Изменение с высотой температуры адиабатически поднимающейся воздушной частицы графически изображается в осях координат температура — высота в виде прямой линии. Она носит название *сухой адиабаты* или *кривой состояния сухой воздушной частицы.*

Наряду с адиабатическими процессами рассматриваются более общие, политропические. *Политропическим процессом* называется такой процесс, при котором приток тепла к воздушной частице прямо пропорционален изменению температуры:

$$dq = c\,dT, \tag{3.9}$$

где c — теплоемкость политропического процесса (величина постоянная). Частными случаями политропического процесса являются адиабатический процесс ($c=0$, $dq=0$), изобарический процесс ($c=c_p$, $dq=c_p dT$), изостерический процесс ($c=c_v$, $dq=c_v dT$), изотермический процесс ($c=\pm\infty$, $dT=0$).

4 Потенциальная температура

Температура, которую примет воздушная частица, если ее опустить или поднять сухоадиабатически с исходного уровня до *уровня, где давление равно* 1000 гПа, *носит название потенциальной температуры.* Обозначим ее через Θ.

Рассмотрим два состояния воздушной частицы: начальное (T_i, p) и конечное (Θ, 1000 гПа). Поскольку процесс адиабатический, то по уравнению (2.3)

$$\frac{T_i}{\Theta} = \left(\frac{p}{1000}\right)^{\frac{\varkappa-1}{\varkappa}} \quad \text{или} \quad \Theta = T_i\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{\varkappa-1}{\varkappa}}. \tag{4.1}$$

Нетрудно получить приближенное выражение для Θ. Поскольку при опускании на каждые 100 м частица нагревается на 1 °С, то при давлении на поверхности земли $p_0=1000$ гПа

$$\Theta = T_i + z/100. \tag{4.2}$$

Если же $p_0 \neq 1000$ гПа, то

$$\Theta = T_i + \frac{z}{100} + \frac{1000 - p_0}{12{,}5}. \tag{4.3}$$

Последнее слагаемое в правой части представляет собой изменение температуры частицы при перемещении ее от поверхности Земли до уровня 1000 гПа. Если, например, $p_0 < 1000$ гПа, то уровень 1000 гПа лежит ниже поверхности Земли на $(1000 - p_0)h$ м (здесь h — барическая ступень). Вблизи уровня моря $h \approx 8$ м/гПа, поэтому при дополнительном опускании от поверхности земли до уровня 1000 гПа частица нагревается на

$$\frac{(1000-p_0)\,8}{100}=\frac{1000-p_0}{12{,}5}.$$

Потенциальная температура обладает очень важным свойством: при сухоадиабатических перемещениях одной и той же воздушной частицы она сохраняет *постоянное значение.* В самом деле, логарифмируя и дифференцируя формулу (4.1), получаем

$$\frac{d\Theta}{\Theta}=\frac{dT_i}{T_i}-\frac{R_c}{c_p}\frac{dp}{p}. \tag{4.4}$$

Согласно уравнению (3.1), правая часть (4.4) при адиабатическом процессе равна нулю. Таким образом, при адиабатическом движении воздушной частицы

$$d\Theta/\Theta=0,\quad d\Theta=0,\quad \Theta=\text{const}. \tag{4.5}$$

Следовательно, если воздушная масса перемещается без теплообмена с окружающей средой (адиабатически), то ее потенциальная температура остается постоянной (в то время как T изменяется). Это свойство сохранения (консервативности) потенциальной температуры используется на практике в качестве характеристики воздушных масс и оценки их вертикальных перемещений. Если же в процессе движения воздушной массы ее потенциальная температура изменилась, то это однозначно говорит о том, что имел место приток или отток тепла. Сравнение уравнений (4.4) и (1.5) показывает, что приток тепла к воздушной частице связан с изменением ее потенциальной температуры уравнением

$$dq=c_pT_i\frac{d\Theta}{\Theta}. \tag{4.6}$$

Потенциальная температура обладает еще одним примечательным свойством. Если воспользоваться основным уравнением статики, то уравнению (4.4) можно придать вид

$$c_pT_i\frac{d\Theta}{\Theta}=c_p\,dT_i+\frac{gT_i}{T_e}\,dz$$

или

$$c_pT_i\frac{d\Theta}{\Theta}=c_p\,dT_i+g\,dz-\frac{g\,(T_e-T_i)}{T_e}\,dz. \tag{4.7}$$

Введем обозначения:

$$c_p\,dT_i=d\text{Э}_i,\quad g\,dz=d\Phi^*,\quad \frac{g\,(T_i-T_e)}{T_e}\,dz=dE_i.$$

Здесь $Э_i = c_p T_i + \text{const}$ — *теплосодержание*, или *энтальпия*; $Ф^* = gz + \text{const}$ — *потенциальная энергия (геопотенциал)*; E_i — так называемая *энергия неустойчивости*, физический смысл которой выясняется в п. 11. С учетом введенных обозначений уравнение (4.7) принимает вид

$$c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} = dЭ_i + dФ^* + dE_i \quad \text{или} \quad c_p T_i \frac{d\Theta}{\Theta} = dП_i, \tag{4.8}$$

где $П_i = Э_i + Ф^* + E_i$ — *полная энергия* частицы единичной массы.

Уравнение (4.8) показывает, что изменение потенциальной температуры однозначно связано с изменением полной энергии воздушной частицы. При адиабатическом перемещении воздушной частицы ее полная энергия не изменяется:

$$Э_i + Ф^* + E_i = \text{const}. \tag{4.9}$$

5 Критерии устойчивости атмосферы на основе метода частицы

Распределение температуры T_e окружающего частицу воздуха в различных слоях атмосферы характеризуется *вертикальным градиентом температуры*

$$\gamma = -\partial T_e / \partial z.$$

Распределение температуры T_e и других метеорологических величин по высоте принято называть *стратификацией атмосферы.*

Выделим в атмосфере на том уровне, вблизи которого анализируется состояние атмосферы, воздушную частицу и переместим ее вверх или вниз от исходного уровня. Очевидно, для того чтобы частица не вносила никаких изменений в тепловое состояние окружающего воздуха, необходимо перемещать ее адиабатически (без притока тепла). Характеристикой изменения температуры частицы T_i служит в этом случае сухоадиабатический градиент $\gamma_а$. Сравним величину γ с $\gamma_а$. Возможны три принципиально различных случая распределения температуры по высоте в атмосфере.

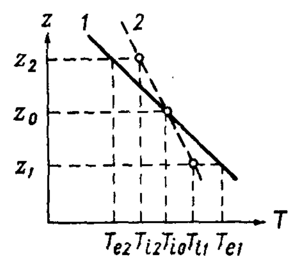

Рис. 4.1. Сухонеустойчивая стратификация ($\gamma > \gamma_а$):

1 — кривая стратификации, 2 — сухая адиабата.

С л у ч а й I. Градиент $\gamma > \gamma_а$, температура в атмосфере падает с высотой быстрее, чем на 1 °С/100 м (рис. 4.1). Температура частицы на исходном уровне z_0, по предположению, равна температуре атмосферы на этом уровне: $T_{e0} = T_{i0}$. Переместим воздушную