

# Visualização Dinâmica de Nuvens através de Diagramas Termodinâmicos

Rui P. Duarte      José F. Morgado  
Escola Superior de Tecnologia e Gestão de Viseu, IPV  
Viseu  
{pduarte, fmorgado}@estv.ipv.pt

Abel J. P. Gomes  
Instituto de Telecomunicações, UBI  
Covilhã  
agomes@di.ubi.pt

---

## Resumo

A simulação e renderização de fenómenos naturais tem sido um dos grandes desafios em computação gráfica devido às suas aplicações em filmes de animação, ambientes virtuais e jogos. Este problema advém do facto de a formação, movimento e extinção de nuvens serem, naturalmente, processos amorfos e dinâmicos. Este artigo propõe-se a resolver este problema através de diagramas termodinâmicos SkewT/LogP. Estes diagramas constituem uma técnica 2D para simular nuvens em 3D a partir de dados atmosféricos disponibilizados por agências meteorológicas. Para atingir taxas de tempo real, o nosso sistema baseia-se na física, mas evita resolver equações diferenciais para representar, controlar, simular e renderizar o processo termodinâmico da ascensão de nuvens na atmosfera.

## Palavras-Chave

Simulação de Nuvens, Métodos Procedimentais, Diagramas SkewT/LogP, Vento, Dados Atmosféricos

---

## 1. INTRODUÇÃO

A simulação realística de nuvens em ambientes sintéticos é, há muito, um tópico de investigação em computação gráfica. Contudo, a simulação de nuvens em computador é uma tarefa complexa, uma vez que estas possuem formas dinâmicas que variam ao longo do tempo.

No nosso trabalho implementámos uma ferramenta 2D dinâmica baseada em diagramas SkewT/LogP para representar, controlar e simular o processo termodinâmico das nuvens na atmosfera, usando dados obtidos através de agências meteorológicas existentes em várias partes do mundo. Este simulador 2D é usado para ‘alimentar’ o nosso ambiente 3D onde as nuvens se desenvolvem por influência de forças verticais de fluatibilidade, bem como forças horizontais devidas ao vento.

Desta forma, as principais contribuições do nosso trabalho são as seguintes:

- *Diagramas SkewT/LogP*. Tanto quanto sabemos, este é o primeiro simulador de nuvens que usa diagramas SkewT/LogP em computação gráfica. Em vez de usar taxas de decréscimo fixas para a temperatura ambiente ([Neyret 97] e [Grudzinski 07]), usamos dados obtidos de previsões atmosféricas, nomeadamente <http://weather.uwyo.edu>, <http://www.twisterdata.com>, e <http://www.woweather.com>. Estes dados incluem perfis de temperatura que permitem determinar automaticamente a base da nuvem e o seu topo através de sim-

ples intersecções geométricas realizadas no diagrama SkewT/LogP. Esta abordagem permite resolver um problema comum em métodos procedurais que é o ajustamento de parâmetros atmosféricos.

- *Resolução de Equações de Movimento em Tempo Real*. O processo de formação de nuvens está principalmente relacionado com a convecção térmica e estabilidade atmosférica. Usando diagramas SkewT/LogP conseguimos, explicitamente, determinar a força vertical necessária para resolver a equação de movimento sem resolver as equações diferenciais correspondentes.

O artigo está organizado da seguinte forma: A Secção 2 descreve brevemente o trabalho realizado em simulação de nuvens. A Secção 3 aborda a física das nuvens, em particular a equação do movimento. A Secção 4 apresenta em detalhe os diagramas SkewT/LogP e as curvas que o compõem de modo a resolver a equação do movimento. Na Secção 5 é apresentado o método de simulação. A Secção 6 apresenta resultados relevantes produzidos pelo simulador e a Secção 7 conclui o artigo apresentando trabalho futuro.

## 2. TRABALHO PRÉVIO

A simulação de nuvens baseia-se na teoria física de dinâmica de fluídos ou em técnicas procedimentais. A maior parte dos métodos baseados em física requer a resolução das equações de Navier-Stokes que consomem

bastantes recursos computacionais. Versões simplificadas destas equações têm sido propostas na literatura, nomeadamente os *Stable Fluids* [Stam 99] e *Coupled Map Lattice (CML)* ([Miyazaki 01] e [Harris 03]) usando a GPU (*Graphics Processing Unit*), embora não se consiga garantir que se obtenha taxas de tempo real.

Métodos procedimentais na simulação de nuvens constituem uma tentativa de evitar o peso computacional inerente aos métodos baseados em física. Tipicamente, estes métodos geram a distribuição de densidade de nuvens, usando a ideia de fractais [Voss 85], ruído ([Perlin 85], [Schpok 03], [Man 06]), Síntese de Fourier ([Gardner 85] e [Elinas 00]) funções implícitas volumétricas ([Trembilski 02] e [Wither 08]), autómatos celulares [Dobashi 00] e sistemas de partículas ([Neyret 97], [Bouthors 04] e [Grudzinski 07]).

No que respeita à simulação de nuvens a partir de dados atmosféricos, pouco trabalho foi feito. Trembilski [Trembilski 02] gerou uma superfície de nuvens a partir de dados gerados por simulações atmosféricas. A iso-superfície é determinada usando o algoritmo de *marching cubes*. Wenke et al. [Wenke 12] modelou a forma de nuvens ao nível do globo onde cada ponto da grelha é tratado com um sistema de partículas.

A nossa abordagem usa sistemas de partículas e considera a advecção térmica baseada em forças verticais de flutuabilidade e forças horizontais relacionadas com o vento, obtidas a partir de dados atmosféricos. Neyret [Neyret 97] gera nuvens considerando que a altitude a que as nuvens se formam é constante e conhecida e também que a variação da temperatura ambiente e da partícula dentro da nuvem são constantes. No nosso método, estes parâmetros são determinados a partir dos dados atmosféricos para cada partícula da massa de ar. Grudzinsky [Grudzinski 07] usa uma função exponencial para gerar trajetórias para as partículas de ar e uma função geradora que atribui a cada partícula um conjunto de parâmetros. No nosso método, a trajetória da partícula é determinada pelo diagrama SkewT/LogP.

### 3. FÍSICA das NUVENS

A ascensão de nuvens na atmosfera é feita através de forças de flutuabilidade ou mecânicas que trazem o arrefecimento da parcela de ar quando a pressão atmosférica diminui, resultando daí a expansão da nuvem. Eventualmente, esta massa de ar fica saturada pelo que se condensa em gotículas para formar uma nuvem. Isto implica que haja libertação de calor latente que aquece a parcela de ar, originando um aumento da sua flutuabilidade, o que, por sua vez, induz a sua ascensão na atmosfera. Quando a parcela de ar atinge a sua altitude máxima, começa a descer como consequência de flutuabilidade negativa, até que o equilíbrio seja atingido. Embora intuitivo, este processo convectivo é regulado por leis da termodinâmica. Compreender estas leis permite prever a formação de nuvens, bem como determinar o perfil vertical da sua temperatura na atmosfera.

### 3.1 Equações do Movimento para a Nuvem

Uma parcela de ar seco que evolui na atmosfera é descrita por três propriedades: temperatura ( $T$ , em K), pressão ( $P$ , em  $\text{N/m}^2$ ) e densidade ( $\rho$ , em  $\text{kg/m}^3$ ). Estas propriedades estão relacionadas pela lei do gás ideal [Cengel 11], que estabelece que

$$p = \rho RT \quad (1)$$

onde  $R$  é a constante do gás, que assume o valor  $R_d = 287.05307 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  para ar seco; para ar húmido,  $R$  é dado por  $R_m = 461.5 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  e  $T$  é substituída por  $T_v$ , designada por temperatura virtual, que é dada, aproximadamente, por

$$T_v = T(1 + 0.6 d) \quad (2)$$

onde  $d$  é a densidade do vapor de água.

Na direção vertical, a gravidade é a força externa mais importante que actua na atmosfera. A relação entre pressão e gravidade é descrita pelo equilíbrio hidrostático dado por

$$\Delta P = -\rho g \Delta z \quad (3)$$

onde  $\Delta P$  é a variação da pressão atmosférica,  $\Delta z$  é a variação da altitude e  $g$  é a aceleração devida à gravidade ( $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ ). Assim sendo, a pressão do ambiente e a pressão da parcela de ar em  $z$  e  $z + \Delta z$  dizem-se em equilíbrio hidrostático quando

$$\left(\frac{dP_e}{dz}\right)_z = -\rho_e(z)g = -\rho_p(z)g, \quad (4)$$

$$\left(\frac{dP_e}{dz}\right)_{z+\Delta z} = -\rho_e(z + \Delta z)g \quad (5)$$

onde  $P_e$  denota a pressão do ambiente e  $\rho_e$  e  $\rho_p$  são a densidade do ambiente e da parcela, respectivamente. Para a parcela de ar em  $z + \Delta z$ , a força vertical ascendente é apenas o gradiente de pressão do ambiente,  $(dP_e/dz)_{z+\Delta z}$  e a força vertical descendente é  $-\rho_p(z + \Delta z)g$ . Uma vez que  $\rho_p(z + \Delta z) \neq \rho_e(z + \Delta z)$ , existe um desequilíbrio na força resultante que actua sobre a parcela de ar que dá origem à sua aceleração. Da lei do movimento de Newton [Crowell 00], tem-se

$$\rho_p(z + \Delta z) \frac{dv}{dt} = -(dP_e/dz)_{z+\Delta z} - \rho_p(z + \Delta z)g \quad (6)$$

onde  $v$  é a velocidade vertical da parcela de ar em  $z + \Delta z$ ,  $dv/dt$  é a aceleração vertical da parcela de ar.

A lei do gás ideal e as leis da termodinâmica podem ser usadas para derivar a equação de Poisson para processos adiabáticos [Rogers 89], que é dada por:

$$\left(\frac{T}{T_0}\right) = \left(\frac{P}{P_0}\right)^k, \quad (7)$$

onde  $T_0$  e  $P_0$  são os valores iniciais de temperatura e pressão, e  $T$  e  $P$  são os correspondentes valores após uma alteração adiabática em altitude e

$$k = \frac{R_d}{c_p} = \frac{c_p - c_v}{c_p} \approx 0.286, \quad (8)$$

PRES (hPa)	HGHT (m)	TEMP (C)	DWPT (C)	RELH (%)	MIXR (g/Kg)	DRCT (deg)	SKNT (knot)	TWTB (K)	TVRT (K)	THTA (K)	THTE (K)	THTV (K)
1004.6	3	22.2	20.9	91	15.7	173	12	21.4	25.0	295.0	340.2	297.8
1000.0	39	22.8	21.1	90	16.0	168	20	21.7	25.6	295.9	342.2	298.7
975.0	260	21.6	20.2	91	15.5	170	31	20.7	24.3	296.8	341.8	299.6
950.0	486	20.4	19.2	93	15.0	171	38	19.6	23.0	297.8	341.5	300.5
925.0	716	18.9	17.8	93	14.1	177	41	18.2	21.3	298.6	339.7	301.1
900.0	952	17.4	16.3	93	13.1	186	42	16.7	19.6	299.4	337.9	301.7
875.0	1193	15.8	14.9	94	12.3	194	43	15.2	17.9	300.1	336.4	302.3
850.0	1439	14.2	13.4	95	11.5	202	42	13.7	16.1	300.9	335.0	303.0

**Figura 1. Exemplo de uma sondagem atmosférica. Os rótulos das colunas da tabela são dados por: PRES - pressão atmosférica, HGHT - altitude; TEMP - temperatura atmosférica; DWPT - temperatura de condensação; RELH - Humidade relativa; MIXR - razão de mistura; DRCT - direção do vento; SKNT - intensidade do vento.**

onde  $c_p$  e  $c_v$  são os valores da capacidade do calor específico do ar seco considerando pressão e volume constantes.

Em ciências atmosféricas, a temperatura potencial ( $\theta$ ) é uma variável mais conveniente para considerar alterações de temperatura e pressão, uma vez que o seu valor se mantém constante com alterações adiabáticas de altitude, a qual é dada por:

$$\theta = T \left( \frac{P_0}{P} \right)^{R_d/c_p}, \quad (9)$$

Usando temperatura potencial em vez da temperatura absoluta na Eq. (6), obtém-se a forma fina da equação do movimento em termos da temperatura potencial:

$$\frac{dv}{dt} = g \left[ \theta_p(z + \Delta z) - \theta_0(z + \Delta z) \right] / \theta_p(z + \Delta z) \quad (10)$$

Portanto, a Eq. (10) pode ser usada para determinar o deslocamento vertical de uma parcela de ar na atmosfera, calculando-se para isso a temperatura potencial da parcela de ar e do ambiente, num determinado nível de pressão. Contudo, para diminuir o tempo de cálculo, usamos diagramas SkewT/LogP para calcular essas duas temperaturas potenciais, como será explicado mais à frente.

### 3.2 Vento

O vento é considerado uma força horizontal que resulta de diferenças de temperatura na atmosfera, causando diferenças de pressão que têm um grande impacto na forma e no movimento das nuvens. Para o cálculo desta força são necessários dois parâmetros: direção  $\alpha$  (em graus) e intensidade  $r$  (em nós), fornecidos em formato tabular (colunas 7 e 8 dos dados da Fig. 1, respetivamente).

A representação do vento é feita usando coordenadas polares ( $r, \alpha$ ), contudo para incorporar o vento na advecção de uma nuvem torna-se necessário converter as coordenadas polares para cartesianas, usando a relação:

$$\begin{aligned} x &= r \cos(\alpha) \\ y &= r \sin(\alpha) \end{aligned} \quad (11)$$

Desta forma, é possível determinar o perfil de vento 3D a partir de dados atmosféricos, que é fundamental para

complementar a equação do movimento da nuvem com variações horizontais que resultam da influência do vento, como será mostrado no Algoritmo 3.

## 4 DIAGRAMAS SkewT/LogP

Um diagrama SkewT/LogP [AWS 79] é uma ferramenta meteorológica usada para a observação de elementos atmosféricos em qualquer plano de pressão da atmosfera, representado por uma linha isobárica (ver Fig. 2(a)). Estes diagramas permitem-nos determinar três parâmetros fundamentais para as três fases da formação de uma nuvem (Fig. 2(b)): temperatura convectiva (CT), nível de condensação convectiva (CCL) e nível de equilíbrio (EL).

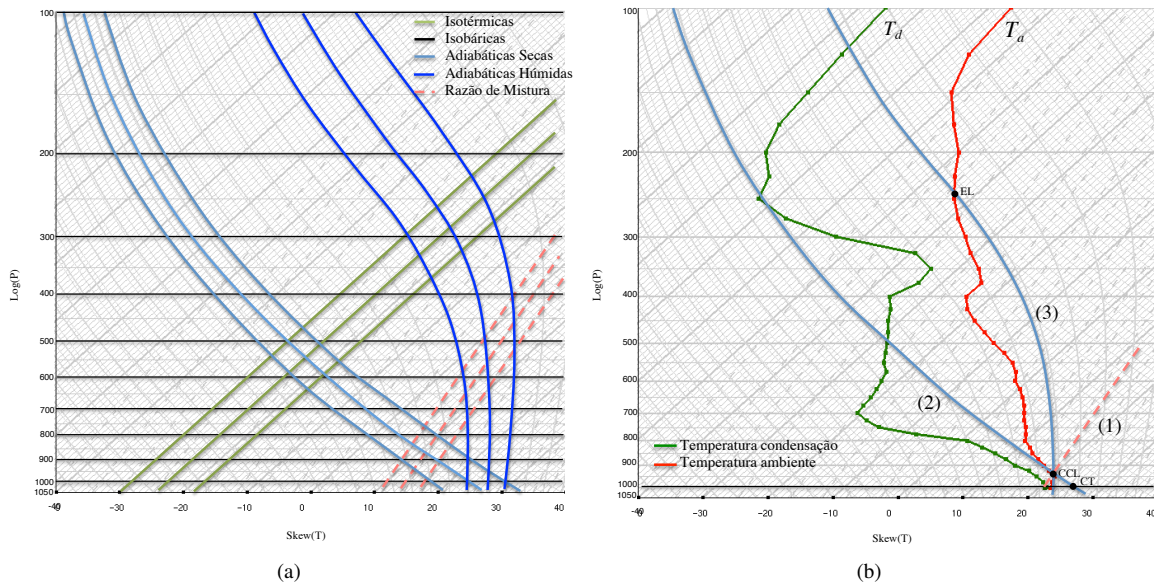
### 4.1 Curvas de um Diagrama SkewT/LogP

Num diagrama SkewT/LogP existe um conjunto fundamental de curvas (ou linhas) que representam propriedades *standard* da atmosfera e serão fundamentais para calcular os parâmetros referidos anteriormente. Essas curvas são de cinco tipos (conforme se pode ver na Fig. 2(a)):

- *Isobáricas*. Isobáricas são linhas horizontais (a preto) que representam pontos do diagrama de pressão constante.
- *Isotérmicas*. Isotérmicas são linhas retas oblíquas (a verde musgo) traçadas do canto inferior esquerdo para o canto superior direito do diagrama. São linhas paralelas traçadas a  $45^\circ$  relativamente à linha  $y = 0$  (i.e., com declive de  $45^\circ$ ) em coordenadas cartesianas.
- *Linhas de razão de mistura*. A razão de mistura  $w$  refere-se à quantidade de vapor de água numa massa de ar e é dada pela seguinte expressão:

$$w(T, P) = \frac{\epsilon \cdot e(T)}{P - e(T)} \quad (12)$$

onde  $\epsilon = R_d/R_m$  e  $e(T)$  define a pressão do vapor saturado. Num diagrama SkewT/LogP, linhas de razão de mistura são traçadas como linhas retas tracejadas (a castanho) a partir do canto inferior esquerdo até ao canto superior direito do diagrama.



**Figura 2. Diagramas SkewT/LogP. (a) Curvas que definem o diagrama (b) estimação de diversos parâmetros necessários para a formação de nuvens: (1) Cálculo do CCL, (2) Cálculo de CT e (3) Cálculo de EL.**

- *Adiabáticas secas.* As curvas adiabáticas secas são curvas do tipo  $1/\log P$  (em azul marinho) no diagrama SkewT/LogP. Estabelecem o comportamento termodinâmico de parcelas de ar não saturadas que se movem ascendentemente (os descendentemente), ou seja, descrevem a taxa de variação para o processo adiabático seco (DALR).
- *Adiabáticas húmidas.* Curvas adiabáticas húmidas, também denominadas de pseudo-adiabáticas são as curvas representadas a azul no diagrama que vão desde o fundo e vão gradualmente curvando para o topo direito tornando-se quase paralelas às curvas adiabáticas secas. Representam a taxa de variação para o processo pseudo-adiabático (SALR).

## 4.2 Curvas de Sondagens Meteorológicas

Para além dos cinco tipos de curvas definidos na secção anterior (ver Fig. 2(a)), há ainda mais dois tipos de curvas —denominadas curvas de sondagens meteorológicas— retratadas na Fig. 2(b) para resolver a equação de movimento associada à nuvem (i.e., Eq. (10)). A primeira destas curvas refere-se à temperatura ambiente  $T_a$ , enquanto que a segunda está relacionada com a temperatura de condensação  $T_d$ . Ambas são representadas através de aproximações lineares a vermelho e verde na Fig. 2(b), respectivamente, e são geradas especificamente a partir dos dados listados na terceira e quarta coluna da tabela apresentada na Fig. 1. A ideia principal do nosso método é usar estes parâmetros meteorológicos para ‘alimentar’ e explicitamente resolver a equação do movimento (10) de modo a simular e renderizar realisticamente a formação de nuvens.

## 5 FORMAÇÃO DE NUVENS

A formação de nuvens está relacionada com o movimento vertical de parcelas de ar que num determinado instante se convertem em nuvens. Mais concretamente, a formação de nuvens comporta dois passos distintos: geração e ascensão.

### 5.1 Geração

A geração de partículas inclui gestação e a libertação de partículas. Durante a fase de gestação, partículas são geradas para cada parcela de ar e à medida que o sol aquece o solo, as partículas vão absorvendo a radiação solar o que implica no aumento da sua temperatura. Assim que cada partícula atinge a temperatura convectiva  $T_c$ , libertam-se do solo (i.e.,  $P_0$ ) e inicia-se a segunda fase.

---

**Algoritmo 1:** Cálculo da temperatura convectiva  $T_c$ .

---

#### início

- Obter ponto de condensação ( $T_d, P$ ) ao nível do solo;
  - Calcular a linha de razão de mistura que passa no ponto de condensação determinado;
  - Calcular o CCL como sendo o ponto de interseção entre a linha de razão de mistura e a curva da temperatura ambiente;
  - Calcular a curva adiabática seca que passa no CCL;
  - Calcular a temperatura convectiva  $T_c$  como sendo a interseção entre a curva adiabática seca e a pressão ao nível do chão.
- 

Este processo é descrito no Algoritmo 1, que consiste nos seguintes cinco passos:

- *Passo 1.* O ponto de condensação ( $T_d, P_0$ ) no solo é

o primeiro par de valores da curva da temperatura de condensação a ser calculado.

- *Passo 2.* A partir do ponto de condensação  $(T_d, P_0)$ , determina-se a linha de razão de mistura que passa nesse ponto (dada por (1) na Fig. 2(b)).
- *Passo 3.* O ponto CCL  $(T_{CCL}, P_{CCL})$  é o ponto que resulta da intersecção entre a linha de razão de mistura (ver passo anterior) e um dos segmentos de reta da curva  $C_a$  relativa à temperatura ambiente.
- *Passo 4.* O cálculo da temperatura potencial no CCL é dado pela Eq. (9); mais especificamente,  $\theta = T_{CCL} \left( \frac{P_0}{P_{CCL}} \right)^{R/c_p}$ , onde  $(T_{CCL}, P_{CCL})$  refere-se à temperatura e pressão no CCL.
- *Passo 5.* A temperatura potencial  $\theta$  de uma partícula é constante ao longo da adiabatúca seca dada pela Eq. (9) e representada por (2) na Fig. 2(b), de modo que se pode usar o valor da temperatura potencial calculado anteriormente para calcular a temperatura convectiva  $T_c$  de cada partícula no ponto  $(T_0, P_0)$ , sendo  $T_0 = T_c$ . Portanto,  $\theta = T_0 \left( \frac{P_0}{P_0} \right)^{R/c_p}$ , ou seja, a temperatura convectiva é dada por  $T_c = T_0 = \theta$ .

## 5.2 Ascensão da Massa de Ar

Após atribuir uma temperatura convectiva a cada partícula da parcela de ar, tem lugar a ascensão das parcelas de ar, que se estabelece em duas fases: ascensão seca e ascensão húmida. A ascensão seca corresponde à ascensão das partículas entre o solo e o nível de condensação convectivo (CCL). Quando a temperatura da partícula fica

---

### Algoritmo 2: EncontraCCLPartícula( $\pi, \Pi, T_c, n, \Delta t$ )

---

**Dados:**  $\Pi, T_a$   $\triangleleft$  parcela de partículas  $\Pi$ , temperaturas ambiente  $T_a$

**Saída:**  $\theta$   $\triangleleft$  temperaturas potenciais  $\theta$  para pontos de  $T_a$

**Saída:**  $\Theta$   $\triangleleft$  temperaturas potenciais  $\Theta$  para partículas de  $\Pi$

**início**

$k \leftarrow 0.286$   $\triangleleft$  ver Eq. (8)

$P_0 \leftarrow$  pressão  $\triangleleft$  1.ª coluna da tabela na Fig. 1

**para cada**  $T_a[i]$  **faça**

$P \leftarrow$  pressão para  $T_a[i]$   $\triangleleft$  1.ª coluna da Fig. 1

$T \leftarrow$  temperatura para  $T_a[i]$   $\triangleleft$  3.ª coluna da Fig. 1

$\theta_i \leftarrow T \left( \frac{P_0}{P} \right)^k$   $\triangleleft$  temperatura potencial, Eq. (9)

**para cada**  $\Pi[j]$  **faça**

$\Theta_j \leftarrow T_c[j]$ ;

$[\theta_i, \theta_{i+1}] \leftarrow$  determina o intervalo;

$\Theta_j \in [\theta_i, \theta_{i+1}]$ ;

$(T, P)_j \leftarrow$  encontra o ponto CCL:

$\theta_p(T, P) = \Theta_j \in [\theta_i, \theta_{i+1}]$

---

igual à temperatura ambiente, diz-se que o CCL foi atingido, e as partículas de ar seco condensam em partículas de vapor de água. Portanto, necessitamos de calcular o

CCL para cada partícula  $\pi_i$  de uma parcela de ar  $\pi$ , conforme descrito no Algoritmo 2. Note-se que o CCL de uma partícula  $j$  é o ponto  $(T_j, P_j)$  que resulta da intersecção entre a sua curva adiabatúca seca (dada por (2) na Fig. 2(b)) e a curva  $C_a$  referente a curvas de sondagens de temperatura  $T_a$  (cf. 3.ª coluna da tabela na Fig. 1). Portanto, calculamos em primeiro lugar a temperatura potencial  $\theta(T_j, P_j)$  em cada vértice de  $C_a$ , tal como ilustrado no primeiro ciclo do Algoritmo 2. Isto é equivalente a determinar a adiabatúca seca que passa em cada vértice de  $C_a$ , obtendo assim uma sequência  $\theta_0, \dots, \theta_n$  de adiabatúcas secas (ou temperaturas potenciais) que cruzam  $C_a$  nos seus vértices.

Considerando que a temperatura convectiva  $T_{c_j}$  de uma partícula  $j$  coincide com a temperatura potencial  $\Theta_j$  da sua adiabatúca seca, é necessário determinar o intervalo  $[\theta_i, \theta_{i+1}]$  onde  $\Theta_j$  se insira. Identificado o segmento  $(i, i+1)$  de  $C_a$  que cruza a adiabatúca seca da partícula  $j$ , usamos um algoritmo de identificação de zeros (de análise numérica) para determinar o ponto de CCL  $(T_j, P_j)$  de modo que  $\theta_p(T_j, P_j) = \Theta_j$  (cf. Eq. (9)), conforme pode ser observado no segundo ciclo ‘para’ do Algoritmo 2. Para resolver a Eq. (10) num ponto  $(T, P)$  localizado numa

---

### Algoritmo 3: MovimentoAscensão()

---

**início**

**para cada**  $\pi_i \in \Pi$  **faça**

**para cada**  $p \in \pi_i$  **faça**

$C_0 \leftarrow$  curva da temperatura ambiente;

**enquanto**  $P > CCL_P$  **faça**

$C_1 \leftarrow$  curva adiabatúca seca para a partícula;

$RP \leftarrow t_{min}, t_{max}$  na pressão  $P$ ;

$A \leftarrow (RP \cap C_0)$ ;

$B \leftarrow (RP \cap C_1)$ ;

$\theta_p \leftarrow$  DetermineTheta( $t, A_P$ );

$\theta_a \leftarrow$  DetermineTheta( $B_T, B_P$ );

$F \leftarrow 9.81 \cdot (\theta_p - \theta_a) / \theta_p$ ;

$v \leftarrow v_0 + F \cdot t$ ;

$\Delta z \leftarrow z_{init} + v_0 \cdot t + 1/2 \cdot F \cdot t^2$ ;

$z_1 \leftarrow z_0 + \Delta z$ ;

$x_1 \leftarrow x_0 + v_x$ ;

$y_1 \leftarrow y_0 + v_y$ ;

---

altitude  $z$ , é necessário conhecer dois valores,  $\theta_p$  e  $\theta_a$ . O valor da temperatura potencial  $\theta_p$  de cada partícula é constante e conhecido do passo anterior e é igual à temperatura convectiva da partícula. Assim sendo, apenas é necessário determinar a temperatura potencial do ambiente  $\theta_a$  (na curva de temperatura ambiente  $C_a$ ) no mesmo nível de pressão  $P$ . Este cálculo consiste em determinar o ponto  $(\theta_a, P)$  que resulta da intersecção entre a isobárica  $P$  e um segmento da curva  $C_a$ .

De seguida é necessário calcular a força de ascensão  $F$  para mover a partícula, bem como a sua velocidade  $v$  e o correspondente deslocamento vertical  $\Delta z$  que permite determinar a nova posição da partícula  $z + \Delta z$ . É também ne-



**Figura 3. Nuvens *Cumulus* geradas para simular a variação diurna da temperatura no intervalo  $T \in [25.63^\circ, 25.93^\circ]$ . (a) A forma de torre é alcançada uma vez que há mais partículas a serem geradas a temperaturas mais baixas no intervalo. (b) Partículas são geradas com distribuição uniforme de temperaturas.**

cessário calcular a evolução da partícula na direção  $(x, y)$  através da inclusão das componentes de vento,  $v_x$  e  $v_y$ , conforme se vê no Algoritmo 3.

O algoritmo para determinar o EL para cada partícula é similar ao Algoritmo 2, com a diferença que, em vez de determinar a temperatura para a curva adiabática seca, a temperatura é determinada para a curva adiabática húmida (dada por (3) na Fig. 2(b)) que passa pelo CCL.

## 6 RESULTADOS

Nesta secção são apresentados resultados referentes à simulação de diferentes nuvens, bem como resultados de desempenho para essas simulações.

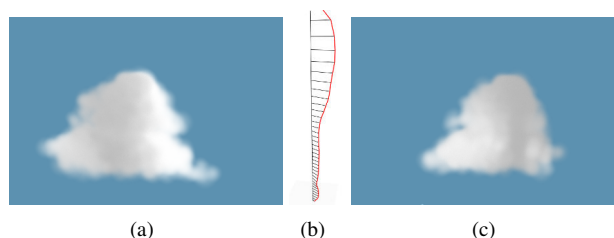
### 6.1 Renderização de Nuvens

De forma a gerar imagens de nuvens realísticas, é necessário considerar a natureza complexa da sua interação com a luz. A luz numa nuvem é espalhada muitas vezes pelas pequenas gotículas que a compõem. É este efeito que lhes confere uma aparência suave e difusa. Neste sentido, foi implementado um ambiente 3D, em C++, com bibliotecas de OpenGL/GLUT onde se usou a técnica de renderização proposta por [Harris 01] que descreve um algoritmo para a renderização em tempo real de nuvens com base num processo de iluminação a dois passos, similar à apresentada em [Dobashi 00].

### 6.2 Forma das Nuvens

São vários os fatores que influenciam a forma das nuvens: dados da sondagem atmosférica, ventos horizontais e temperatura do solo no momento da geração da nuvem.

Quando vento horizontal incide numa nuvem, o seu efeito é mais óbvio no topo do que na base [Emanuel 94]. A Fig. 4 mostra o efeito final do vento numa nuvem (composta por 5000 partículas), aplicado desde a sua geração ao nível do solo até ao EL. O perfil de vento da Fig. 4(b) foi definido a partir dos dados da sondagem.



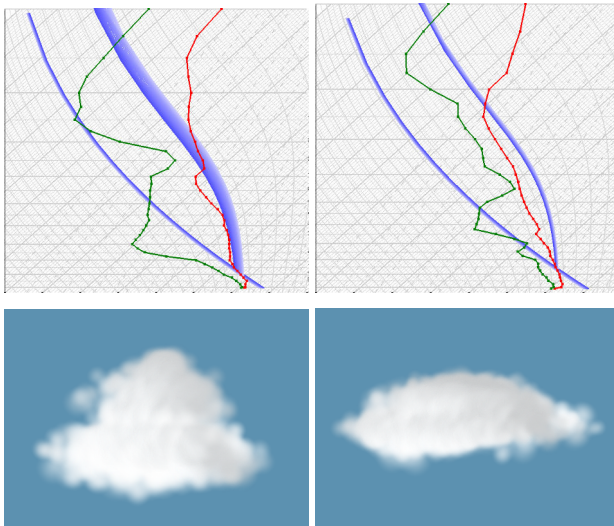
**Figura 4. Evolução de uma nuvem em diferentes condições de vento. (a) nuvem gerada sem vento, (b) exemplo de um perfil de vento, (c) curva gerada com o perfil de vento definido em (b).**

Dados atmosféricos diferentes produzem diferentes formas de nuvens, uma vez que os níveis de pressão onde o CCL e o EL são atingidos variam entre sondagens atmosféricas. Isto, combinado com o perfil de temperatura ambiente, determina a forma como as partículas evoluem na atmosfera. Na Fig. 5 são apresentadas duas nuvens geradas com base em duas sondagens diferentes. Ao nível do solo, a temperatura aumenta à mesma taxa. Contudo, a forma da nuvem é diferente devido a alterações nos perfis da temperatura ambiente e da temperatura da partícula.

Outro fator que influencia a forma de nuvens é o perfil de temperatura que as partículas seguem dentro da nuvem. Dependendo da temperatura ao nível do solo, as partículas dentro da nuvem atingem o equilíbrio a altitudes maiores ou menores na atmosfera (Fig. 3).

### 6.3 Desempenho

Foram realizados vários testes à eficiência do nosso algoritmo na simulação e renderização de nuvens e cenas de nuvens com complexidade crescente. Os primeiros testes focaram na simulação e renderização de uma nuvem com



**Figura 5. Efeito da utilização de diferentes sondagens atmosféricas na forma da nuvem.**

variação do número de partículas entre as 200 e 3000.

Para cada passo de simulação, é aplicado o algoritmo de renderização que consome mais tempo do que o passo de simulação, conforme se apresenta na Fig. 7(a). Além disso, à medida que o número de partículas aumenta, o desempenho temporal de simulação tende para a linearidade. Na fase de renderização, e tendo em consideração que não estamos a usar aceleração CPU/GPU, os resultados apresentados na Fig. 7(b) indicam que para cenas compostas de centenas de milhares de partículas, conseguimos atingir valores interessantes em *frames* por segundo.

Nos segundos testes, foram renderizadas várias nuvens anteriormente calculadas usando diagramas SkewT/LogP. O número de nuvens varia entre 3 e 120 sendo que o número de partículas em cada nuvem varia entre 200 e 3000. Para além disso, foram geradas cenas contendo até 150000 partículas, tal como mostrado na Fig. 6.

## 7 CONCLUSÕES

Neste artigo demonstrámos que é possível usar diagramas SkewT/LogP na visualização realística de nuvens convectivas, em tempo real. Estes diagramas permitem-nos determinar os parâmetros necessários para a advecção de uma massa de ar usando a equação do movimento (cf. Eq. (10)), portanto, a nossa abordagem procedural não envolve a complexidade associada à resolução de equações diferenciais. A eficiência do algoritmo permite-nos simular nuvens até 1000 partículas em 5 milissegundos. Entre 10000 e 20000 partículas é um valor adequado para modelar uma cena de nuvens onde o utilizador pode navegar livremente em tempo real. Mesmo com 50000 partículas, o número de *frames* é ainda da ordem de 24 FPS.

Nesta fase apenas nuvens *cumulus* que resultam da convecção são bem descritas pelo nosso modelo. O nosso objetivo é simular outros tipos de nuvens, como por



(a)



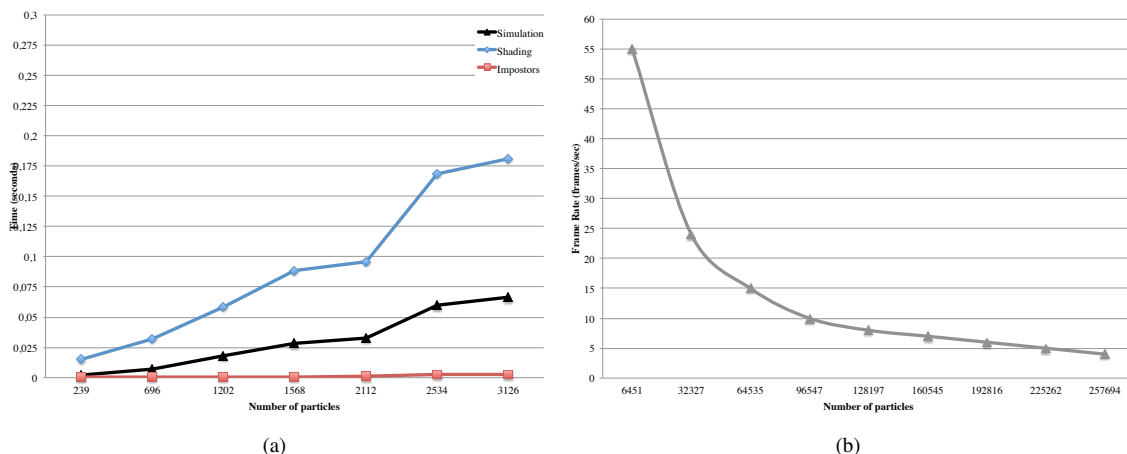
(b)

**Figura 6. Vista de um sistema de nuvens composto de 150000 partículas.**

exemplo *stratus* ou *cirrus*. Estas nuvens são não conectivas, contudo podem ser determinadas num diagrama SkewT/LogP.

## Referências

- [AWS 79] AWS. The use of the skew t, log p diagram in analysis and forecasting. 1979.
- [Bouthors 04] Antoine Bouthors e Fabrice Neyret. Modeling clouds shape. Em *Eurographics (short papers)*, Grenoble France, 2004.
- [Cengel 11] Yunus A Cengel, Michael A Boles, e Mehmet Kanoğlu. *Thermodynamics: an engineering approach*, volume 5. McGraw-Hill New York, 2011.
- [Crowell 00] Benjamin Crowell. *Newtonian physics*, volume 1. Light and Matter, 2000.
- [Dobashi 00] Yoshinori Dobashi, Kazufumi Kaneda, Hideo Yamashita, Tsuyoshi Okita, e Tomoyuki Nishita. A simple, efficient method for realistic animation of clouds. Em *Proc. of the 27th annual conference on Computer graphics and interactive techniques*, páginas 19–28, 2000.
- [Elinas 00] Pantelis Elinas e Wolfgang Stürzlinger. Real-time rendering of 3d clouds. *J. Graph. Tools*, 5:33–45, 2000.



**Figura 7. Resultados obtidos. (a) tempo de simulação e render de uma nuvem (b) número de frames necessárias para renderizar uma cena de nuvens.**

- [Emanuel 94] Kerry A Emanuel. *Atmospheric convection*. Oxford University Press, 1994.
- [Gardner 85] Geoffrey Y. Gardner. Visual simulation of clouds. *ACM SIGGRAPH Comput. Graph.*, 19:297–304, July 1985.
- [Grudzinski 07] Jakub Grudzinski e Adrian Debowski. Clouds and atmospheric phenomena simulation in real-time 3d graphics. volume 4418 de *Lecture Notes in Computer Science*, páginas 117–127. 2007.
- [Harris 01] Mark J Harris e Anselmo Lastra. Real-time cloud rendering. Em *Computer Graphics Forum*, volume 20, páginas 76–85, 2001.
- [Harris 03] Mark J. Harris, William V. Baxter, Thorsten Scheuermann, e Anselmo Lastra. Simulation of cloud dynamics on graphics hardware. Em *Proc. of the ACM conference on Graphics hardware*, páginas 92–101, 2003.
- [Man 06] P. Man. Generating and real-time rendering of clouds. Em *Central European seminar on computer graphics*, páginas 1–9, 2006.
- [Miyazaki 01] Ryo Miyazaki, Satoru Yoshida, Tomoyuki Nishita, e Yoshinori Dobashi. A method for modeling clouds based on atmospheric fluid dynamics. Em *Proc. of the 9th Pacific Conference on Computer Graphics and Applications*, 2001.
- [Neyret 97] Fabrice Neyret. Qualitative simulation of convective cloud formation and evolution. Em *Proc of Eurographics Computer Animation and Simulation Workshop'97*, páginas 113–124, 1997.
- [Perlin 85] Ken Perlin. An image synthesizer. *Proceedings of SIGGRAPH*, 19(3):287–296, 1985.
- [Rogers 89] RR Rogers e MK Yau. A short course in cloud physics, international series in natural philosophy, 1989.
- [Schpok 03] Joshua Schpok, Joseph Simons, David S. Ebert, e Charles Hansen. A real-time cloud modeling, rendering, and animation system. Em *Proc. of the symposium on Computer animation*, páginas 160–166, 2003.
- [Stam 99] Jos Stam. Stable fluids. Em *Proc. of the 26th conference on Computer graphics and interactive techniques*, páginas 121–128, 1999.
- [Trembilski 02] Andrzej Trembilski, Andreas Broßler, e Abt Visualisierung Und Virtuelle. Surface-based efficient cloud visualisation for animation applications. Em *Journal of WSCG*, 2002.
- [Voss 85] R.F. Voss. Random fractal forgeries. *Fundamental algorithms for computer graphics*, 17:805–835, 1985.
- [Wenke 12] Wang Wenke, Li Sikun, Guo Yumeng, e Xiong Min. Automatic generation of large scale 3d cloud based on weather forecast data. Em *2012 International Conference on Virtual Reality and Visualization*, páginas 69–73, 2012.
- [Wither 08] Jamie Wither, Antoine Bouthors, e Marie-Paule Cani. Rapid sketch modeling of clouds. Em *Eurographics Workshop on Sketch-Based Interfaces and Modeling (SBIM)*, 2008.