиабате, и когда она достигнет уровня конденсации (точка  $B'$ ), стратификация слоя, характеризуемая кривой  $A'B'$ , окажется влажно-

неустойчивой ( $\gamma > \gamma'_a$ ). Поскольку воздух к этому времени станет насыщенным, слой в целом приобретет неустойчивую стратификацию. Если относительная влажность внутри слоя растет с высотой (рис. 4.7), то при адиабатическом подъеме стратификация его становится более устойчивой.

В первом случае стратификация слоя называется *потенциально неустойчивой*, а во втором — *потенциально устойчивой*. Различать эти два типа устойчивости можно по состоянию частиц воздуха, расположенных на верхней и нижней границах слоя.

При потенциально неустойчивой стратификации слоя влажная адиабата, по которой частица воздуха, расположенная на нижней

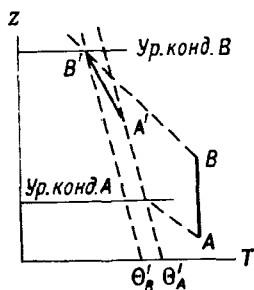


Рис. 4.6. Потенциальная неустойчивость.

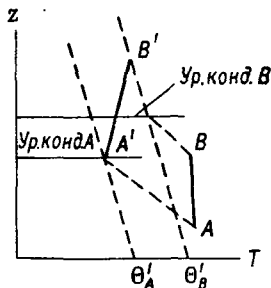


Рис. 4.7. Потенциальная устойчивость.

границе слоя, поднимается выше уровня конденсации, лежит справа от влажной адиабаты, проходящей через уровень конденсации частицы на верхней границе слоя (см. рис. 4.6), т. е.  $\theta'_A > \theta'_B$  ( $\theta'$  — потенциальная температура смоченного термометра).

В случае потенциально устойчивой стратификации имеет место обратное расположение влажных адиабат, проходящих через уровни конденсации (см. рис. 4.7), т. е.  $\theta'_A < \theta'_B$ . Изменение стратификации слоя при подъеме его как целого имеет большое значение для образования облачности и развития конвективных движений внутри облаков.

Согласно уравнению (5.1), ускорение частицы определяется разностью плотностей частицы и окружающего ее воздуха. Однако во всех предыдущих рассуждениях об устойчивости атмосферы не учитывалось влияние влажности на плотности частицы и воздуха. В большинстве случаев с этим влиянием можно действительно не считаться. Однако при достаточно высоких температуре и относительной влажности воздуха этот эффект может оказаться существенным. В таких случаях в согласии с результатами п. 4 главы I во всех соотношениях этой главы нужно заменить кинетическую

температуру  $T$  на виртуальную  $T_v$ . В частности, вместо вертикальных градиентов температуры  $\gamma$  следует пользоваться вертикальными градиентами виртуальной температуры  $\gamma_v$ :

$$\gamma_v = (1 + 0,608s) \gamma - 0,608T \left( \frac{\partial s}{\partial z} \right).$$

Поскольку обычно  $\partial s / \partial z < 0$ , то  $\gamma_v > \gamma$ .

Если учитывается влияние влажности на плотность частицы, то сухоадиабатический градиент  $\gamma_a$  также должен быть заменен на градиент виртуальной температуры частицы:

$$\gamma_{vi} = - \frac{\partial T_{vi}}{\partial z} = (1 + 0,608s_i) \gamma_a - 0,608T_i \frac{\partial s_i}{\partial z}.$$

Критерии устойчивости атмосферы с учетом влияния влажности на плотность принимают вид:  $\gamma_v < \gamma_{vi}$ ,  $\gamma_v = \gamma_{vi}$  и  $\gamma_v > \gamma_{vi}$ .

### 13 Метод слоя

Метод частицы и установленный на его основе критерий устойчивости предполагают, что изолированная частица движется в неподвижной окружающей среде. В действительности же при развитии вертикальных движений отдельных частиц окружающая атмосфера не остается неподвижной. Как правило, перемещение частиц вверх вызывает компенсационное нисходящее движение окружающей среды. Влияние этих движений на условия устойчивости в атмосфере учитывается в *методе слоя*, теоретические основы которого заложены в 1938—1939 гг. Я. Бьеркнесом и С. Петтерсеном. Дальнейшее развитие этот метод получил в работах Н. С. Шишкина.

Выделим в атмосфере некоторый достаточно распространенный по горизонтали и вертикали объем (слой), в пределах которого наблюдается восходящее и нисходящее движение воздуха. Пусть восходящим движением со скоростью  $w'$  ( $w' < 0$ ) охвачен вертикальный столб с поперечным сечением  $S'$ , а нисходящее движение со скоростью  $w''$  ( $w'' < 0$ ) наблюдается в окружающем этот столб кольце, горизонтальное сечение которого  $S''$ . Теория метода слоя строится при следующих основных предположениях: а) все изменения величин внутри выделенного слоя происходят адиабатически; б) адвективные изменения величин отсутствуют; в) масса воздуха выше любого уровня не изменяется. Последнее означает, что потоки массы воздуха через сечения  $S'$  и  $S''$  равны:

$$\rho' S' w' = -\rho'' S'' w''. \quad (13.1)$$

Здесь  $\rho'$  и  $\rho''$  — плотность воздуха в восходящем и нисходящем потоках соответственно. Поскольку  $\rho' \approx \rho''$ , то соотношение (13.1) принимает вид

$$S' w' = -S'' w''. \quad (13.2)$$