

1.5. ASPECTOS PSICROMÉTRICOS

A *psicrometria* tem por objetivo estudar as propriedades termodinâmicas do ar úmido. Tais propriedades governam as trocas de energia entre o ar e a superfície da Terra, seja ela vegetada ou não. Suponha um volume fechado contendo um pouco de água e ar, estando ambos à mesma temperatura. Após algum tempo o ar estará saturado, ou seja, o número de moléculas que saem e que entram no líquido se igualam. Nessas condições, não há evaporação efetiva e o ar se encontra saturado de vapor d'água. Pela *lei de Dalton das pressões parciais*, sabe-se que numa mistura gasosa cada gás exerce uma pressão parcial independente da presença dos demais gases. Isso significa que o vapor d'água contido no recipiente exerce o que se chama de *pressão parcial do vapor*, representado pela letra e . No caso descrito, essa *pressão* é dita *de saturação* (e_s). Aumentando-se a temperatura interna, por injeção de calor, aumenta-se o nível energético das moléculas resultando também em aumento da evaporação. Isso indica que o ar, nessa nova temperatura, não está saturado, pois mais moléculas deixaram o líquido e se incorporaram ao ar. Portanto, aumentando-se a temperatura o ar foi capaz de reter mais vapor d'água. O ar funciona, então, como um reservatório que se expande/contrai com o aumento/decréscimo da temperatura. Como consequência, a cada temperatura o ar apresenta diferente *pressão de saturação*, que pode ser descrita pela integral da equação de *Clausius-Clapeyron* de mudança de fase, isto é,

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{\lambda e_s}{R_v T^2} \quad (1.11)$$

que resultou nas seguintes equações empíricas

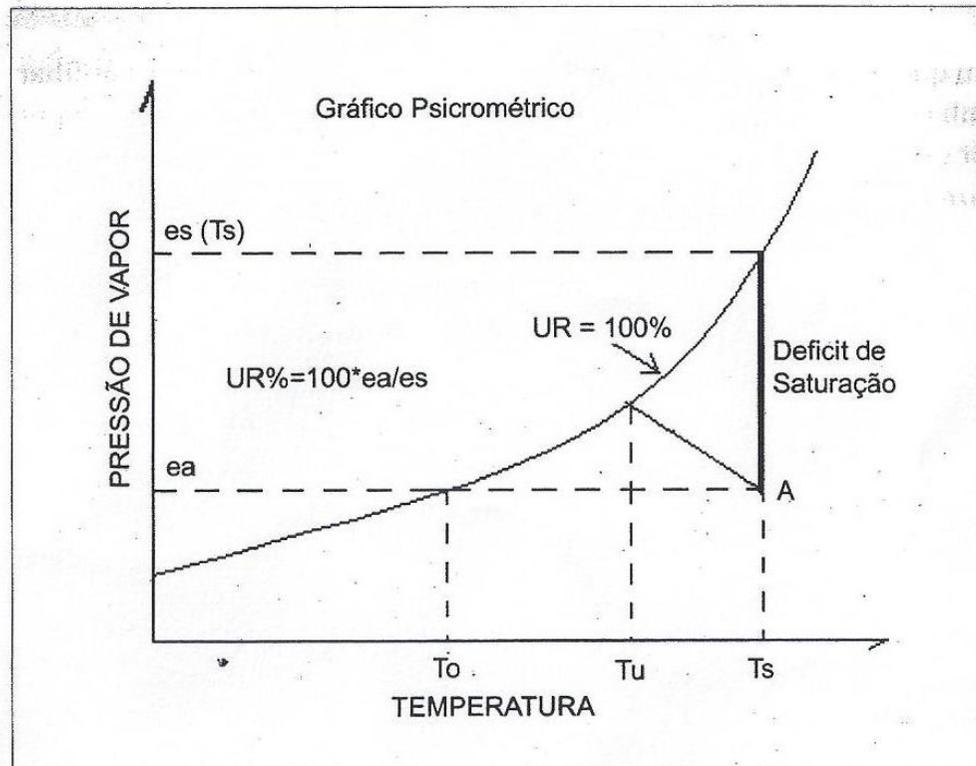
$$\text{(MURRAY, 1967)} \quad e_s = A \exp\left[\frac{17,27t}{237,3+t}\right], \quad (1.12)$$

$$\text{(TETENS)} \quad e_s = A10^{\left[\frac{7,5t}{237,3+t}\right]}, \quad (1.13)$$

em que, $A = 6,10 \text{ mb} = 4,58 \text{ mmHg} = 0,61 \text{ kPa}$, dando e_s , respectivamente, em **mb**, **mmHg** ou **kPa**; e t em $^{\circ}\text{C}$. Nota-se, que a capacidade da

atmosfera em obter umidade aumenta exponencialmente com o aumento na temperatura (Figura 1.1). Na natureza, o ar não se encontra contido num recipiente e um enorme volume de ar envolve uma massa de água, e se satura apenas em algumas situações especiais. Portanto, num dado instante a pressão parcial de vapor (e ou e_a) é menor que a pressão de saturação. Nessas condições, diz-se que existe um *déficit de saturação* que é representado pela diferença ($e_s - e_a$) = Δe . Aumentando-se a temperatura do ar, aumenta-se e_s , resultando em maior Δe . Outra maneira de se verificar o déficit de saturação é pela razão entre a pressão atual e a de saturação, isto é, a *Umidade Relativa* (UR%),

$$UR\% = 100 \frac{e_a}{e_s} \quad (1.14)$$



Três situações podem ocorrer : (1) quando o ar está seco, ou seja, $e_a = 0$ e $UR = 0\%$; (2) quando $e_a = e_s$ e $UR = 100\%$, estando o ar saturado; (3) quando o ar está úmido, isto é, $0 < e_a < e_s$ e $0\% < UR < 100\%$. A primeira situação é típica de regiões polares, onde todo vapor d'água é extraído pela superfície congelada. A segunda, ar saturado, ocorre durante a madrugada e em condições favoráveis ao aparecimento de neblinas. A última situação é aquela que ocorre normalmente na maior parte dos grandes ecossistemas.

A umidade do ar pode também ser expressa pela *concentração de vapor*, ou seja, pela massa de vapor contida num volume unitário da atmosfera. Massa de vapor por unidade de volume representa a *densidade de vapor* (ρ_v , g de H_2O/m^3 de ar), que também é denominada *umidade absoluta*. Pela lei dos gases ideais, tem-se que

$$\rho_v = B \frac{e_a}{T} \quad (1.15)$$

em que, T é a temperatura, em K; $B = 216,6$ quando e_a é dada em milibar (mb ou hPa), ou $B = 288,9$ quando e_a é em mmHg. Se a massa de vapor for expressa por unidade de massa de ar seco, define-se a *razão de mistura* r (g de H_2O/g de ar seco), isto é,

$$r = \frac{0,622e_a}{p}, \quad (1.16)$$

em que, e_a e p são dados na mesma unidade de pressão, sendo p a pressão atmosférica local. No entanto, se a massa de vapor for expressa por unidade de ar úmido, então, define-se a *umidade específica* (q), que é dada pela equação

$$q = \frac{0,622e_a}{p - 0,378e_a} \approx \frac{0,622e_a}{p} = r, \quad (1.17)$$

pois, $e_a \ll p$.

Nota-se, que em todas as expressões anteriores aparecem e_a e e_s . Para a determinação dessas pressões utiliza-se dois termômetros idênti-

cos, sendo um com o bulbo sensor envolvido por uma gaze molhada. Desse modo, obtém-se as temperaturas com o termômetro de bulbo molhado (T_u) e com o termômetro de bulbo seco sem qualquer envoltório (T_s). A esses dois termômetros denomina-se *conjunto psicrométrico*.

No desenvolvimento da teoria relacionando e_a com T_u , é necessário admitir-se um estado de equilíbrio dinâmico, e que todo calor utilizado na evaporação da água do bulbo molhado seja fornecido apenas pelo ar que flui ao seu redor (PENMAN, 1955). Um volume de ar ambiente, com temperatura T_s e umidade q_a , remove igual volume de ar que envolve o bulbo molhado e que está à temperatura T_u e com umidade q_u . A quantidade de calor sensível (Q_s) cedida pelo ar incidente é dada por,

$$Q_s = \frac{\rho c_p (T_s - T_u)}{r_H}, \quad (1.18)$$

em que, $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ é o *calor específico do ar seco à pressão constante*, e r_H é a resistência ao transporte de calor sensível. A quantidade de calor latente (Q_e) ganho pelo ar removido é expresso por

$$Q_e = \frac{\rho L (q_u - q_a)}{r_E}, \quad (1.19)$$

sendo L o calor latente de evaporação à temperatura T_u , e r_E é a resistência ao transporte de calor latente. Em condições de equilíbrio dinâmico, $Q_s = Q_e$, isto é,

$$\frac{\rho c_p (T_s - T_u)}{r_H} = \frac{\rho L (q_u - q_a)}{r_E}, \quad (1.20)$$

$$q_a = q_u - \frac{c_p r_E}{L r_H} (T_s - T_u), \quad (1.21)$$

$$e_a = e_{su} - \frac{c_p P r_E}{0,622 L r_H} (T_s - T_u), \quad (1.22)$$

em que, e_{su} é a pressão de saturação à temperatura T_u . Como L é uma função fraca da temperatura, faz-se $A = c_p / 0,622 L$ e denomina-se de

coeficiente psicrométrico γ ao produto A.P. Alguns autores preferem a denominação de *constante psicrométrica*. Nessa definição admite-se que $r_H = r_H$. Quando o ar está parado, a *depressão psicrométrica* ($T_s - T_u$) é mínima; mas, à medida que aumenta a movimentação do ar, ($T_s - T_u$) aumenta, atingindo valor constante quando a velocidade do ar atinge cerca de 2 m s^{-1} . Por isso, na prática utiliza-se $A = 6,7 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros com ventilação forçada, e $A = 8,0 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ para psicrômetros em abrigos meteorológicos, isto é, com ventilação natural. Tanto P como e são expressos na mesma unidade de pressão. Com T_u e T_s pode-se calcular todas relações no *gráfico psicrométrico*, que é construído com as equações apresentadas anteriormente.

Outra maneira de se medir tais pressões de vapor é com um instrumento denominado termohigrógrafo, que mede direta e simultaneamente a umidade relativa e a temperatura do ar. Com essas medidas, determina-se e_a e e_s , ou seja,

$$e_a = \frac{e_s \cdot UR\%}{100}, \quad (1.23)$$

em que, e_s é calculada em função da temperatura pela equação (1.12 ou 1.13).

Temperatura do Ponto de Orvalho (T_o) é aquela em que e_a se torna saturante pela redução da temperatura, sem adição ou remoção de vapor da massa de ar, sendo calculada com manipulação da equação (1.13)

$$T_o = \frac{237,3 \text{Log}(e_a / A)}{7,5 - \text{Log}(e_a / A)}, \quad (1.24)$$

em que, e_a e A (constante da equação de e_s) são dadas na mesma unidade, e T_o em $^\circ\text{C}$.

1.6. PODER EVAPORANTE DO AR

A atmosfera está em contínuo movimento, misturando e renovando o ar que envolve uma superfície seja esta coberta de água ou vegetação.